



Diagnóstico de sequías en la cuenca del río Orinoco

Valeria Bedoya Pineda

Tesis de maestría presentada para optar al título de Magíster en Ingeniería Ambiental

Directora

Paola Andrea Arias Gómez, Doctor (PhD)

Codirector

John Alejandro Martínez Agudelo, Doctor (PhD)

Universidad de Antioquia

Facultad de Ingeniería

Maestría en Ingeniería Ambiental

Medellín, Antioquia, Colombia

2024

Cita

(Bedoya Pineda, 2024)

Referencia

Bedoya Pineda, V. (2024). *Diagnóstico de sequías en la cuenca del río Orinoco* [Tesis de maestría]. Universidad de Antioquia, Medellín, Colombia.

Estilo APA 7 (2020)



Maestría en Ingeniería Ambiental

Grupo de Investigación Ingeniería y Gestión Ambiental (GIGA).

Centro de Investigación Ambientales y de Ingeniería (CIA).



Centro de Documentación de Ingeniería (CENDOI)

Repositorio Institucional: <http://bibliotecadigital.udea.edu.co>

Universidad de Antioquia - www.udea.edu.co

El contenido de esta obra corresponde al derecho de expresión de los autores y no compromete el pensamiento institucional de la Universidad de Antioquia ni desata su responsabilidad frente a terceros. Los autores asumen la responsabilidad por los derechos de autor y conexos.

Dedicatoria

Con el corazón hinchado de una emoción que no es fácil de expresar, dedico este periodo de mi vida, mi aprendizaje unido a la realización de esta maestría, a todas las mujeres que han atravesado mi camino; mis amigas, mis maestras, mi abuela, mi hermana y mi madre, en especial a ella, pues la aprendí a sentir, la pude comprender, la logré escuchar.

Más que una dedicatoria, es reconocerles hacerme más fuerte, todo lo femenino que he tejido, que ha brotado en mí, en especial comprendido en los últimos tres años gracias a John y lo que hemos bordado juntas.

Al mar pasional del amor, a la naturaleza que tanto llena mi alma y al camino que he tejido hasta ahora...

Agradecimientos

Este Trabajo de Investigación fue financiado por MINCIENCIAS, mediante el programa de investigación “SOS Cuenca”, No. 80740-490-2020.

Agradezco a Isabel Correa por compartir los índices del chorro del Orinoco y los vientos alisios.

Deseo agradecer a Paola y a Alejandro por escucharme durante todo este tiempo. También quiero decirles que siento mucha admiración por los seres humanos que son, por su apuesta académica y pedagógica. Infinitas gracias por permitirme sentir, pensar y hacer.

Resumen

La cuenca del río Orinoco es altamente vulnerable a eventos extremos como sequías y lluvias fuertes. Se ha identificado que los eventos de sequía en diferentes regiones del mundo comienzan debido a una disminución de la precipitación por cambios en la circulación atmosférica. Adicionalmente, las interacciones y retroalimentaciones entre la superficie terrestre y la atmósfera juegan un papel clave en la alteración del déficit de humedad. En la región del Orinoco, la investigación enfocada en sequías aún es limitada. En este estudio se identificó que los eventos registrados en 2009-2010, 2013-2014, 2015-2016, 2018-2019 y 2020 se encuentran entre las sequías más fuertes ocurridas en el Orinoco durante las últimas dos décadas. Para cada uno de los eventos, se estimó la intensidad y duración de la sequía mediante varios índices, incluyendo anomalías estandarizadas de precipitación (P), índice de precipitación estandarizada (SPI, por sus iniciales en inglés) e índice de precipitación y evapotranspiración estandarizado (SPEI, por sus iniciales en inglés). Además, se analizaron las anomalías estandarizadas de las variables evapotranspiración (ET), humedad del suelo (SM), radiación neta (Rn) y el Índice de Diferencias Normalizadas de Vegetación (NDVI, por sus iniciales en inglés), a partir de diferentes bases de datos (GPM, CHIRPS, ERA5, ERA5-Land, AVHRR). Durante los eventos de sequía considerados, se analizaron las anomalías de variables atmosféricas (vientos a 850 hPa y 500 hPa, vapor de agua en la columna atmosférica (TCWV), humedad relativa (HR) a 500 hPa y altura geopotencial a 500hPa), a partir del reanálisis ERA5. Se identificaron diversos factores asociados a la ocurrencia de condiciones secas en la región del Orinoco, los cuales pueden actuar en simultáneo o secuencialmente durante las sequías estudiadas. Entre estos factores se destaca el fortalecimiento de un sistema de alta presión (una circulación anticiclónica) en niveles bajos y medios de la troposfera sobre el océano Atlántico norte. Este patrón estuvo presente en todos los eventos descritos. Otro aspecto común en varios de los eventos de sequía identificados es la ocurrencia de un evento El Niño. Adicionalmente, los vientos alisios y la corriente de chorro de bajo nivel del Orinoco (OLLJ, por sus iniciales en inglés) también son importantes para explicar la ocurrencia de anomalías negativas de P en el Orinoco. En general, durante los eventos de sequía analizados se observa que las variables asociadas a los balances de agua y energía responden al déficit de P, el cual ocurre en respuesta a la dinámica atmosférica sobre la región del Orinoco y regiones tropicales y subtropicales del Atlántico norte. En los casos estudiados, un déficit en P fue rápidamente seguido por un déficit en SM, el cual es reforzado por anomalías positivas de ET en etapas iniciales e intermedias de la sequía. Las reducciones de SM, a su vez, se asociaron a anomalías positivas de Rn (por condiciones menos nubladas sobre el Orinoco). En las etapas de finalización de cada sequía, se registraron anomalías negativas de ET, asociadas a anomalías muy negativas de SM.

Contenido

Capítulo 1	9
Generalidades	9
1.1 Introducción	9
1.2. Objetivos	12
1.2.2. Objetivo general	12
1.2.3. Objetivos específicos	12
1.3. Marco teórico y estado del arte	13
1.3.1 Balances de agua y energía en superficie	13
1.3.2 Tipos de sequías	14
1.3.3. Índices de sequía	15
1.3.4. Índices empleados para la caracterización de sequías en algunas regiones del mundo	16
1.4. Datos y metodología	16
1.4.1. Datos	16
a) Reanálisis ERA5 y ERA5-Land	17
b) Productos satelitales	17
1.4.2. Metodología	18
a) Objetivo Específico 1 (Capítulo 2)	18
b) Objetivo Específico 2 (Capítulo 3)	20
c) Objetivo Específico 3 (Capítulos 4, 5 y 6)	22
Capítulo 2	23
Climatología de la Orinoquia	23
2.1. Precipitación	23
2.1.1. Ciclo anual	23
2.1.2. Variabilidad interanual	25
2.2. Evapotranspiración	27
2.3. Humedad del suelo	29
2.4. NDVI	31
2.5. Circulación atmosférica en niveles bajos de la troposfera	33
2.5.1. Viento a 850 hPa	33
2.5.2. Vientos alisios	34
2.5.3. Chorro del Orinoco	35
2.6. Agua precipitable	36
2.7. Circulación atmosférica en niveles medios de la troposfera	38
2.7.1. Vientos a 500hPa	38
2.7.2. Humedad relativa a 500 hPa	39
2.8. Correlaciones entre variables	41
Anexos Capítulo 2	46
Capítulo 3	52
Caracterización de sequías recientes en el Orinoco	52
3.1. Identificación de eventos de sequía	52
3.1.1. Índices basados en precipitación	52
3.1.2. Anomalías estandarizadas de evapotranspiración	56

3.1.3. Anomalías estandarizadas de humedad de suelo	57
3.1.4. Anomalías estandarizadas de NDVI	59
Anexos Capítulo 3	64
Capítulo 4	70
Evento de sequía 2009-2010	70
4.1. Condiciones regionales durante el periodo 2008-2010	70
4.2. Condiciones atmosféricas durante el evento de sequía 2009-2010	71
4.2.1. Vientos alisios y OLLJ	71
4.2.2. Etapa inicial de la sequía 2009-2010	73
4.2.3. Etapa intermedia de la sequía 2009-2010	75
4.2.4. Etapa final de la sequía 2009-2010	76
4.3. Comportamiento temporal de la precipitación durante el periodo 2008-2010	78
4.4. Comportamiento espacial de la precipitación, la evapotranspiración, la humedad del suelo y el NDVI durante el evento de sequía 2009-2010	80
4.5. Evolución temporal de la precipitación, la humedad del suelo, la evapotranspiración y la radiación neta en superficie durante el evento de sequía 2009-2010	83
Anexos Capítulo 4	86
Capítulo 5	89
Periodo 2012-2016: eventos de sequía 2013-2014 y 2015-2016	89
5.1. Condiciones regionales durante el periodo 2012-2016	89
5.2. Condiciones atmosféricas durante los eventos de sequía 2013-2014 y 2015-2016	91
5.2.1. Vientos alisios y OLLJ	91
5.2.2. Etapa inicial de la sequía 2013-2014	93
5.2.3. Etapa intermedia de la sequía 2013-2014	94
5.2.4. Etapa final de la sequía 2013-2014	96
5.2.5. Etapa inicial de la sequía 2015-2016	98
5.2.6. Etapa intermedia de la sequía 2015-2016	100
5.2.7. Etapa final de la sequía 2015-2016	101
5.3. Evolución temporal de la precipitación durante el periodo 2012-2016	103
5.4. Comportamiento espacial de la precipitación, la evapotranspiración, la humedad del suelo y el NDVI durante el periodo 2012-2016	104
5.5. Evolución temporal de la precipitación, la humedad del suelo, la evapotranspiración, el NDVI y la radiación neta en superficie durante el periodo 2012-2016	116
Anexos Capítulo 5	118
Capítulo 6	128
Periodo 2018-2020: eventos de sequía 2018-2019 y 2020	128
6.1. Condiciones regionales durante el periodo 2018-2020	128
6.2. Condiciones atmosféricas durante los eventos de sequía 2019-2020 y 2020	129
6.2.1 Vientos alisios y OLLJ	129
6.2.2. Etapa inicial de la sequía 2018-2019	131
6.2.3. Etapa intermedia de la sequía 2018-2019	133
6.2.4. Etapa final de la sequía 2018-2019	134
6.2.5. Etapa inicial de la sequía 2020	136
6.2.6. Etapa intermedia de la sequía 2020	137
6.2.7. Etapa final de la sequía 2020	139

6.3. Evolución temporal de la precipitación durante el periodo 2018-2020	140
6.4. Comportamiento espacial de la precipitación, la evapotranspiración, la humedad del suelo y el NDVI durante el periodo 2018-2021	141
6.5. Evolución temporal de la precipitación, la humedad del suelo, la evapotranspiración, el NDVI y la radiación neta en superficie durante el periodo 2018-2021	152
Anexos Capítulo 6	154
Capítulo 7	162
Discusión y conclusiones	162
BIBLIOGRAFÍA	167

Capítulo 1

Generalidades

1.1 Introducción

La cuenca del río Orinoco está ubicada en el norte de Suramérica, en territorio de Colombia y Venezuela (ver Figura 1.1). En la cuenca, el régimen de lluvias es condicionado principalmente por la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT), siendo en términos generales unimodal, con una temporada seca entre noviembre y abril, y una temporada húmeda entre mayo y octubre (Poveda & Mesa, 1997; Poveda et al., 2006; Arias et al., 2020a). Por el contrario, la distribución de la cantidad de precipitación en la región presenta diferentes rangos: en lugares cercanos a los Andes se tienen precipitaciones alrededor de 6.000 mm/año, en la parte central y al este de la región se observan valores entre 2.000 a 3.000 mm/año, y por último, en la parte norte, las precipitaciones están por debajo de los 1.500 mm/año (Armenteras-Pascual et al., 2011).

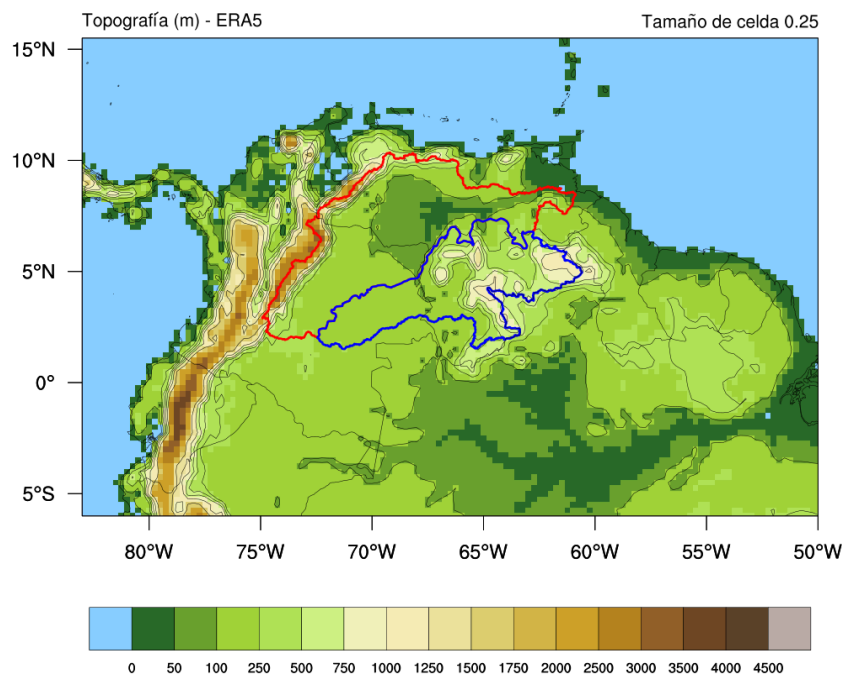


Figura 1.1. Cuenca del río Orinoco. El contorno rojo representa el norte del Orinoco mientras que el contorno azul corresponde al sur del Orinoco. La escala de colores indica la elevación sobre el nivel del mar (en m) según el reanálisis ERA5

Los patrones de precipitación condicionan las características de la vegetación; así, en el norte del Orinoco predominan zonas de sabana tropical y pastizales, mientras que en lugares más hacia el sur se encuentran zonas boscosas e inundables (ver Figura 1.2; Dominguez, 1998; Armenteras-Pascual et al., 2011). Es importante mencionar que en las sabanas y los pastizales, la evapotranspiración (ET) domina el balance de agua, mientras que, a medida que aumenta la cobertura de vegetación, la escorrentía superficial comienza a dominar (Mercado-Bettin et al., 2017). Diferentes estudios muestran que las interacciones y retroalimentaciones entre la superficie continental y la atmósfera son importantes en regiones de transición entre climas secos, semihúmedos y húmedos, como es el caso de la Orinoquia, debido a que en estos lugares, las condiciones de la superficie tienen grandes efectos

sobre la precipitación, es decir, la precipitación es sensible a variaciones en los flujos evaporativos y los flujos de evapotranspiración son sensibles a cambios en la humedad del suelo (Koster et al., 2004; Anderson et al., 2009; Ruscica et al., 2015; Gentine et al., 2019).

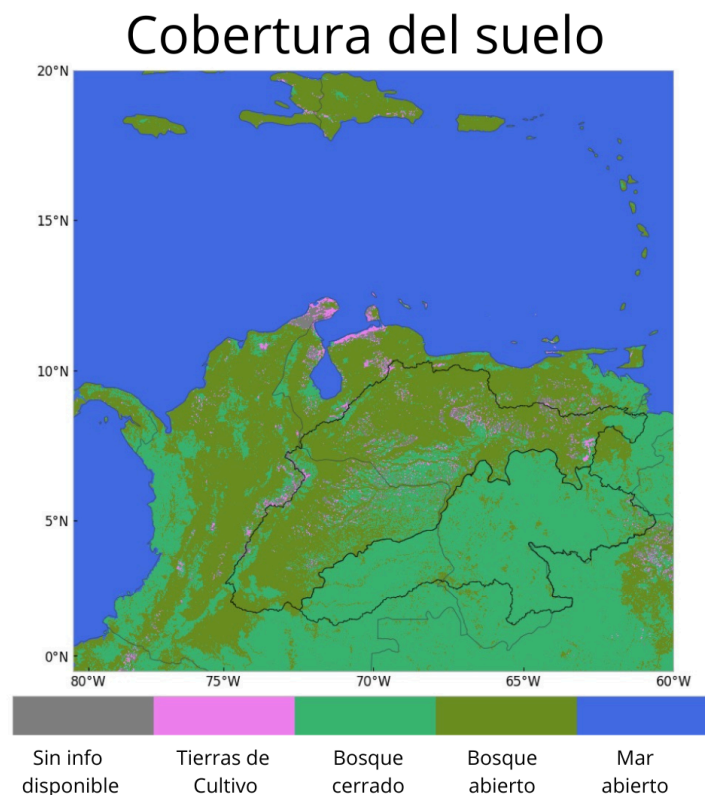


Figura 1.2. Clasificación de la cobertura del suelo en el norte de Suramérica. En particular, se indican los contornos correspondientes al norte y sur del Orinoco (ver Figura 1.1). El mapa se generó a partir de la base de datos Copernicus Global Land Service (<https://lcviewer.vito.be/download>)

Si bien la humedad atmosférica transportada al norte de Suramérica proviene en su mayoría desde el océano Atlántico (~50%), las fuentes continentales también aportan humedad a la región; específicamente, la cuenca del río Orinoco aporta alrededor del 10 al 12% de su propia humedad atmosférica, un porcentaje incluso mayor al aportado por la cuenca Amazónica hacia la región (~5%; Arias et al., 2015; Hoyos et al., 2018). Escobar et al. (2022) encuentran que la cuenca del Orinoco es altamente importante para la precipitación en los Andes tropicales y en menor medida para el Caribe colombiano (para estas regiones, las contribuciones desde el Orinoco en algunas ocasiones igualan el porcentaje de aporte desde los océanos). Los procesos e interacciones entre el suelo, la vegetación y la atmósfera han sido particularmente estudiados en bosques tropicales como el Amazonas (ver por ejemplo, Marengo et al., 2018), un ecosistema fundamental en el clima global y regional; sin embargo, otros ecosistemas como las sabanas tropicales también desempeñan un papel importante, aunque han sido mucho menos estudiados. Adicionalmente, son más escasos los estudios de los procesos e interacciones entre el suelo, la vegetación y la atmósfera bajo condiciones de sequía para esta región.

La vegetación en la Orinoquia (como en los ecosistemas de sabana) se caracteriza por una correlación positiva entre el verdor de la vegetación y la precipitación, lo cual indica que la fotosíntesis aumenta durante la temporada húmeda; adicionalmente, este tipo de vegetación depende de las precipitaciones ocurridas en temporadas anteriores (Hilker et al., 2014; Arias et al., 2020). Consecuentemente con lo anterior, la disponibilidad de agua es uno de los principales factores que determinan variaciones en el verdor de la vegetación, medidas mediante el Índice de Vegetación de Diferencia Normalizada

(NDVI, por sus siglas en inglés), y la producción primaria bruta (GPP, por sus siglas en inglés), especialmente durante sequías severas en regiones áridas y semiáridas (Zhou et al., 2021).

Debido a su ubicación geográfica (en el norte de Suramérica), la región de la Orinoquia es propensa a eventos extremos secos y húmedos, como sequías o lluvias torrenciales, lo que la convierte en una región vulnerable ante el cambio climático y la variabilidad climática (Magrin et al., 2014; Castellanos et al., 2022). En la región toman lugar diferentes procesos con escalas espaciales y temporales muy diversas (e.g tormentas tropicales, ondas del este, corrientes de chorro de bajo nivel, entre otros), los cuales, de acuerdo con sus respectivos ciclos anuales, interactúan con condiciones de superficie como la topografía, la cobertura vegetal y el uso del suelo, generando precipitaciones locales en diversas escalas espaciales y temporales (García, 1994; Poveda, 2004; Arias et al., 2015; Mesa et al., 2021). Estos mecanismos de gran escala pueden sufrir anomalías en sus circulaciones, principalmente (pero, no únicamente) debido a la variabilidad aportada por el El Niño-Oscilación del Sur (ENSO, por sus siglas en inglés), causando eventos extremos como sequías o lluvias torrenciales, durante la ocurrencia de la fase El Niño o La Niña, respectivamente (Poveda et al., 2011).

Las sequías se caracterizan por ser uno de los eventos hidrometeorológicos extremos que generan mayor afectación debido a que provocan impactos prolongados en el ambiente, la economía y la sociedad (Vicente-Serrano et al., 2013). Por ejemplo, la sequía ocurrida durante los años 2013-2014 en el departamento del Casanare, en la Orinoquia colombiana, es muy recordada debido a las afectaciones ambientales, económicas y sociales que causó en la región (ver Figura 1.3). Esta sequía inició en el último trimestre del año 2013, a causa de anomalías negativas en la precipitación, y luego evolucionó hasta alcanzar impactos propios de sequías agrícolas, ecológicas e hidrológicas durante el año 2014, y en consecuencia, impactos en la economía y calidad de vida de los habitantes de la región. Es importante resaltar que durante el año 2014 se desarrolló un evento El Niño, declarado como un evento de categoría débil en marzo de 2015 (ver https://origin.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ONI_v5.php).



Figura 1.3. Reportes de la sequía del Casanare ocurrida en 2013-2014, según diferentes medios de comunicación de Colombia

De este modo, es importante estudiar cómo han sido los eventos de sequía en el pasado reciente en la región del Orinoco, debido a que el incremento de la temperatura y la reducción de la precipitación conlleva a un incremento en la frecuencia, duración e intensidad de las sequías en algunas regiones del planeta, incluyendo el Orinoco (Seneviratne et al., 2021). Sin embargo, hasta ahora, los estudios en el Orinoco son escasos. Hilker et al. (2014) encuentran un patrón general de disminución de precipitación (~25%) entre los años 2000 y 2012, particularmente en zonas de transición entre el bosque amazónico y las sabanas tropicales. Las proyecciones a partir del análisis proveniente de la reducción de escala de modelos de circulación general sugieren un incremento en la temperatura y una reducción en la precipitación sobre el Orinoco y el Amazonas colombiano en las temporadas Junio-Julio-Agosto (JJA) y Septiembre-Octubre-Noviembre (SON) para finales del siglo XXI (Arias et al., 2021; Seneviratne et al., 2021).

Las sabanas representan la vegetación más afectada por incendios anualmente, en términos de área quemada. En particular, la ocurrencia de sequías favorece aún más los incendios de la cobertura vegetal en estas regiones. Por ejemplo, durante las últimas sequías, el sur del Amazonas se ha vuelto más inflamable y vulnerable a incendios (Marengo & Espinoza, 2016; Brando et al., 2020). Además, se ha identificado que el fenómeno ENSO afecta fuertemente regiones como el Orinoco, en términos de área quemada (Armenteras-Pascual et al., 2011). La deforestación agrava la situación, debido a que los cambios en el uso del suelo en extensas áreas tienen consecuencia en el balance de agua, mediante cambios en la infiltración, la escorrentía (R) y el régimen de ET, promoviendo eventos de sequía o inundaciones (Marengo & Espinoza, 2016).

Por otro lado, en los últimos años, la frecuencia, duración e intensidad de las sequías ha incrementado significativamente en algunas regiones del mundo, debido a los efectos directos del cambio climático antropogénico (Sheffield et al., 2012; Marengo & Espinoza, 2016). Diversos estudios muestran que los eventos de sequía serán más intensos en el futuro, si se compara con los eventos de las últimas décadas (Samaniego et al., 2018; Ault, 2020). En este sentido, es muy importante resaltar que la reducción en las emisiones de gases de efecto invernadero (GEI) reduce los riesgos de ocurrencia de sequías; sin embargo, incluso si logramos la meta de los niveles más bajos de emisiones de GEI establecidos por el Acuerdo de París, y por lo tanto de niveles de calentamiento global (1.5 - 2 °C), las sequías se van a amplificar en gran parte del mundo, incluida la región del Orinoco (Seneviratne et al., 2021). De este modo, es fundamental avanzar en la comprensión de las sequías en una región de alta vulnerabilidad como el Orinoco.

El presente trabajo de investigación tiene como pregunta: ¿cómo han sido los eventos de sequía en el pasado cercano en la región del Orinoco?. En particular, se busca explorar la dinámica de sequías en una región poco estudiada pero con importantes elementos ambientales como la cuenca del río Orinoco, considerando que esta región está corriente arriba de otras dos importantes regiones para Suramérica: la Amazonía y los Andes tropicales, y que, por tanto, podría tener un rol en el clima regional (ver e.g., Bovolo et al., 2018; Molina et al., 2019).

1.2. Objetivos

1.2.2. Objetivo general

Identificar diferentes tipos de sequías en el pasado cercano en la región del Orinoco a partir de diferentes índices.

1.2.3. Objetivos específicos

- Caracterizar el comportamiento espacial y temporal de las variables atmosféricas y de las variables precipitación, evapotranspiración, humedad del suelo y el índice de vegetación

normalizado en la región del Orinoco.

- Estimar intensidad, duración y frecuencia de sequías en la cuenca del río Orinoco mediante el análisis de índices de sequía (SPEI, SPI).
- Explorar relaciones entre las variables atmosféricas y las variables precipitación, evapotranspiración, humedad del suelo y NDVI, para comprender cómo una sequía meteorológica puede desencadenar otro tipo de sequía (e.g agrícola y/o ecológica) en la región de estudio.

1.3. Marco teórico y estado del arte

1.3.1 Balances de agua y energía en superficie

Las retroalimentaciones de humedad entre la superficie y la atmósfera se dan a través de procesos físicos, que ocurren en escalas espaciales y temporales muy diversas (Bonan, 2008). El estudio de las retroalimentaciones de humedad entre la superficie y la atmósfera nace de la necesidad de explorar las retroalimentaciones del sistema climático, con el fin de mejorar el entendimiento de los procesos físicos y progresar en la capacidad de los modelos numéricos para representar estos procesos (Shuttleworth, 2012; Santanello et al., 2018). La superficie tiene influencia en la atmósfera por medio de flujos de agua y energía, como se puede entender de las ecuaciones de balance de energía (1) y humedad (2) en superficie:

$$A = \lambda E + H \quad (1)$$

$$\Delta S = P - E - R \quad (2)$$

Donde P es precipitación, E es evaporación, ΔS es el cambio de almacenamiento de agua, A es la energía disponible, H es el flujo de calor sensible, λE es flujo de calor latente y R es la escorrentía (ver e.g. Shuttleworth, 2012). Las características de la superficie del suelo, por ejemplo la humedad del suelo (SM), la cobertura vegetal, el uso del suelo, entre otras, regulan el cambio de almacenamiento de agua (ΔS) y la energía disponible (A), para retornarlos a la atmósfera en forma de calor sensible (H) o calor latente (λE). Para nuestra sociedad es importante cuantificar los balances de energía y agua en superficie debido a que, en gran medida, nos permiten entender el clima a nivel local, regional e incluso global; en pocas palabras, es importante para entender el sistema climático (Seneviratne et al., 2010; Shuttleworth, 2012).

La SM afecta los flujos evaporativos, los cuales modifican patrones de presión y temperatura que condicionan flujos de humedad a gran escala, o por el contrario, favorecen la convergencia de humedad, causando precipitación (Betts, 2004, 2009; Anderson et al., 2009; Martinez et al., 2016). Es importante mencionar que E es definida como el flujo de agua desde la superficie hacia la atmósfera y está compuesta por la evaporación desde el suelo y las superficies húmedas, la transpiración de las plantas y la evaporación desde los cuerpos de agua. A la suma de estas cantidades comúnmente se le conoce como evaporación terrestre (E_T) o ET. La ET es una variable clave porque además se conecta con el ciclo del carbono debido al proceso de fotosíntesis, en el cual los estomas permiten que ingrese dióxido de carbono (CO_2) y salga agua desde la planta hacia la atmósfera (Shuttleworth, 2012; Bonan, 2016; Gentine et al., 2019; Vicente-Serrano et al., 2020).

Desde el punto de vista climático, se han usado los conceptos de regímenes de ET limitada por agua y ET limitada por energía (Seneviratne et al., 2010; Sörensson & Ruscica, 2018; Baker et al., 2021b). Las regiones limitadas por la humedad son áridas y semiáridas; generalmente en estas zonas, la ET es limitada por la disponibilidad de la SM, que a su vez es controlada y/o condicionada por P. Por el contrario, en las regiones limitadas por energía, la R_n es el factor principal que controla la ET. Estos

lugares tienen abundantes precipitaciones y, en consecuencia, disponibilidad de humedad en el suelo; sin embargo, en regiones limitadas por la energía el aumento de la demanda evaporativa atmosférica (AED por sus iniciales en inglés) solo se espera en eventos de sequía (Sörensson & Ruscica, 2018; Gentine et al., 2019; Vicente-Serrano et al., 2020). Las zonas de transición entre climas secos y húmedos son de particular importancia, donde cambios en la precipitación debido a la variabilidad climática pueden alterar los regímenes de ET y así generar repercusiones en el ciclo hidrológico (Koster et al., 2004; Anderson et al., 2009; Ruscica et al., 2015; Gentine et al., 2019).

1.3.2 Tipos de sequías

Los eventos de sequía suceden cuando la disponibilidad de agua está significativamente por debajo de los niveles promedio, y el suministro no puede satisfacer la demanda durante un intervalo de tiempo determinado. La carencia de disponibilidad de agua (usualmente abarcando áreas extensas) trae impactos negativos tanto para el sistema natural como para el sector económico (Vicente-Serrano et al., 2013; Marengo & Espinoza, 2016; Ault, 2020). Si bien la atmósfera proporciona el suministro de humedad por medio de la precipitación, la demanda surge de muchas fuentes (e.g., una atmósfera seca y cálida demanda más ET, abastecimiento de agua para consumo humano, demanda de las plantas para el proceso de fotosíntesis, generación de energía, entre otros). Esto hace que la definición de sequía sea ambigua y se necesite una caracterización diferenciada para los diversos eventos. De esta manera, las sequías se clasifican según la escala temporal en la que se desarrollan (e.g., la sequía meteorológica puede durar semanas, mientras que la sequía agrícola y ecológica puede durar meses), y según las afectaciones al medio ambiente y a los sectores económicos. En consecuencia, se han definido cuatro tipos de sequía: meteorológica, agrícola y ecológica, hidrológica y socioeconómica (McKee et al., 1993; Seneviratne et al., 2021).

Las sequías meteorológicas pueden llegar a causar un déficit en la SM, desencadenando sequías agrícolas y ecológicas como consecuencia del estrés por agua, lo cual decrece la actividad fotosintética, llegando incluso a causar mortalidad de árboles (Marengo et al., 2018). Por su parte, las sequías hidrológicas se presentan cuando sucede una escasez de agua en cuerpos superficiales y/o subterráneos (Vicente-Serrano et al., 2020; Seneviratne et al., 2021). Las sequías no son lineales, es decir, aunque hay una transición desde el déficit de P (sequía meteorológica) hasta el déficit en la SM (sequía agrícola y ecológica) y el agotamiento de agua en la superficie y subsuperficie (sequía hidrológica), no siempre se desarrollan todos los tipos de sequía, y el tiempo de transición entre estas depende de múltiples factores (Vicente-Serrano et al., 2013; Konapala & Mishra, 2017).

Las sequías ocurren por la combinación de procesos dinámicos y termodinámicos. Las anomalías en P son condicionadas por la dinámica atmosférica en escalas de tiempo sinópticas (e.g., variaciones en corrientes en chorros de bajo nivel), interanuales (e.g., ENSO), decadales (e.g., Oscilación Decadal del Pacífico) o más prolongadas (Trenberth et al., 2014; Marengo & Espinoza, 2016; Steiger et al., 2021). Si bien el déficit de P es generalmente el factor principal que detona una sequía, las interacciones entre la superficie y la atmósfera (procesos termodinámicos) desempeñan un papel importante. El último reporte del Panel Intergubernamental sobre Cambio Climático identifica la existencia de confianza alta en que las retroalimentaciones entre el suelo y la atmósfera juegan un papel dominante en afectar el déficit de P en algunas regiones (Seneviratne et al., 2021). Otro elemento termodinámico relevante es el forzamiento radiativo causado por el aumento en las concentraciones atmosféricas de GEI, ya que dicho aumento ha causado un calentamiento del sistema climático durante las últimas décadas y se proyecta que la temperatura superficial seguirá aumentando a lo largo del siglo XXI. Dada la relación de Clausius–Clapeyron, un mayor calentamiento de la atmósfera aumenta exponencialmente la capacidad de almacenar agua de una parcela de aire y conlleva a una mayor demanda de ET (Allan, 2012; Sheffield et al., 2012; Trenberth et al., 2014; Allan et al., 2020; Douville et al., 2021).

1.3.3. Índices de sequía

Se han desarrollado múltiples índices y métricas para estudiar los diferentes tipos de sequías desde la perspectiva de las diversas disciplinas que estudian estos eventos. Los índices generalmente utilizados cuantifican la intensidad, la duración y la frecuencia de una sequía, y pueden considerarse desde anomalías de variables individuales (e.g P, SM, ET y R) hasta índices que combinan diferentes tipos de variables basados en la atmósfera o en la superficie. A los índices que combinan variables atmosféricas se les conoce como “índices de sequía basados en la atmósfera”, los cuales hacen estimaciones de la AED, utilizando las bases físicas de la ecuación de Penman-Monteith (PM) (ver Pereira et al., 2015). Es importante aclarar que la AED también se puede estimar mediante la temperatura superficial (T2M; Vicente-Serrano et al., 2010).

Con mayor frecuencia, se emplean métricas basadas en la atmósfera para el diagnóstico de sequías; por ejemplo, la evaporación desde aguas abiertas, la evapotranspiración de referencia del cultivo (ET_o) o la evaporación de tanque (Epan), las cuales se pueden interpretar como una medición directa de la AED (Vicente-Serrano et al., 2020). Sin embargo, existen muchas definiciones de AED y, por lo tanto, existen diferentes métodos para estimar esta variable. Con frecuencia, la AED se considera equivalente a la evaporación potencial (E_p), es decir, la evaporación que se produciría dadas las condiciones meteorológicas de un lugar determinado si el suministro de agua del suelo es ilimitado. Esta definición es ambigua, ya que el agua del suelo ilimitada modificaría las condiciones meteorológicas, dado el acoplamiento superficie-atmósfera. De hecho, un ecosistema idealizado (i.e., no limitado por agua), que permite la evapotranspiración en determinadas condiciones atmosféricas durante un tiempo establecido, tenderá a generar evaporación hasta la saturación de la parcela atmosférica, condición en la que la tasa de evaporación es igual a la tasa de condensación. Sin embargo, la consideración de las propiedades de los ecosistemas y los cambios de la resistencia aerodinámica y de la superficie en condiciones sin estrés, conduce a una definición de E_p que no es netamente atmosférica y, por lo tanto, dificulta su cálculo (Ault, 2020; Vicente-Serrano et al., 2020).

En diferentes estudios de sequías se han planteado preguntas como por ejemplo: ¿cómo han sido las tendencias de sequías en el pasado? (Sheffield et al., 2012), ¿cómo serán las proyecciones de sequías bajo diferentes escenarios de cambio climático? (Swann et al., 2016; Samaniego et al., 2018), ¿cuál es la sensibilidad de los índices de sequía y posibles roles que pueden desempeñar los efectos radiativos por el aumento de las concentraciones de CO₂ atmosférico durante el siglo XXI? (Trenberth et al., 2014; Swann et al., 2016), ¿cómo los cambios regionales en la temperatura afectan la demanda de humedad de la atmósfera a través de la ET? (Swann et al., 2016), entre otras. Todos estos problemas impiden identificar un efecto simple de la AED sobre la intensidad de la sequía (Vicente-Serrano et al., 2020). Las principales diferencias se relacionan con cómo los diferentes estudios consideran y parametrizan los procesos biofísicos e hidrológicos clave, y las variables atmosféricas que contribuyen a la intensidad de la sequía; entre ellas, el papel de la AED (Vicente-Serrano et al., 2020).

La AED generalmente es mayor que la ET; sin embargo, un incremento en la AED no necesariamente desencadena un aumento en la ET. La influencia de la AED en sequías depende de múltiples factores, como por ejemplo: tipo de sequía, contexto climático, condiciones medioambientales y disponibilidad de humedad (Hobbins et al., 2016; Vicente-Serrano et al., 2020). Por lo tanto, la AED es más alta en regiones donde la ET es baja; ambas se desacoplan cuando la disponibilidad de agua en el suelo se agota. Se ha identificado que, en algunas regiones, el aumento de la AED ha provocado eventos de sequía debido a que favorece la escasez de la SM y causa estrés en la vegetación. La AED impacta la sequía hidrológica ya que la ET desde cuerpos de agua no es limitada, causando una disminución en los cuerpos de agua debido al incremento de la ET (Vicente-Serrano et al., 2020).

Por lo mencionado anteriormente, se han desarrollado múltiples índices, por ejemplo: índices para estimar cambios en sequías meteorológicas, como es el caso del índice de días secos consecutivos (CDD, por sus siglas en inglés); índices más usados como el índice de severidad de sequía de Palmer

(PDSI, por sus iniciales en inglés; Palmer, 1965; Wells et al., 2004); el índice de precipitación estandarizada (SPI, por sus iniciales en inglés; McKee et al., 1993); y el índice de precipitación y evapotranspiración estandarizado (SPEI, por sus iniciales en inglés; Vicente-Serrano et al., 2010). Estos se han usado como índices de sequía basados en la atmósfera (principalmente, porque los datos pueden ser derivados de datos meteorológicos), mediante la combinación de la P y la AED. Para estimar cambios en sequías agrícolas y ecológicas se han usado los índices P-ET, el índice del déficit de evapotranspiración estandarizada (SEDI, por sus siglas en inglés), SPEI-PM (SPEI basado en la ecuación de Penman-Monteith) y PDSI-PM (PDSI basado en la ecuación de Penman-Monteith). Los dos últimos índices son útiles para estudiar sequías agrícolas y ecológicas debido a que son índices basados en la SM y el balance de agua en superficie; estos usualmente se deben complementar entre sí, y usando la variable SM.

1.3.4. Índices empleados para la caracterización de sequías en algunas regiones del mundo

Algunos estudios han utilizado las métricas mencionadas en muchas partes del mundo para diagnosticar eventos de sequía en el pasado (Hobbins et al., 2016; Nikraftar et al., 2021; Xu et al., 2021; He et al., 2022). Por ejemplo, Freitas et al. (2021) identificaron eventos de sequías meteorológicas e hidrológicas en la cuenca del río San Francisco (a la que pertenecen diferentes biomas: Cerrado, Caatinga y bosque Atlántico), en Brasil, a partir del SPI en una frecuencia mensual (SPI-1) y anual (SPI-12). De ambos índices se estimó la severidad, duración, intensidad y pico de los periodos secos. Además, se analizaron las anomalías de patrones atmosféricos y oceánicos asociados a los eventos de sequía identificados. Los resultados sugieren que el episodio de sequía hidrológica más largo y severo sobre la cuenca ocurrió entre 2012 y 2020. Freitas et al. (2021) muestran que las condiciones secas observadas durante la estación lluviosa de este episodio se asociaron con un sistema anómalo de alta presión que tuvo lugar cerca de la costa sudeste de Brasil. He et al. (2022) usaron el SPI para identificar sequías meteorológicas en los tramos medio e inferior del río Yangtze en China para una frecuencia diaria (SPI-1d). También utilizaron el SPI a una frecuencia de 3 meses (SPI-3) para el estudio de sequías agrícolas/ecológicas. Además, estos autores utilizaron el método de anomalías estandarizadas para evaluar las características anómalas de los eventos meteorológicos y climáticos extremos. Los resultados obtenidos sugieren que sequías con impactos significativos en esta región ocurrieron en 2001, 2004, 2007, 2011 y 2013; además, encontraron que la columna total de vapor de agua (TCWV, por sus iniciales en inglés) estuvo anómalamente baja durante los periodos de ocurrencia de estas sequías. En especial, los autores sugieren que la anomalía de TCWV fue muy alta en la etapa de aparición de la sequía, mientras que disminuyó gradualmente y tendió a ser normal en las etapas posteriores de persistencia y recuperación de la sequía.

Para diagnosticar las sequías en el pasado cercano sobre el Orinoco, el presente estudio utilizó los índices: anomalías estandarizadas de precipitación, SPI y SPEI, y las anomalías estandarizadas de las variables individuales ET, SM y NDVI a partir de diferentes variables provenientes de las bases de datos mostradas en la Tabla 1.1 y descritas en la sección 1.4. Adicionalmente, se analizaron las anomalías de los patrones atmosféricos (vientos a 850 hPa y 500 hPa, TCWV, HR a 500 hPa y altura geopotencial a 500hPa; ver Tabla 1.2) durante los eventos de sequía considerados.

1.4. Datos y metodología

1.4.1. Datos

La información para el desarrollo de este trabajo proviene de los reanálisis ERA5 y ERA5-Land, y los productos satelitales GPM, CHIRPS, AVHRR, y SMOS. Una vez adquiridos, los datos fueron procesados usando software de acceso libre: R Studio (link al website: <https://www.rstudio.com/>), Python (link al website: <https://www.python.org/>), NCL (NCAR Command Language, link al website: <https://www.ncl.ucar.edu/>) y CDO (Climate Data Operators, link al website:

<https://code.mpimet.mpg.de/>). Es importante mencionar que estudios anteriores han evaluado el desempeño de las diferentes bases de datos en Colombia o en el norte de Suramérica (ver e.g., Segura et al., 2019; Arias et al., 2020; Bedoya-Soto et al., 2020; Mesa et al., 2021; Vega-Durán et al., 2021).

a) Reanálisis ERA5 y ERA5-Land

Los reanálisis son útiles para estudiar las interacciones entre la superficie y la atmósfera. La información generada por modelos atmosféricos puede ser utilizada de diferentes maneras para analizar la complejidad de los componentes hidrometeorológicos (e.g. mediante métodos estadísticos). Los reanálisis ERA5 (<https://www.ecmwf.int/en/forecasts/datasets/reanalysis-datasets/era5>) y ERA5-Land (<https://www.ecmwf.int/en/era5-land>) proveen estimaciones globales mediante observaciones históricas, modelos y sistemas de asimilación de datos.

ERA5 (Hersbach et al., 2020) es un reanálisis atmosférico producido por el ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts). Los datos de variables atmosféricas, terrestres y oceánicas están disponibles en una frecuencia horaria. Los datos cubren la Tierra en una cuadrícula de 30 km y solucionan la atmósfera utilizando 137 niveles desde la superficie hasta una altura de 80 km. Adicionalmente, están disponibles desde 1950 hasta el presente cercano.

ERA5-Land (Muñoz-Sabater et al., 2021) se creó mediante el forzamiento de la componente del suelo con el modelo atmosférico de ERA5 sin acoplamiento. El modelo utilizado en la producción de ERA5-Land es el esquema ECMWF en mosaico para intercambios de superficie, que incorpora hidrología de superficie terrestre (H-TESSSEL - versión CY45R1). ERA5-Land es forzado por el análisis atmosférico de ERA5; por lo tanto, las observaciones asimiladas influyen indirectamente en las simulaciones. ERA5-Land está disponible para el período entre 1950 hasta el presente cercano. Los datos de ERA5-Land son una reproducción del componente terrestre del reanálisis climático ERA5, con una resolución espacial más fina (0.1°, ~9 km de espaciado de cuadrícula).

b) Productos satelitales

Los productos satelitales nos permiten comprender las interacciones entre la superficie y la atmósfera. Mediante las estimaciones de P, ET, SM e índices de vegetación (e.g. NDVI, GPP) podemos entender mejor los ciclos del agua y la energía en la Tierra, mejorar el pronóstico de eventos extremos (e.g., sequías o lluvias torrenciales), dar un marco de referencia a la gestión de los recursos hídricos, y cuantificar los efectos del cambio ambiental, el uso del suelo y las alteraciones a los ecosistemas (e.g., incendios forestales).

La misión satelital de medición de precipitación global (GPM, por sus siglas en inglés) proporciona observaciones de precipitación (líquida y sólida) para todo el globo en una frecuencia de 30 minutos. El satélite “GPM Core Observatory” fue lanzado al espacio el 27 de febrero de 2014 por la NASA y la Agencia Japonesa de Exploración Aeroespacial (JAXA). Este satélite central lleva consigo un sistema avanzado de radar/radiómetro para medir la precipitación desde el espacio y servir como base de referencia para unificar los registros de precipitación de más satélites comúnmente nombrados “constelación de satélites”. Los datos están disponibles desde el mes de junio de 2000 hasta mayo de 2021 con una resolución espacial de 0,1° x 0,1° (aproximadamente 10 x 10 km) (https://disc.gsfc.nasa.gov/datasets/GPM_3IMERGHH_06/summary?keywords=GPM).

CHIRPS (Climate Hazards Group InfraRed Precipitation with Station; Funk et al., 2015) es un conjunto de estimaciones de precipitación a partir de observaciones de estaciones meteorológicas y satélites, abarca desde los 50° sur hasta los 50° norte y todas las longitudes, los datos se encuentran disponibles desde el año 1981 hasta el 2021 en una resolución de 0.05° (<https://www.chc.ucsb.edu/data/chirps>).

La misión satelital de humedad del suelo y salinidad oceánica (SMOS, por sus iniciales en inglés) (Kerr et al., 2010) se creó debido a la necesidad de cerrar el vacío de las observaciones globales de SM y salinidad en el océano. La variabilidad en la SM y la salinidad en el mar se debe al ciclo continuo del agua entre los océanos, la atmósfera y el suelo. SMOS consiste del instrumento MIRAS (Radiómetro de imágenes de microondas con síntesis de apertura), que está montado en una plataforma de nave llamada Proteus. La plataforma Proteus fue desarrollada por la agencia espacial francesa CNES (Centre National d'Etudes Spatiales) y Alcatel Alenia Space. Los datos están disponibles en una resolución espacial de aproximadamente 30-50 km para el periodo 2010-2021, en una frecuencia de cada 1 a 3 días (<https://earth.esa.int/eogateway/missions/smos>).

El radiómetro avanzado de muy alta definición (AVHRR) (Vermote et al., 2019) brinda estimados de NDVI multiespectrales de cuatro a seis bandas de la serie de satélites en órbita polar NOAA, con una cobertura global suficientemente continua desde junio de 1979 hasta 2019. Para este sensor se tienen registros disponibles en la mañana y en la tarde, para una resolución espacial de 1,1km (https://www.usgs.gov/centers/eros/science/usgs-eros-archive-advanced-very-high-resolution-radiometer-avhrr?qt-science_center_objects=0#qt-science_center_objects).

1.4.2. Metodología

El dominio espacial considerado en este Trabajo de Investigación comprende el norte de Suramérica, en particular la cuenca del río Orinoco, que se encuentra ubicada en territorio de Colombia y Venezuela. Para este estudio, la región de la Orinoquia se divide en dos subregiones: el norte del Orinoco (NORI) y el sur del Orinoco (SORI; Figura 1.1), debido a las diferencias en las características de la precipitación (distribución de la cantidad de la precipitación) y la cobertura de la vegetación sobre la cuenca (Figura 1.2). En la actualidad, el estudio de eventos de sequías se ha vuelto más accesible debido a que, en las últimas décadas, ha aumentado la cantidad de registros meteorológicos que permiten estudiar estos eventos, lo que ha permitido conocer las principales dinámicas a largo plazo de estos eventos y sus principales impulsores. Para el desarrollo de este trabajo se consideró el uso de los conjuntos de información presentados en la Tabla 1.1 y la Tabla 1.2. Las variables de las diferentes bases de datos se descargaron para el periodo de registro disponible a una resolución temporal mensual, con el fin de contar con series temporales con la mayor longitud posible.

a) Objetivo Específico 1 (Capítulo 2)

Para el cumplimiento del Objetivo Específico 1 (Capítulo 2) se utilizaron las variables presentadas en la Tabla 1.1 y Tabla 1.2, con el objetivo de conocer el comportamiento promedio anual tanto temporal como espacial en la Cuenca del río Orinoco, es decir, para describir la climatología de la región. Para ello, se analizaron los ciclos estacionales y los ciclos anuales tanto para series de tiempo como para campos espaciales, para cada una de las variables de interés (i.e., para los índices de sequía y las variables que describen las condiciones de la atmósfera). Asimismo, se identificó la existencia de variabilidad interanual en las diferentes variables consideradas mediante el análisis de anomalías estandarizadas y patrones espaciales de las variables consideradas. A partir de las series de anomalías estandarizadas de precipitación durante el periodo 1982-2021 provenientes de los conjuntos ERA5 y CHIRPS, se identificó la variabilidad interanual de la precipitación en la región de interés.

Tabla 1.1. Conjunto de datos usados en este estudio

Variables	Producto	Resolución espacial	Resolución temporal	Periodo de registro
Precipitación (P)	GPM ERA5 ERA5-Land CHIRPS	0.1° 0.25° 0.1° 0.05 °	mensual	2000-2021 1979-2021 1950-2021 1981-2021
Evapotranspiración (ET)	ERA5-Land	0.1	mensual	1950-2021
Humedad del suelo (SM)	SMOS ERA5-Land	~30-50 km 0.1°	mensual	2010-2021 1950-2021
Índice de Vegetación de Diferencia Normalizada (NDVI)	AVHRR	1km	mensual	1979-2021
Radiación neta en superficie (Rn)	ERA5	0.25°	mensual	1979-2021

Tabla 1.2. Variables consideradas para el diagnóstico del estado de la atmósfera en niveles bajos y medios e índices empleados para la identificación de variabilidad interanual

Variables	Producto	Resolución espacial	Resolución temporal	Periodo de registro
Viento a 500 hPa	ERA5	0.25°	mensual	1979-2021
Viento a 850 hPa	ERA5	0.25°	mensual	1979-2021
Humedad relativa a 500 hPa	ERA5	0.25°	mensual	1979-2021
Agua precipitable	ERA5	0.25°	mensual	1979-2021
Altura Geopotencial a 500hPa	ERA5	0.25°	mensual	1979-2021
Índice ONI		-	mensual	1982-2021
Índice TNA		-	mensual	1982-2021

Debido a la dinámica atmosférica de la región, los vientos alisios presentan una influencia notoria. Por tanto, se estimó un índice con el objeto de identificar el papel de estos vientos durante los eventos de sequía identificados. El índice de los vientos alisios se calculó a partir de los vientos zonales a 850 hPa promediados en la región del Atlántico comprendida entre 5°N-5°S y 35°W-20°W. Asimismo, se consideró el análisis de la posible relación con el Chorro del Orinoco (OLLJ, por sus iniciales en inglés; Torrealba & Amador, 2010). El índice del OLLJ se calculó a partir del viento entre los niveles de 825 hPa y 950 hPa promediados sobre la región comprendida entre 3°N-5°N y 73°W-67°W (Correa et al., 2023). Para ambos índices se calculó el ciclo anual y las anomalías estandarizadas para comparar su comportamiento con los diferentes índices de sequía en los eventos de sequía identificados.

Las anomalías estandarizadas, para cada celda y para cada año, se estimaron mediante un promedio aritmético, sustrayendo el valor climatológico a cada paso de tiempo de la serie y dividiendo la anomalía resultante por la desviación estándar durante el periodo de referencia 2001-2021, debido a que la mayoría de las bases de datos cuentan con ese periodo de registro. Sin embargo, también se estimaron anomalías estandarizadas para el periodo completo de las bases de datos que poseen una mayor longitud de registros, con el fin de identificar sequías más antiguas y, además, contar con el mayor periodo de registro de la variable (ver e.g., Abatan et al., 2022; He et al., 2022).

Finalmente, se graficaron diagramas de dispersión y se calculó la correlación de Pearson a partir de las anomalías estandarizadas de las variables SM, ET, NDVI y Rn con el objetivo de identificar una posible relación entre las diferentes variables a escala climatológica, durante la temporada seca y durante la temporada húmeda, con el fin de entender cómo cambia la relación de estas variables durante el evento de sequía de interés.

b) Objetivo Específico 2 (Capítulo 3)

Una perspectiva atmosférica, basada en datos meteorológicos, es práctica, por lo que se utiliza con frecuencia para el diagnóstico de sequías. Las sequías se estudian mediante índices que miden intensidad, duración y frecuencia de la sequía. Diferentes estudios han usado las anomalías de variables aisladas (e.g., P, SM, ET, entre otras) o índices que combinan variables (e.g., SPEI) (Seneviratne et al., 2021). Las métricas de sequía requieren la cuantificación de los estados medios a largo plazo, con el fin de evaluar las tendencias de sequías de varias décadas.

Para el cumplimiento del Objetivo Específico 2, las sequías meteorológicas se identificaron para una escala mensual mediante los índices basados en la atmósfera: anomalías estandarizadas de precipitación, SPI (recomendado por la Organización Meteorológica Mundial) y SPEI. Los índices se calcularon para el periodo común más largo (1982-2021; ERA5, CHIRPS), y el más corto (2001-2021; ERA5, CHIRPS y GPM), con el fin de comparar cómo las diferentes bases de datos y los diferentes índices representan los eventos secos. En particular, mediante los índices de sequía mencionados, se identificó la intensidad y la duración de las sequías en la cuenca del Orinoco. La intensidad de las sequías es clasificada en diferentes categorías, con base en el SPI o SPEI (ver Tablas 1.3 y 1.4). En este estudio usamos la categoría del SPEI para comparar los diferentes índices. De acuerdo a nuestros análisis (ver Capítulo 3), se seleccionaron los eventos ocurridos durante 2009-2010, 2012-2016 y 2018-2020, por superar el umbral de 1 desviación estándar (SD) negativa en todas las bases de datos, además de ser los más severos y duraderos y ser similares en el norte y en el sur del Orinoco. Adicionalmente, para identificar cuál fue el estado de la superficie durante los eventos de sequía meteorológica se usaron las anomalías estandarizadas de ET (AED), SM y NDVI. Para los diferentes índices meteorológicos y de superficie se graficaron sus correspondientes series de tiempo.

Tabla 1.3. Clasificación estándar de sequía con base en el índice SPEI (Vicente-Serrano et al., 2010)

Valores SPEI	Categoría Sequía
0.0 a -0.5	No sequía
-0.5 a -1.0	Leve
-1.0 a -1.5	Moderada
-1.5 a -2.0	Severa
<2.0	Extrema

Tabla 1.4. Clasificación estándar de sequía con base en el índice SPI (Mckee et al., 1993)

Valores SPI	Categoría Sequía
0.0 a -0.99	Leve
-1.0 a -1.49	Moderada
1.0 a 1.99	Severa
<-1.99	Extrema

Diferentes estudios sugieren que las variables SM y ET son indicativas de las sequías agrícolas y ecológicas, debido a que la humedad del suelo afecta directamente el estrés hídrico de las plantas y el régimen de ET (Seneviratne et al., 2021), siendo una respuesta a la sequía meteorológica. Adicionalmente, la ET es muy útil para estimar la severidad de sequías; por ejemplo, se ha observado que la ET es una variable clave desencadenante de sequías en algunas regiones (e.g., noreste de Brasil). Sörensson & Ruscica, (2018) muestran cómo diferentes productos de ET responden a sequías meteorológicas (i.e., a un déficit en P).

El índice SPEI fue propuesto por Vicente-Serrano et al. (2010). Es uno de los índices más ampliamente usados como indicador y evaluador de sequías. Este índice utiliza la precipitación y la evapotranspiración (con el fin de cuantificar la AED) como entradas (ver ecuación 3) y considera explícitamente el impacto de la temperatura del aire en la evaluación de la sequía. En la literatura se utilizan comúnmente dos métodos para calcular la evapotranspiración potencial: el método Thornthwaite y el método Penman-Monteith (utilizado por ERA5-Land). Las series de pérdidas o ganancias de agua con significado meteorológico en diferentes escalas de tiempo se construyen utilizando la ecuación 4. Diferentes estudios lo han usado para cuantificar la severidad de las sequías, para estudios a gran escala y para identificar la variabilidad de la sequía y el cambio a largo plazo (ver e.g., Yang et al., 2016). Se aproximan al balance de humedad que surge de combinar los efectos de la P y la ET.

$$D_i = P_i - PET_i \quad (3)$$

$$D_n^k = \sum_{i=0}^{k-1} (P_{n-i} - PET_{n-1}), \quad n \geq k \quad (4)$$

Donde k es la escala de tiempo (e.g., meses) y n es el cálculo de la frecuencia. Vicente-Serrano et al. (2010) encontraron que la distribución log-logística (logarítmica) se correlaciona mejor con la serie D , comparado con otros parámetros de distribución (Pearson III, lognormal), por lo cual se utiliza la función de densidad de probabilidad log-logística.

El SPI, desarrollado por McKee et al. (1993), está basado en un enfoque probabilístico de precipitación; está definido como la diferencia de la precipitación promedio durante un intervalo de tiempo específico dividida por la desviación estándar. Una vez obtenida la serie de tiempo en la frecuencia deseada, se ajusta a la función Gamma, con el fin de definir la relación de la probabilidad con la precipitación. Una vez establecida esta relación, se calcula la probabilidad en cualquier punto de datos y se utiliza con una estimación de la normal inversa para calcular la desviación de la precipitación para una de probabilidad normalmente distribuida con media cero y desviación estándar 1. El SPI se ha usado para estimar cambios en sequías meteorológicas y para rastrear los déficit y excesos de precipitación en múltiples escalas de tiempo (e.g., 1, 3, 9 ó 12 meses). Es ideal para diferenciar entre tipos de sequías (e.g. meteorológica, agrícola y ecológica, hidrológica); sin embargo, la exclusión de la ET limita su utilidad, siendo un índice que rastrea el suministro de humedad sólo

desde la precipitación.

c) Objetivo Específico 3 (Capítulos 4, 5 y 6)

Con el fin de caracterizar los patrones atmosféricos que causan el déficit de P durante los periodos secos 2009-2010, 2012-2016 y 2018-2020 en el Orinoco, se calcularon las anomalías estandarizadas de los vientos alisios y el OLLJ y se estudiaron las series de tiempo en los periodos de interés. Además, se realizaron compuestos de las anomalías del viento en niveles bajos (850 hPa) y medios (500 hPa) y compuestos de las anomalías estandarizadas de la columna total de vapor de agua (TCVW) y la humedad relativa (HR). Los eventos 2009-2010, 2013-2014, 2015-2016, 2018-2019 y 2020 se dividieron en estado inicial, intermedio y final de la sequía.

Con la altura geopotencial a 500 hPa se calcularon anomalías estandarizadas y se graficaron series de tiempo. El promedio espacial se realizó sobre el TNA (15°N-45°N; 85°W-35°W), a partir de datos de ERA5. Adicionalmente, se realizaron compuestos de esta variable no sólo en los eventos 2009-2010, 2012-2016 y 2018-2020, sino en eventos de sequía más antiguos (no se muestra), con el fin de saber si en todos los periodos con déficit de P la altura geopotencial estuvo por encima del promedio.

Asimismo, se calcularon correlaciones entre las diferentes bases de datos de las anomalías estandarizadas de P y SPI durante los eventos de sequía, con el fin de identificar qué tan parecido fue el comportamiento de las diferentes bases de datos en los eventos secos.

Con el fin de determinar cómo la sequía meteorológica puede desencadenar otro tipo de sequías (e.g agrícola y ecológica) en la región de la Orinoquia, se desarrolló un análisis exploratorio por medio de correlaciones, series de tiempo y compuestos de las diferentes variables e índices de sequías considerados. Esto se hizo con el objeto de comprender el comportamiento de estas variables durante la evolución de una sequía meteorológica, y así identificar posibles conexiones entre estas variables. El coeficiente de correlación de Pearson es una métrica muy empleada y conocida para cuantificar las dependencias lineales entre dos variables (Hlinka et al., 2014). Por su parte, los composites corresponden a promedios estimados para condiciones particulares. En este caso, se analizaron los campos espaciales de las diferentes variables antes, durante y después de la ocurrencia de sequías meteorológicas.

Capítulo 2

Climatología de la Orinoquia

2.1. Precipitación

2.1.1. Ciclo anual

En la Figura 2.1 se observa el comportamiento espacial del ciclo anual de precipitación en la región de estudio, según CHIRPS. En los primeros tres meses del año (enero, febrero y marzo), la ZCIT está ubicada hacia el sur del continente causando pocas precipitaciones en la Orinoquia, principalmente en NORI. En abril, la ZCIT comienza a ubicarse sobre la cuenca del Orinoco, aumentando las precipitaciones en el sur y en el oeste de la región. La ZCIT se ubica completamente sobre la región entre mayo y agosto. Finalmente, en los meses de septiembre y octubre se observa una disminución de las precipitaciones hasta alcanzar la temporada de menores precipitaciones en noviembre y diciembre. Estudios previos han descrito la importancia de la ZCIT en la región, debido a que durante la temporada seca de la Orinoquia, este cinturón se encuentra migrando hacia el sur, permitiendo que se intensifiquen los vientos alisios desde el noreste sobre Venezuela, mientras que en la temporada húmeda, la ZCIT está ubicada sobre la región (Poveda et al., 2006). El comportamiento espacial del ciclo anual de precipitación durante el período 2001-2021 según ERA5 y GPM se muestra en la Figura A2.1 y la Figura A2.2, respectivamente. Se puede observar que los patrones anteriormente descritos son similares para estas bases de datos.

Poveda et al. (2006) describen que la cuenca del Orinoco presenta una temporada seca entre noviembre y abril y una temporada húmeda entre mayo y octubre. En la Figura 2.2 se observa dicho régimen unimodal de precipitación tanto en el norte (Figura 2.2a) como en el sur (Figura 2.2b) de la región, con una temporada seca entre noviembre y abril y una temporada húmeda entre mayo y octubre. La distribución de la cantidad de la precipitación es diferenciada: en SORI se alcanzan mayores valores tanto en los meses de temporada húmeda como en los meses de temporada seca (valores entre 2.5 mm/día a 12.5 mm/día), mientras que en NORI se observan valores más bajos de P (valores entre 0.0 mm/día a 10.0 mm/día). En ambas regiones, se observa un buen acuerdo con respecto al ciclo anual entre las diferentes bases de datos. Mesa et al. (2021) sugieren que sobre las cuencas del Orinoco y el Amazonas en Colombia, el promedio anual de precipitación varía desde los 2000 hasta los 7000 mm por año.

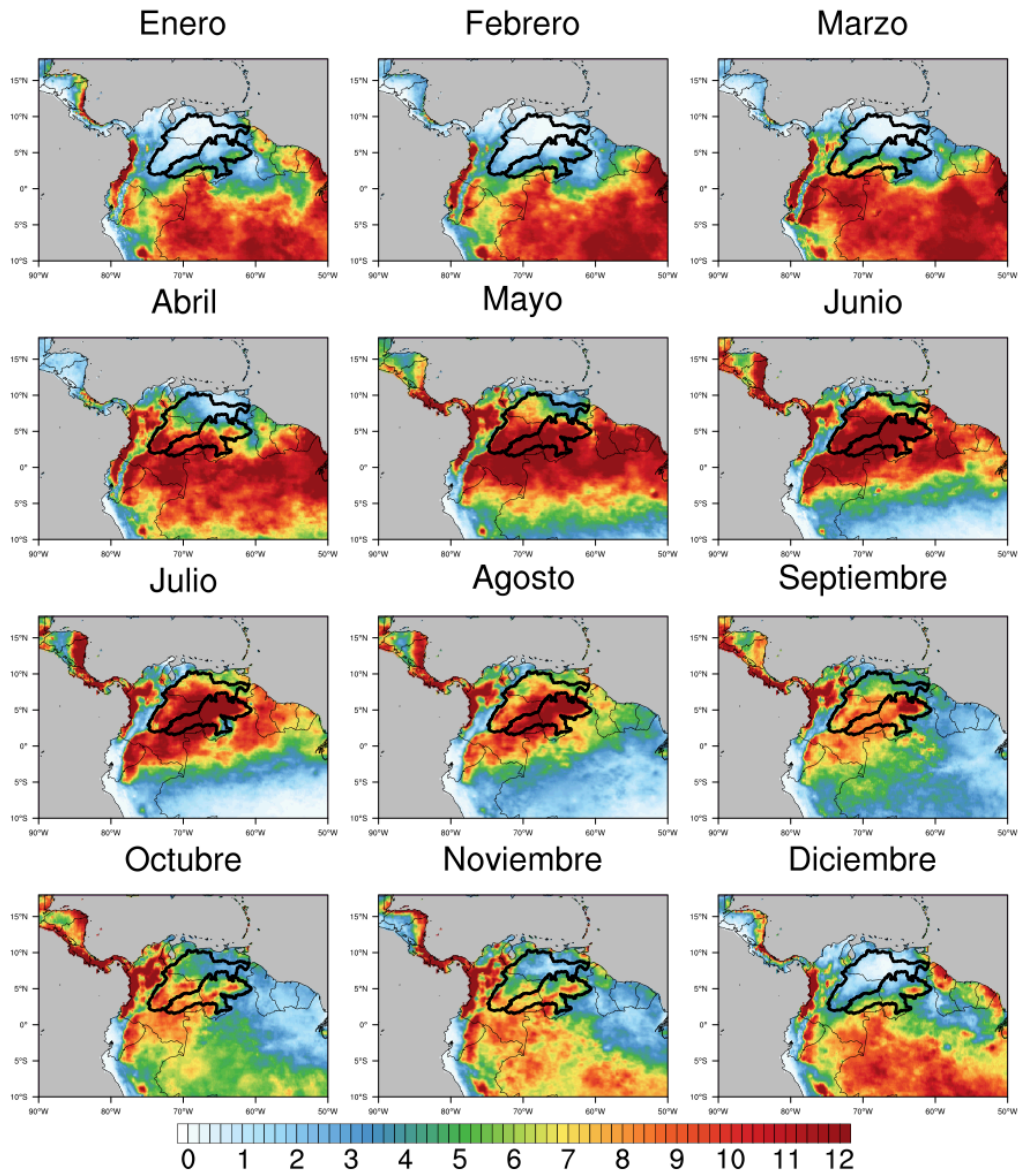


Figura 2.1. Comportamiento espacial del ciclo anual de precipitación (mm/día) durante el periodo 2001-2021, según CHIRPS

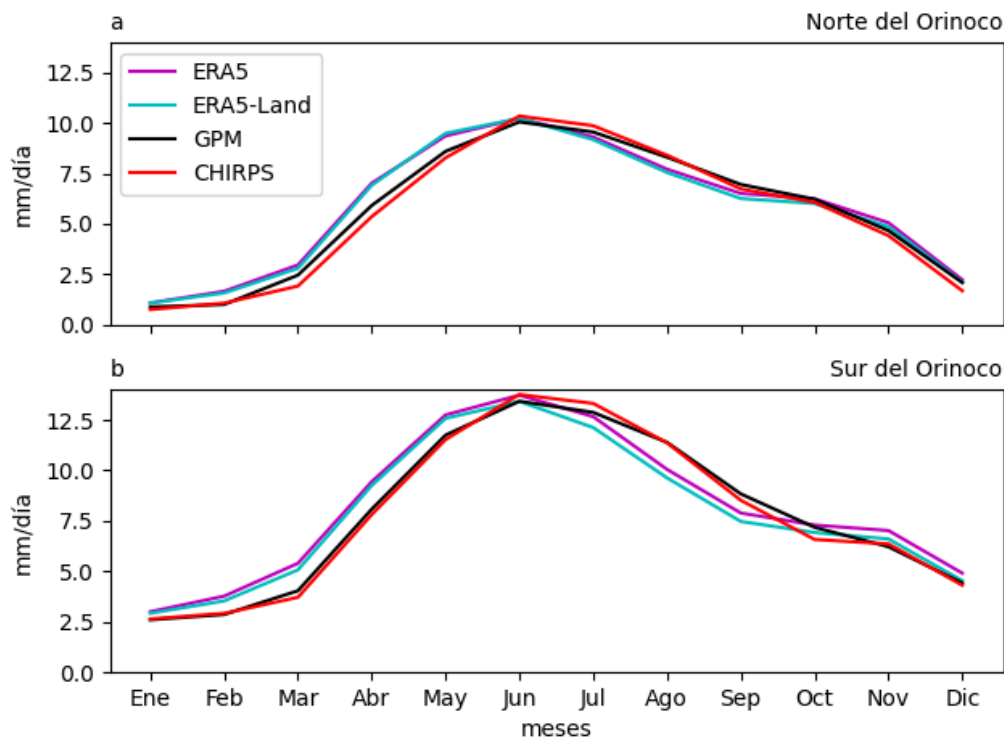


Figura 2.2. Ciclo anual multianual de precipitación (mm/día) durante el período 2001-2021 para el norte (a) y el sur del Orinoco (b), según las bases de datos ERA5 (línea fucsia), ERA5-Land (línea azul), GPM (línea negra) y CHIRPS (línea roja)

2.1.2. Variabilidad interanual

La cuenca del río Orinoco está ubicada en el norte de Suramérica y es influenciada por la variabilidad de los océanos Pacífico y Atlántico. En particular, el fenómeno ENSO influencia la región a escala interanual (e.g. Poveda, 2004; Poveda, 2006). La Figura 2.3 muestra las anomalías estandarizadas de precipitación, según ERA5 (línea azul) y CHIRPS (línea verde). Para identificar cambios en la precipitación mensual durante la ocurrencia del fenómeno ENSO, se incluyen las líneas verticales que indican eventos El Niño (líneas rojas) y eventos La Niña (líneas azules). Se observa que la variabilidad interanual en el océano Pacífico asociada al ENSO coincide con fluctuaciones en la precipitación promedio sobre el Orinoco. En particular, con la ocurrencia de eventos El Niño se presentaron déficits de precipitación tanto en NORI como en SORI (ver años 1982-1984, 1992-1993, 1995, 1997-1998, 2002-2003, 2009-2010, 2015-2016, y 2019-2020). Por el contrario, durante eventos La Niña se detectaron anomalías positivas de precipitación (ver años 1989-1990, 1997, 2006-2007, y 2011-2013; ver Figura A2.3). Esto refuerza un resultado ampliamente identificado en la literatura para el norte de Suramérica (e.g., Poveda, 2006; Arias et al., 2015; Bedoya-Soto et al., 2018; Nikraftar et al., 2021).

El océano Atlántico también es importante para la Orinoquia y, en general, para el norte de Suramérica. En la década de los 80s y los primeros años de la década de los 90s, se presentaron condiciones frías en el océano Atlántico Tropical Norte (TNA, por sus iniciales en inglés), relacionado con condiciones negativas de la Oscilación Multidecadal del Atlántico (AMO, por sus iniciales en inglés; Knight et al., 2006), ocurridas entre las décadas de 1960 y 1980. Durante las últimas tres décadas (1995-2023, aproximadamente) han prevalecido condiciones cálidas del TNA, relacionado con condiciones positivas de la AMO (ver Figura 2.4 y Figura A2.4). Se ha identificado que el calentamiento en el TNA (AMO positiva) desplaza la ZCIT hacia el norte, lo que se asocia a

una reducción de la precipitación en el noreste de Brasil (Knight et al., 2006; Reboita et al., 2021). Adicionalmente, durante la fase positiva de la AMO, se evidencia una intensificación del anticiclón subtropical sobre el Océano Atlántico Norte durante todo el año, con un desplazamiento hacia el oeste, excepto en el trimestre marzo-abril-mayo, cuando hay anomalías ciclónicas que influyen la precipitación en la costa Caribe de Colombia y Venezuela, atribuidas en parte al impacto de los huracanes (Knight et al., 2006; Foltz et al., 2019 ; Reboita et al., 2021).

Diferentes estudios muestran que la variabilidad del océano Pacífico y Atlántico ha estado vinculada con variaciones interanuales de la precipitación en Suramérica y otras regiones del mundo. Steiger et al. (2021) sugieren que la variabilidad del ENSO tiene la capacidad de inducir mega-sequías (una mega-sequía es definida en ese estudio como el déficit de humedad prolongado por más de diez años) tanto en Norteamérica como en Suramérica. Gomes et al. (2021) analizaron índices oceánicos desde 1982 a 2020 en el contexto de condiciones secas y encontraron relaciones con oscilaciones como la AMO, la Oscilación Decadal del Pacífico (PDO, por sus iniciales en inglés), el Dipolo del Océano Índico (IOD, por sus iniciales en inglés) y el ENSO (representado por el índice El Niño 3.4). Por lo general, las sequías en el noreste de Brasil están asociadas principalmente a la ocurrencia de eventos El Niño, resultado de un calentamiento anómalo de la superficie del Pacífico Tropical, que provoca cambios en la celda de circulación de Walker. Además, la variabilidad de la lluvia en esta región también se explica por el calentamiento en el Océano Atlántico Tropical Norte, lo que resulta en una posición anómala más al norte de la ZCIT, en comparación con su posición climatológica (Reboita et al., 2021).

Arias et al. (2020) sugieren que un calentamiento anómalo del mar Caribe y el TNA genera cambios en los vientos de superficie y el transporte de humedad en la región del Orinoco (decrece P, decrece SM, y cambia el reciclaje de humedad y el NDVI). Adicionalmente, sugieren que un aumento del NDVI en el norte del Orinoco durante marzo-junio (transición a temporada húmeda) se relaciona con un incremento de la temperatura superficial del mar (SST) en el TNA y el Caribe. Sin embargo, P y SM en la región no exhiben cambios significativos asociados a la variabilidad de la SST, y la relación entre la SST y el NDVI no cambia P pero afecta el reciclaje de humedad. Arias et al. (2020) encuentran respuestas contrastantes entre el Amazonas y el Orinoco ante cambios en la SST del TNA y sugieren que esto puede tener un rol importante en el transporte de humedad atmosférica.

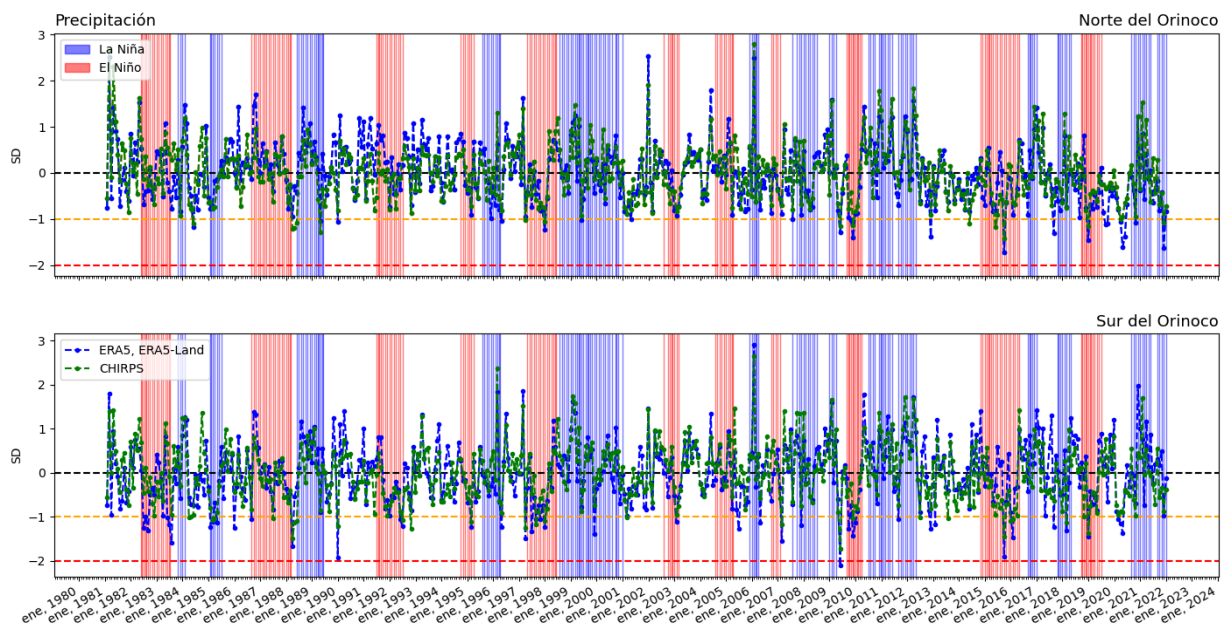


Figura 2.3. Anomalías estandarizadas de precipitación (SD) para el periodo 1981-2021, según ERA5 y CHIRPS. Las líneas verticales azules y rojas representan eventos La Niña y El Niño, respectivamente

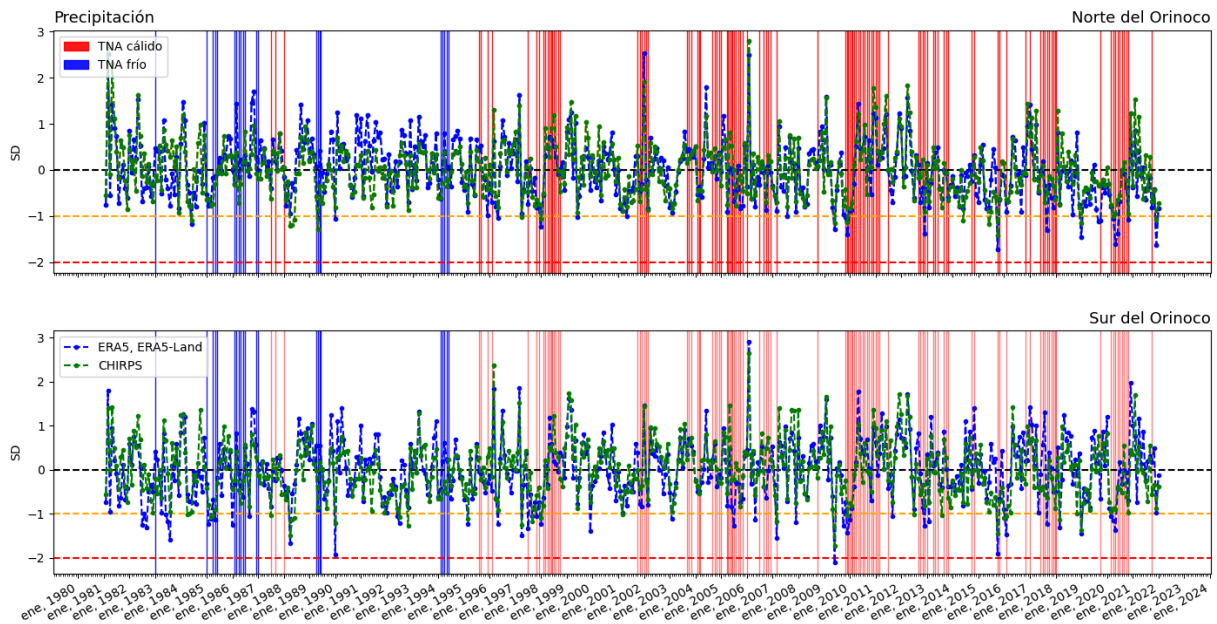


Figura 2.4. Anomalías estandarizadas de precipitación (SD) para el periodo 1981-2021, según ERA5 y CHIRPS. Las líneas verticales rojas y azules representan condiciones cálidas y frías en el Atlántico tropical norte, respectivamente

2.2. Evapotranspiración

En la Figura 2.5 se muestra el comportamiento espacial del ciclo anual de ET en mm/día según ERA5-Land. En NORI, se observa que en los primeros meses del año (de enero a abril) se presentan los menores valores de ET (~ 2.0 mm/día - 3.0 mm/día), mientras que en SORI se presentan valores superiores a 3.6 mm/día. A medida que avanza la temporada húmeda (mayo-julio), aumenta la cantidad de ET en NORI, mientras que disminuye en SORI, con valores aproximados de 2.5 mm/día a 3.5 mm/día. En ambas regiones, la mayor tasa de ET se observa en septiembre, con valores aproximados a los 4.5 mm/día; por último, en los últimos meses del año se observa una disminución en la ET, principalmente en diciembre sobre territorio venezolano.

Escobar et al. (2022) muestran que la ET juega un rol importante para Colombia, debido a que una buena parte de la precipitación en el país proviene del reciclaje de humedad de fuentes continentales, incluyendo el territorio colombiano. Según este estudio, este reciclaje supera el 30% durante todos los meses del año. Además, el reciclaje de humedad terrestre aporta más del 50% del total (59.40 % en los Andes y 56.74% en el Caribe). La cuenca del río Orinoco alcanza el 28% de reciclaje de humedad en abril, mientras que el norte del Amazonas alcanza un reciclaje del 17 % en junio, julio y agosto. Adicionalmente, Escobar et al. (2022) sugieren que la humedad atmosférica que aporta el Orinoco a las regiones del Caribe y los Andes colombianos es comparable con la contribución total desde los océanos Pacífico y Atlántico, respectivamente.

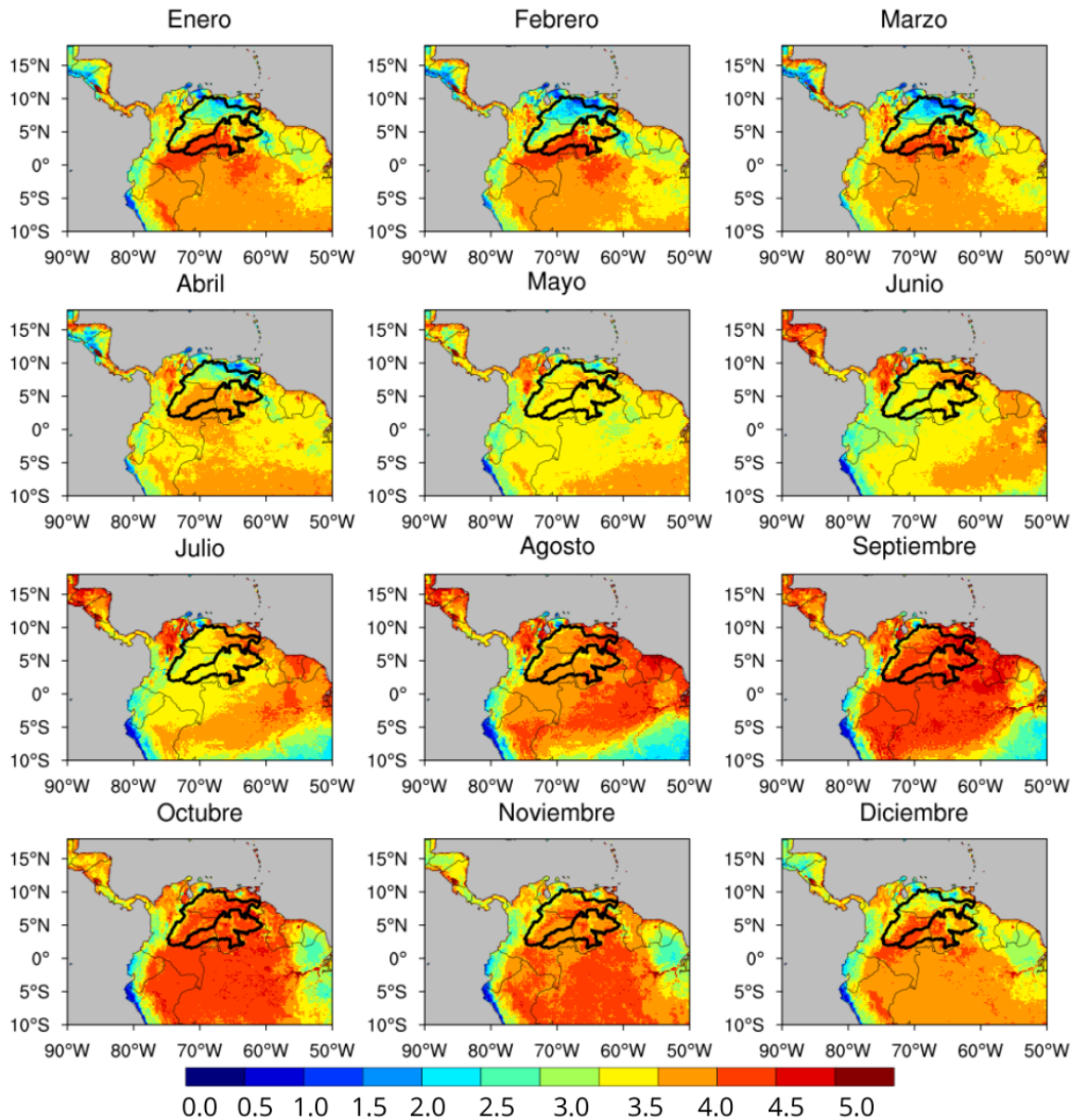


Figura 2.5. Comportamiento espacial del ciclo anual de evapotranspiración (mm/día) durante el período 2001-2021, según ERA5-Land

En la Figura 2.6 se observa que la ET en el Orinoco presenta un régimen unimodal desfasado con respecto al régimen de precipitación (principalmente en SORI). Para el sur del Orinoco, se observa que el régimen de ET está condicionado por la energía, debido a que la ET alcanza los mayores valores cuando hay una mayor R_n disponible (entre los meses de septiembre y marzo, con valores aproximados entre 3.7 a 4.3 mm/día). Particularmente en NORI, en los primeros meses del año, aun existiendo energía disponible, la ET presenta un mínimo en el ciclo anual (valores aproximados a 2.5 mm/día), siendo limitada por la humedad en los últimos meses de la temporada seca (febrero y marzo).

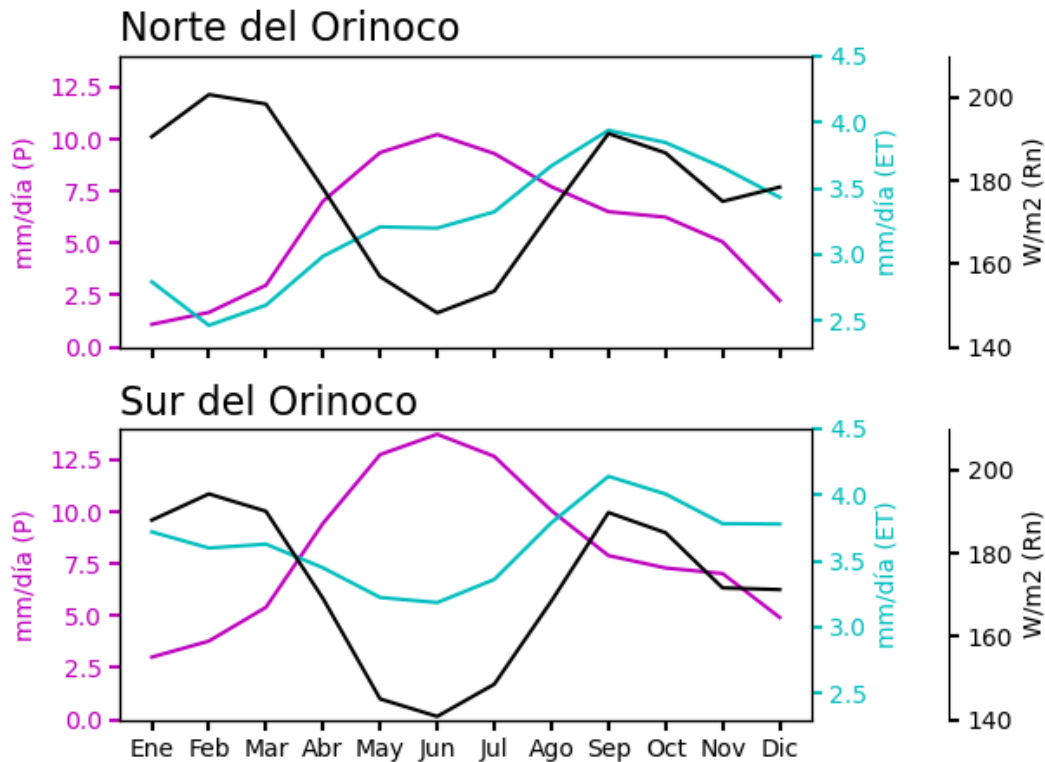


Figura 2.6. Ciclo anual multianual de evapotranspiración (mm/día; línea azul), precipitación (mm/día; línea fucsia) y radiación neta (W/m^2 ; línea negra) en superficie durante el periodo 2001-2020 para el norte y el sur del Orinoco, según las bases de datos ERA5-Land (ET) y ERA5 (P y Rn)

2.3. Humedad del suelo

La Figura 2.7 muestra el comportamiento espacial de la SM para el norte de Suramérica. En general, en la Orinoquia se presentan los menores valores de SM en los primeros meses del año, principalmente en el norte de la región, con valores alrededor de los 25 cm. Tanto en SORI como en NORI, la SM aumenta conforme avanza el año, alcanzando los mayores valores entre junio y septiembre. La SM comienza a disminuir a medida que avanza la transición de la temporada húmeda a la temporada seca, decreciendo el contenido de humedad en el suelo para los tres últimos meses del año y cayendo más rápidamente en NORI.

Estudios basados en sensores remotos y reanálisis resaltan la importancia de la SM en Suramérica tropical ya que regula las interacciones superficie atmósfera a través de su vínculo con la evapotranspiración y la precipitación. Por ejemplo, Bedoya-Soto et al. (2018) sugieren que variaciones en la SM coinciden con variaciones espacio/temporales en la ET, la T2M y la P. Por su parte, Baker et al. (2021) muestran que la SM puede influenciar regiones remotas, ya que la precipitación en algunas partes de Suramérica depende del agua que es reciclada sobre el continente.

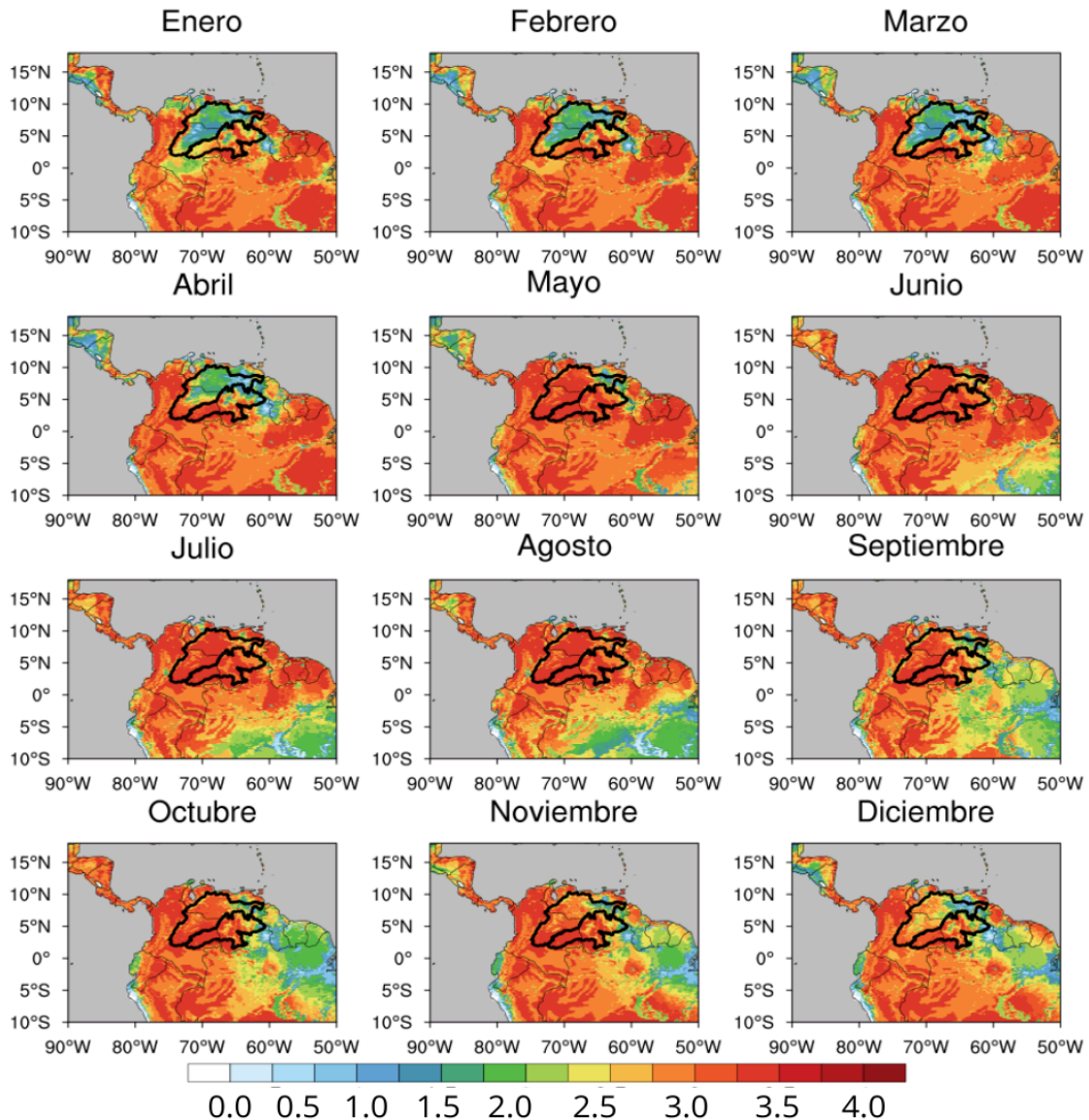


Figura 2.7. Comportamiento espacial del ciclo anual de la humedad del suelo (cm) durante el periodo 2001-2020, según ERA5-Land

En la Figura 2.8 se observa que la SM sobre el Orinoco presenta un régimen unimodal, en el cual los menores valores para ambas regiones se dan en los meses enero, febrero y marzo, que hacen parte de la temporada seca de la región. Los mayores valores concuerdan con los meses en los que se presentan las mayores precipitaciones, es decir, en mayo, junio, julio y agosto (ver Figura 2.2). Para los meses septiembre, octubre, noviembre y diciembre, los valores de SM comienzan a disminuir debido a la transición entre la temporada húmeda y la temporada seca.

El panel derecho de la Figura 2.8 presenta la SM para la capa más superficial del suelo (0-7 cm) según ERA5, así como SMOS ascendente y descendente. La banda 1 de SMOS es la composición promedio de los distintos barridos durante tres días, mientras que las bandas 2-4 representan las pasadas utilizadas para generar dicha composición. La banda compuesta y las individuales están clasificadas como ascendentes y descendentes, respectivamente. Las diferentes bases de datos tienen un acuerdo en el régimen unimodal de SM sobre la región, con menores valores de enero a marzo y valores mayores entre junio y agosto. Sin embargo, ERA5-Land sobreestima los valores en comparación con SMOS.

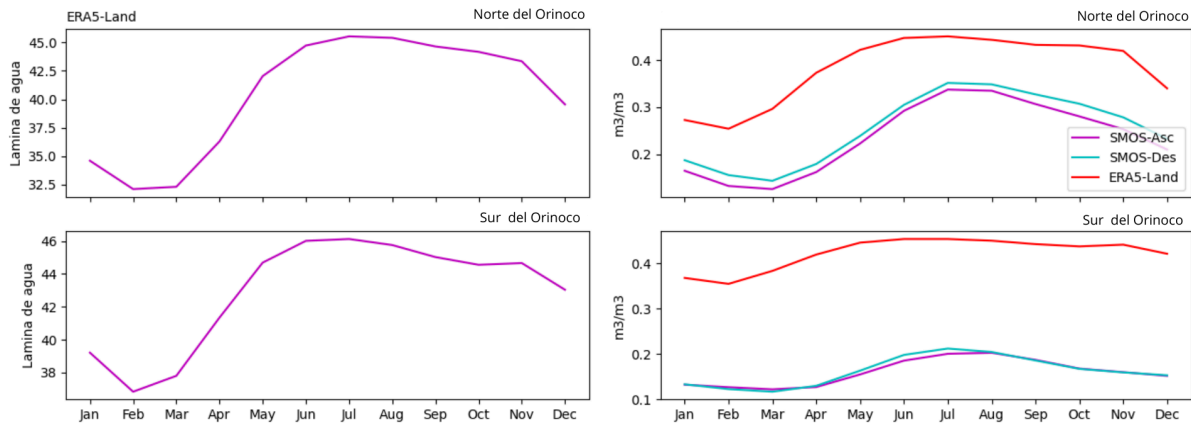


Figura 2.8. Ciclo anual multianual de la humedad del suelo durante el periodo 2011-2021, en lámina de agua según ERA5-Land (izquierda) y en m^3/m^3 según SMOS (Soil Moisture and Ocean Salinity) ascendente (línea fucsia), SMOS descendente (línea azul) y ERA5-Land (línea roja) (derecha)

2.4. NDVI

El norte del Orinoco está compuesto principalmente por sabanas tropicales que cubren la parte central de Venezuela y el occidente de Colombia, entre latitudes $3^{\circ}N$ a $9^{\circ}N$ y longitudes $63^{\circ}W$ a $73^{\circ}W$ y, con una altitud de aproximadamente 300 msnm (Arias et al., 2020). Arias et al. (2020) muestran que los mayores valores de NDVI sobre el norte del Orinoco se observan durante junio, julio, agosto, septiembre, octubre y noviembre (es decir durante la temporada de lluvias y la transición a la temporada seca). Por su parte, los valores más bajos de NDVI se observan de diciembre a mayo (durante la temporada seca y la transición a la temporada húmeda).

La Figura 2.9 presenta el comportamiento espacial del NDVI, mostrando diferencias entre NORI y SORI. Por ejemplo, los valores de NDVI en SORI son más similares a los observados en el Amazonas y, además, son superiores en todos los meses del año (entre 0.25 y 0.35) que los observados en NORI. En NORI, los valores de NDVI alcanzan mayores valores para la zona más al norte (valores superiores a los 0.30) durante los meses de transición entre la temporada húmeda y la temporada seca (agosto a febrero). Los meses de marzo, abril y mayo (transición de la temporada seca a la húmeda) muestran los menores valores de NDVI sobre NORI (aproximadamente 0.15 - 0.25). El ciclo anual es similar en ambas regiones del Orinoco.

En la Figura 2.10 se presenta el ciclo anual multianual de NDVI. Para el norte del Orinoco, los valores de NDVI se encuentran entre 0.15 y 0.30. Para esta región, los menores valores se dan en los meses de febrero, marzo y abril y los mayores valores entre julio y octubre, destacando septiembre como el mes donde se dan, además, los mayores valores de ET (Figura 2.6). En SORI, los valores de NDVI son mayores (entre 0.25 a 0.35), siendo máximos en los meses de enero, febrero y marzo, los cuales pertenecen a la temporada seca de la región, y los menores valores se dan entre abril y julio, meses pertenecientes a la época de lluvias.

Las sequías agrícolas y ecológicas limitan el crecimiento y el desarrollo de las plantas (ya sean cultivos o bosques), impidiendo el acceso a los nutrientes que toman por medio del sistema de raíces, causando en casos extremos la muerte de las plantas (Marengo & Espinoza, 2016; Bartoszek et al., 2021). Las diferencias en las respuestas fisiológicas de las plantas a la sequía determina diferentes niveles de resistencia y resiliencia al déficit de agua, influenciando el verdor de la vegetación, lo que conduce a la pérdida de biomasa y la mortalidad de árboles (Vicente-Serrano et al., 2013). La discusión acerca de la tolerancia de la vegetación tropical a las sequías es muy importante para reducir la incertidumbre en el balance de carbono en los modelos y establecer posibles umbrales donde puede ocurrir la muerte de los bosques (Hilker et al., 2014).

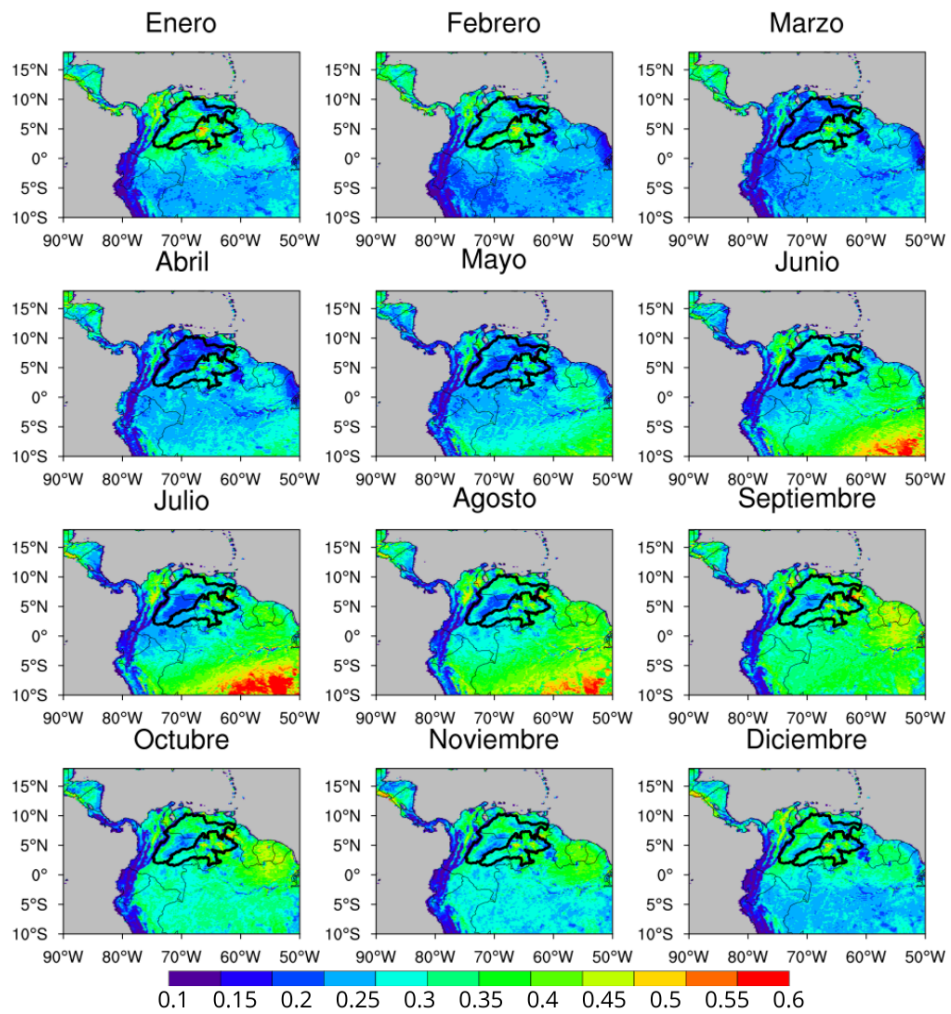


Figura 2.9. Comportamiento espacial del ciclo anual de NDVI durante el periodo 2001-2021, según AVHRR

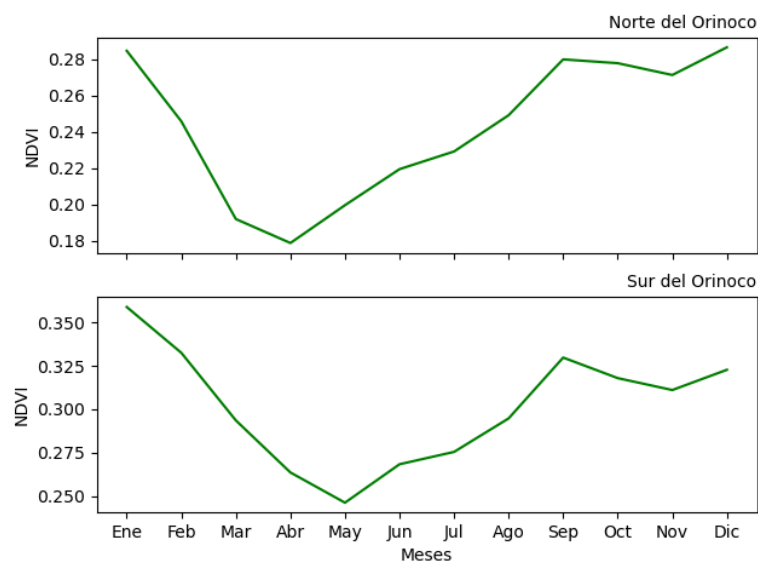


Figura 2.10. Ciclo anual multianual de NDVI durante el periodo 2001-2021 para el norte y el sur del Orinoco, según la base de datos AVHRR

2.5. Circulación atmosférica en niveles bajos de la troposfera

2.5.1. Viento a 850 hPa

En enero, febrero y marzo, los vientos alisios ingresan al Orinoco desde el océano Atlántico, con una magnitud de aproximadamente 7.0 m/s a 10.0 m/s. En abril, mayo y junio, los vientos sobre la región son más débiles, con valores aproximados de 3.0 m/s a 4.0 m/s. En julio, agosto y septiembre, los vientos alisios se fortalecen de nuevo y presentan valores entre los 7.0 m/s a los 10.0 m/s. Por último, estos vientos vuelven a debilitarse en octubre, noviembre y diciembre, con valores de 3.0 m/s a 4.0 m/s (Figura 2.11 y Figura 2.12).

Otra característica de la circulación de bajo nivel sobre la región es la configuración del OLLJ, principalmente durante el trimestre de diciembre a marzo. Esta circulación se caracteriza por el recurvamiento de los vientos alisios hacia el piedemonte Andes-Amazonas en Colombia, recorriendo la región NORI con dirección suroeste, como se observa en las Figuras 2.11 y 2.12. Diferentes estudios han mostrado la relevancia de esta circulación en el transporte de humedad atmosférica sobre el Orinoco (Builes-Jaramillo et al., 2022a; Martínez et al., 2022).

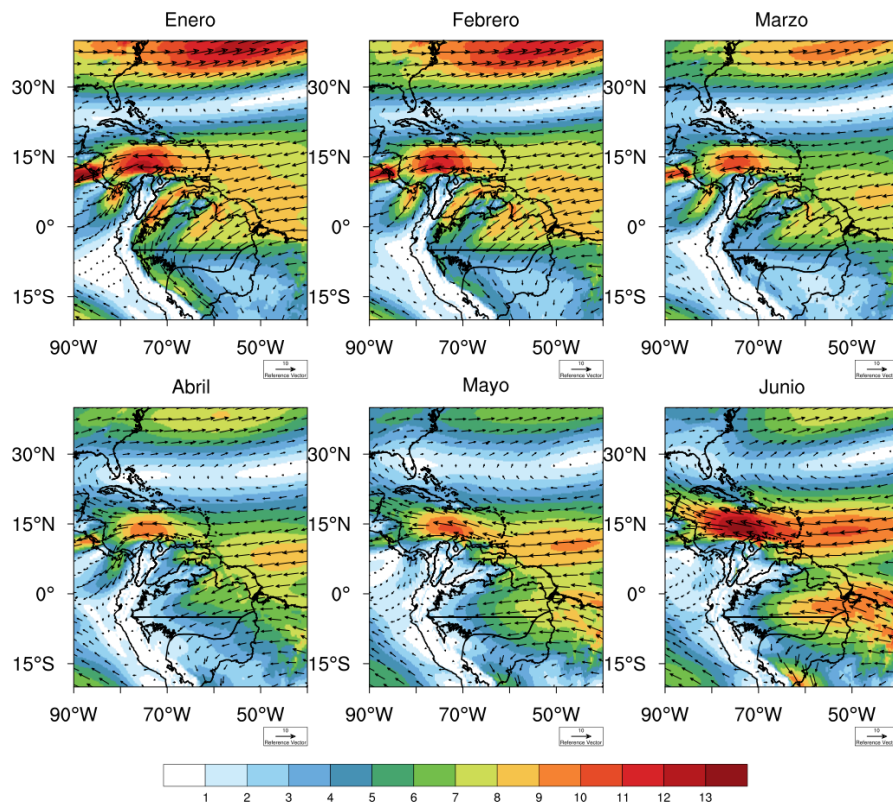


Figura 2.11. Ciclo anual del viento a 850 hPa (m/s) durante el periodo 1979-2021 (enero a junio), según ERA5

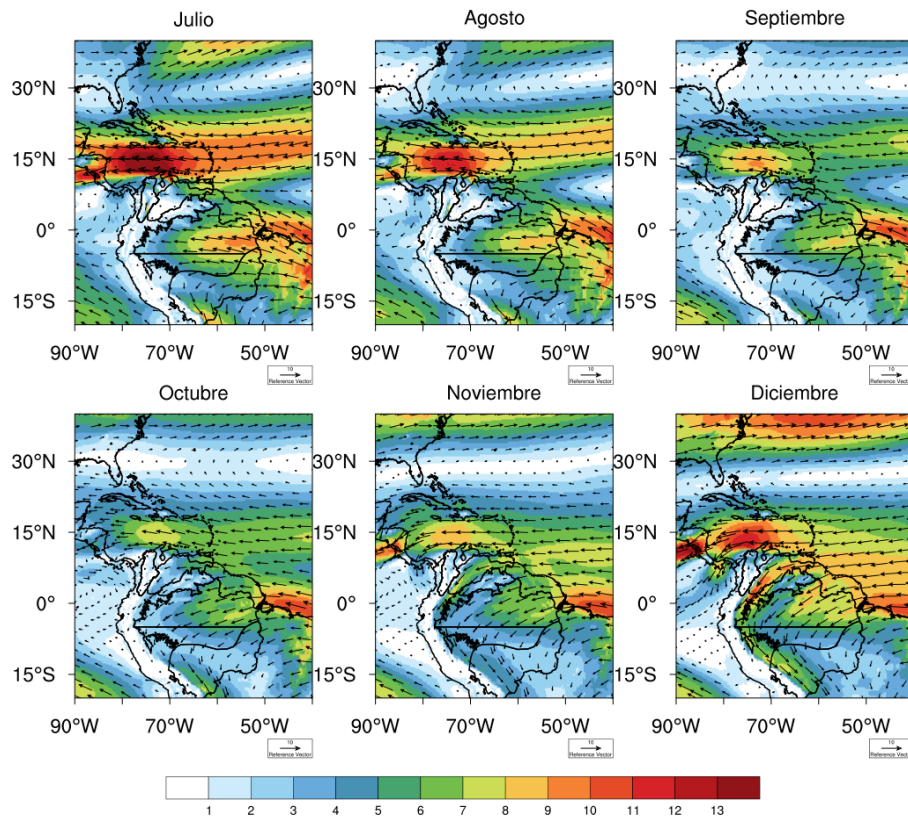


Figura 2.12. Ciclo anual del viento a 850 hPa (m/s) durante el periodo 1979-2021 (julio a diciembre), según ERA5

2.5.2. Vientos alisios

Las Figuras 2.11 y 2.12 sugieren que los vientos alisios juegan un papel importante en la climatología de la región. Diversos estudios han demostrado que estos vientos son una característica muy importante para la cuenca del Orinoco debido a que transportan vapor de agua desde el Atlántico tropical, siendo esta la principal fuente de humedad para la precipitación en la región (Nieto et al., 2008; Labat et al., 2012). Por esta razón, la Figura 2.13 muestra el ciclo anual multianual de los vientos alisios (definidos como el promedio espacial del viento zonal a 850 hPa multiplicado por menos uno en la región del Atlántico 5°N-5°S y 35°W-20°W). Como lo sugieren las Figuras 2.11 y 2.12, los vientos alisios presentan una magnitud máxima de alrededor de 7.0 m/s a 7.5 m/s para los meses de noviembre y diciembre, valores entre los 5.0 m/s a 6.0 m/s entre enero y junio y, valores mínimos de aproximadamente 4.0 m/s en agosto y septiembre.



Figura 2.13. Ciclo anual multianual de los vientos alisios (m/s) durante el periodo 1979-2021, según ERA5. El índice se define como el promedio espacial del viento zonal en una región del Atlántico (5°N-5°S y 35°W-20°W) a 850 hPa multiplicado por -1

2.5.3. Chorro del Orinoco

El OLLJ es muy importante para explicar el ciclo anual de la precipitación de las cuencas Orinoco y Amazonas (Builes-Jaramillo et al., 2022a). Esta circulación de bajo nivel presenta los menores valores de magnitud del viento (aproximadamente 1.0 m/s) de abril a octubre, y los mayores valores de noviembre a marzo (valores superiores a 4.0 m/s; Figura 2.14), similar a lo obtenido por estudios anteriores (Poveda et al., 2006, Correa et al., 2023). Por ejemplo, Poveda et al. (2006) sugieren que el OLLJ presenta el pico de velocidad de enero a marzo (durante la temporada seca), mientras que los vientos son débiles de julio a agosto (durante la temporada de lluvia). Builes-Jaramillo et al. (2022a) sugieren que durante diciembre, enero y febrero, el OLLJ presenta un máximo de la velocidad del viento con valores alrededor de los 8.0 -10.0 m/s; además, el OLLJ transporta humedad atmosférica desde el océano Atlántico tropical norte durante esta temporada. En el trimestre de diciembre a febrero, la ruta predominante del OLLJ está asociada con un área de divergencia del flujo de humedad ubicado sobre el noreste de Suramérica. Para el periodo junio, julio y agosto, un área de convergencia de flujo de humedad, que corresponde a la ubicación más al norte de la ZCIT, inhibe la entrada de humedad desde el norte hacia la región (Builes-Jaramillo et al., 2022a).

Martínez et al. (2022) y Correa et al. (2023) sugieren que el OLLJ se genera debido a los gradientes meridionales entre el TNA (alta presión) y la masa continental de suramérica (baja presión). Este gradiente permite la circulación de los vientos alisios hacia la cuenca del Orinoco, lo que contribuye al fortalecimiento del OLLJ durante diciembre-febrero, cuando presenta los valores máximos. La activación del OLLJ ocurre junto con un mayor flujo de calor sensible desde la superficie en la parte norte del corredor del chorro debido a las condiciones más secas de esta región.

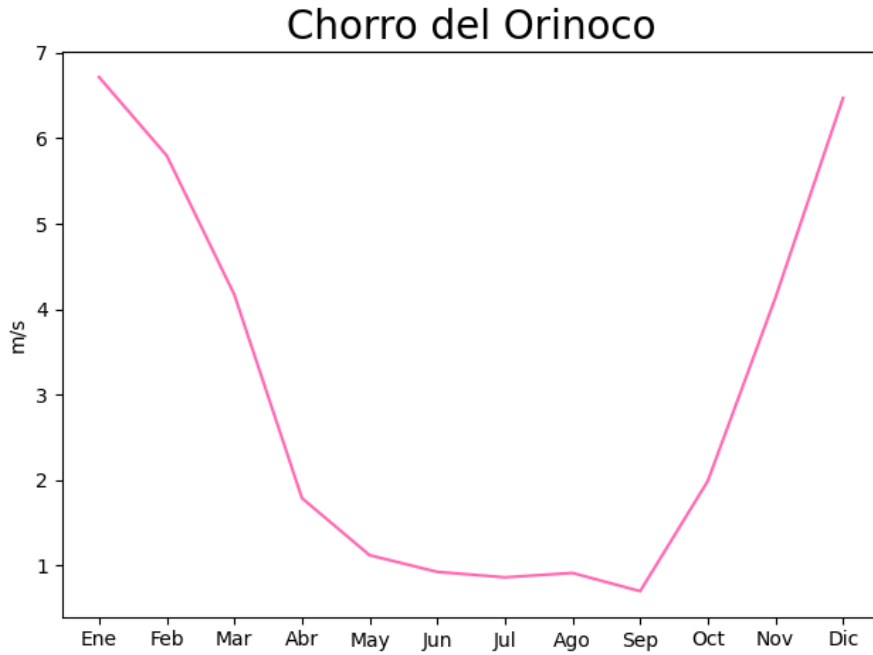


Figura 2.14. Ciclo anual multianual del Chorro del Orinoco (m/s), estimado a partir del promedio de la magnitud del viento entre los niveles de 825 y 950 hPa en la región comprendida entre 3°N-5°N y 73°W-67°W (C3.4), según ERA5

2.6. Agua precipitable

El agua precipitable (TCWV) sobre el Orinoco presenta los mayores valores entre mayo y octubre (mayor a 60.0 mm; temporada húmeda), y los menores valores entre noviembre y abril (entre 30.0 m y 50.0 m; temporada seca; Figura 2.15 y Figura 2.16), similar al ciclo anual de precipitación (Figura 2.1 y Figura 2.2). Adicionalmente, en niveles bajos se observa a lo largo del año una circulación anticiclónica en el Océano Atlántico. Esta circulación está asociada a la Alta Subtropical del Atlántico Norte (NASH, por sus iniciales en inglés), que es una característica climatológica dominante que tiene impactos significativos en Centroamérica, Norteamérica, Suramérica e inclusive Europa. Adicionalmente, la NASH influencia los chorros de bajo nivel de la región que juegan un papel importante en el transporte de humedad (Arias et al., 2012; Nieto Ferreira & Rickenbach, 2020).

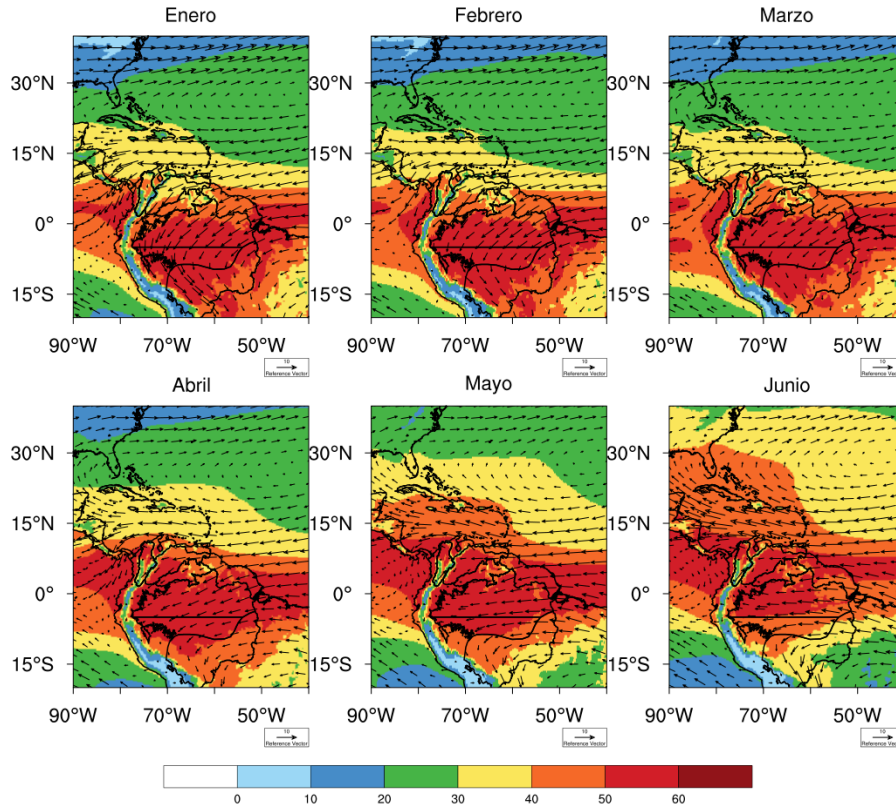


Figura 2.15. Ciclo anual de TCWV (mm) y dirección del viento a 850 hPa (m/s) durante el periodo 1979-2021 (enero a junio), según ERA5

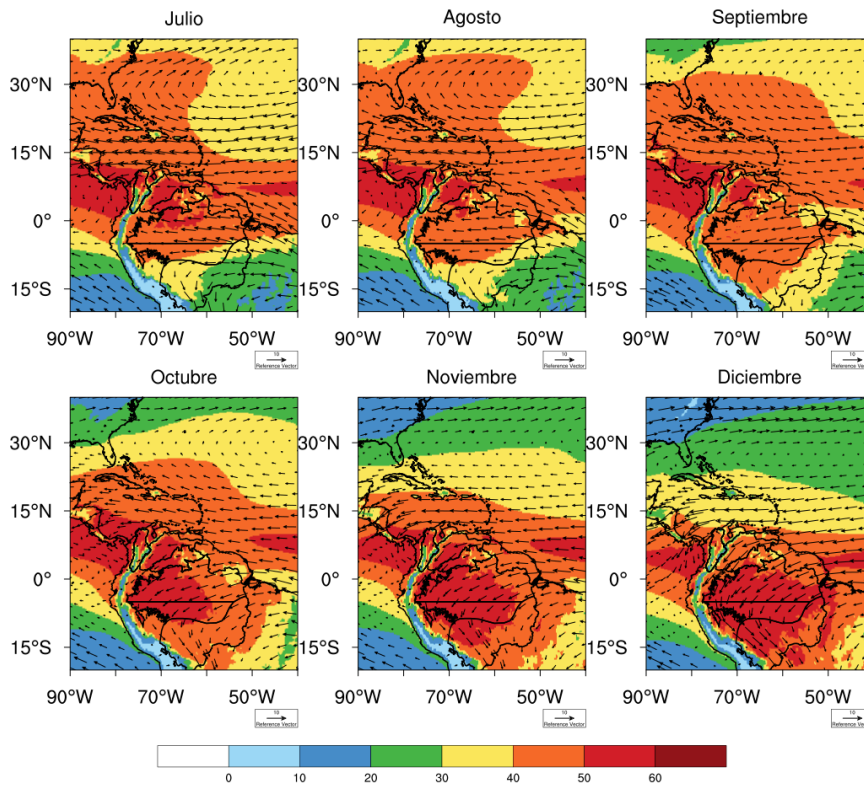


Figura 2.16. Ciclo anual de TCWV (mm) y dirección del viento a 850 hPa (m/s) durante el periodo 1979-2021 (julio a diciembre), según ERA5

2.7. Circulación atmosférica en niveles medios de la troposfera

2.7.1. Vientos a 500hPa

En la Figura 2.17 (enero a junio) y la Figura 2.18 (julio a diciembre) se muestra el comportamiento espacial del ciclo anual del viento a 500 hPa sobre la región del Orinoco. De enero a abril, los vientos que provienen desde el este presentan una magnitud entre 2.0 m/s a 4.0 m/s; a partir de abril, los vientos del este comienzan a fortalecerse y alcanzan los máximos valores sobre la cuenca del Orinoco entre los meses de junio a septiembre, con magnitudes entre los 7.0 m/s a los 10.0 m/s. Es importante destacar que en los meses de diciembre, enero y febrero se observa un sistema de alta presión (un anticiclón) sobre el océano Atlántico (Figura 2.17 y 2.18). Esta circulación de vientos en niveles medios se caracteriza por un fuerte flujo del este sobre el norte de Colombia, que está asociado con la NASH, caracterizado por un patrón anticiclónico sobre el Mar Caribe (Correa et al., 2023). Este sistema se presenta/fortalece en los eventos de sequía descritos en los Capítulos 4, 5 y 6.

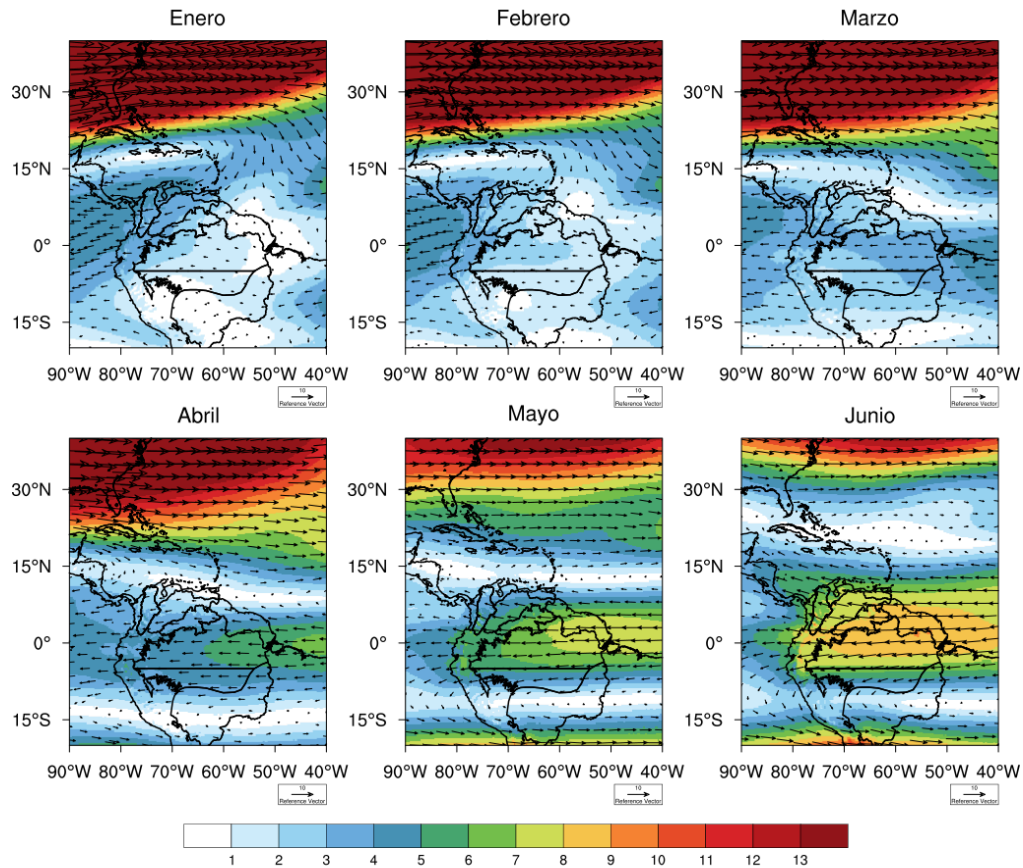


Figura 2.17. Ciclo anual del viento a 500 hPa (m/s) durante el periodo 1979-2021 (enero a junio), según ERA5

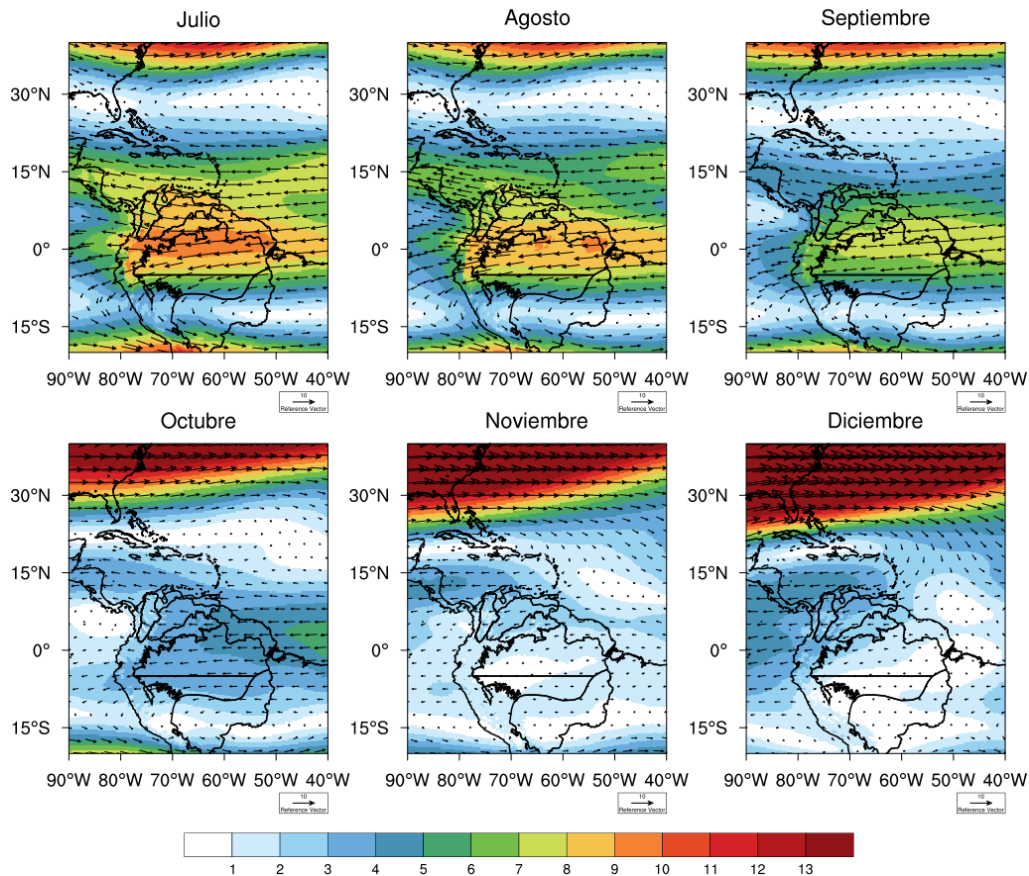


Figura 2.18. Ciclo anual del viento a 500 hPa (m/s) durante el periodo 1979-2021 (julio a diciembre), según ERA5

2.7.2. Humedad relativa a 500 hPa

En la Figura 2.19 (enero a junio) y la Figura 2.20 (julio a diciembre) se observa el ciclo anual de humedad relativa (HR) a 500 hPa y la dirección del viento a la misma altura. En los meses de enero, febrero y marzo, la HR sobre el Orinoco se encuentra aproximadamente entre el 20% y el 30%. La HR comienza a aumentar sobre el Orinoco en el mes de abril, con valores superiores al 40%. A partir del mes de mayo, los valores de HR superan el 70% en la mayor parte de la cuenca hasta los meses de agosto, septiembre y octubre, cuando los valores caen al 60%. Por último, en noviembre y diciembre la HR cae hasta valores inferiores al 50%. Lo descrito anteriormente se asemeja al comportamiento anual de la precipitación sobre la cuenca del Orinoco la cual presenta una temporada seca entre noviembre y abril (meses con menor HR) y una temporada húmeda entre mayo y octubre (meses con mayor HR; ver Figura 2.2). Adicionalmente, se observa la presencia de un anticiclón en diciembre, enero y febrero sobre el Atlántico. Este sistema de alta presión favorece condiciones menos húmedas en la cuenca del Orinoco.

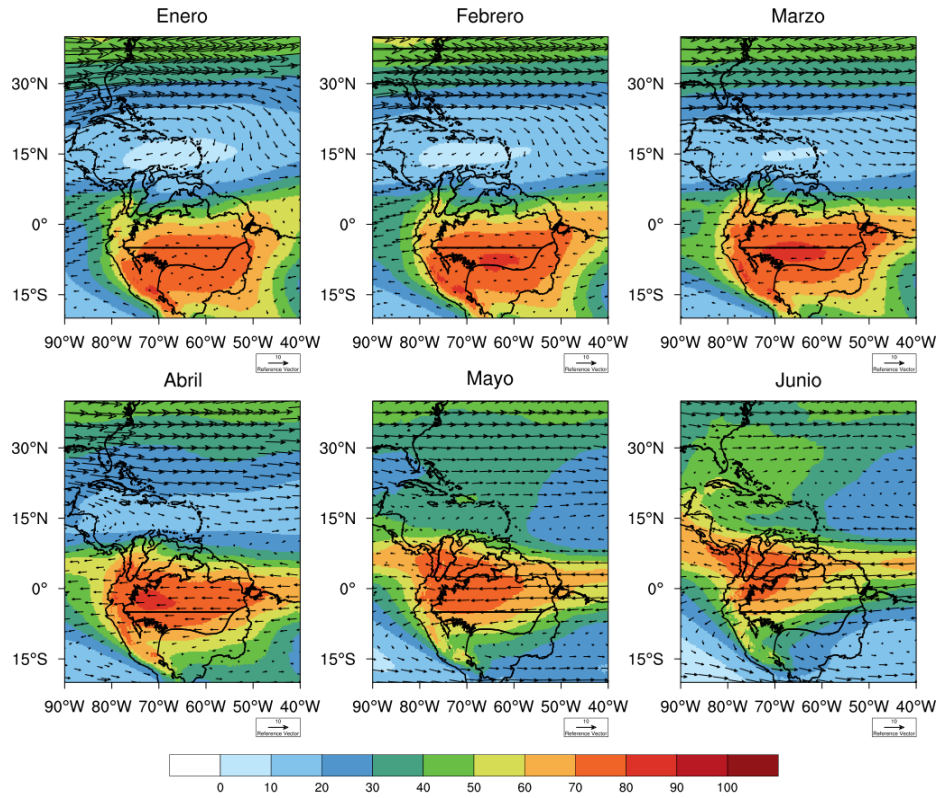


Figura 2.19. Ciclo anual de humedad relativa a 500 hPa (%) y dirección del viento a 500 hPa (m/s) durante el periodo 1979-2021 (enero a junio), según ERA5

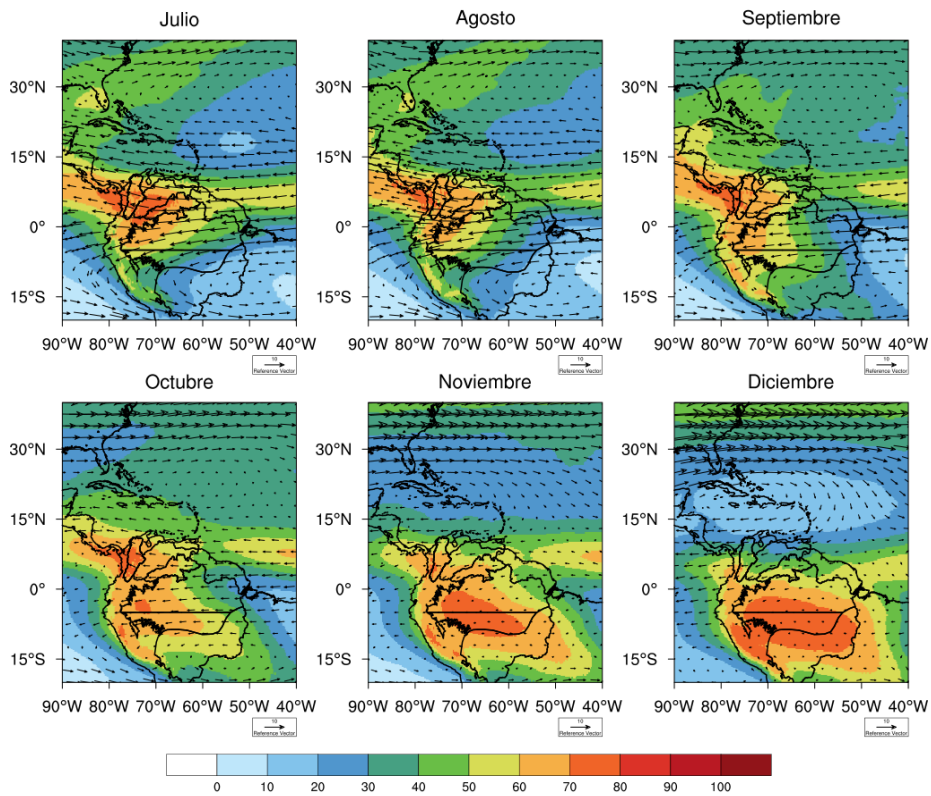


Figura 2.20. Ciclo anual de humedad relativa a 500 hPa (%) y dirección del viento a 500 hPa (m/s) durante el periodo 1979-2021 (julio a diciembre), según ERA5

2.8. Correlaciones entre variables

Para identificar las posibles relaciones entre las variables de estudio, se calcularon correlaciones y se graficaron diagramas de dispersión a partir de las anomalías estandarizadas de las variables ET, SM, P, Rn y NDVI. Los cálculos se hicieron tanto sobre todos los meses del periodo de estudio (nos referiremos a estas correlaciones como “climatología”), buscando discriminar el comportamiento promedio con el comportamiento de las temporadas seca (noviembre-abril) y húmeda (mayo-octubre) del Orinoco. Además, se comparó con la climatología, la temporada húmeda (diciembre-mayo) y la temporada seca (junio-noviembre) del Amazonas y el Cerrado Brasileiro (noviembre-abril y mayo-octubre, respectivamente). Esta comparación se desarrolla con el fin de comprender cómo es la relación histórica entre las variables, e identificar si en el norte y en el sur de la Orinoquia, la ET es controlada por la energía (Rn) o por la humedad (P y la SM), considerando por separado el comportamiento durante la temporada seca, la temporada húmeda, y todas las temporadas (“climatológico”). Estas relaciones son revisitadas más adelante (Capítulos 4 a 6) al compararlas con las correspondientes a eventos de sequía. Esto es importante porque el papel de la AED y la ET en las condiciones de los sistemas ambiental, agrícola e hidrológico es complejo y depende de las características climáticas regionales generales (húmedo -limitado por la energía- y seco -limitado por la humedad-; Vicente-Serrano et al., 2020).

Fisher et al. (2009) sugieren que la radiación es el determinante más fuerte de la ET en el trópico (según sus resultados, la radiación explica alrededor del 87% de la varianza mensual de la ET), seguido por el déficit de presión de vapor (VPD), el NDVI, la precipitación y la velocidad del viento. Es importante mencionar que los instrumentos de medición para este estudio se ubican principalmente en zonas diferentes a sabanas tropicales, como el Amazonas.

En la Figura 2.21 se muestran las regiones de interés: norte del Orinoco (NORI), sur del Orinoco (SORI), norte del Amazonas (NAMA), sur del Amazonas (SAMA) y Cerrado. Para los diagramas de dispersión de ET vs P (Figura 2.22), se observa una relación positiva en la temporada seca para NORI, SAMA y el Cerrado, con un valor de correlación de 0.27 en NORI y 0.58 en el Cerrado. Correlaciones positivas entre la P y la ET puede sugerir que la ET incrementa (disminuye) controlada por anomalías positivas (negativas) de la P. Por su parte, para los demás diagramas de dispersión, se observa una relación negativa (en estas regiones y temporadas, la ET es controlada por la Rn; ver Figura 2.23). Además, para estas regiones el valor de la correlación es alto (superior a - 0.27). La correlación anual (climatología) entre P y ET en NORI presenta un valor negativo de -0.13 mientras que para el Cerrado es positiva, aunque también con un valor de correlación pequeño de 0.046 (ver Figura 2.21 y 2.22).

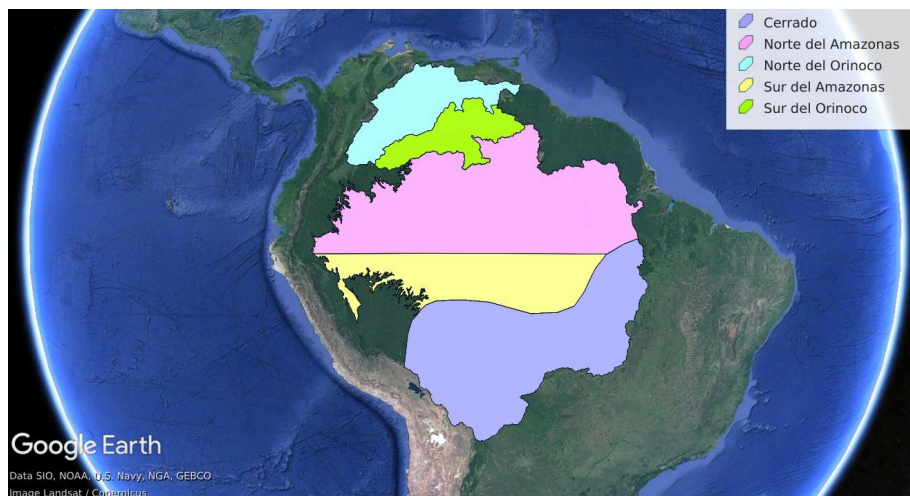


Figura 2.21. El mapa muestra las regiones de interés

Para los diagramas de dispersión de ET vs Rn en la climatología y en la temporada húmeda, se observa una relación positiva; además, todas las regiones presentan valores importantes de correlación en la temporada húmeda. Para los diagramas de dispersión en la temporada seca para NORI y el Cerrado, se observa que la relación entre estas es negativa (aunque con una magnitud pequeña para NORI), con un valor de correlación de -0.13 y -0.46, respectivamente. Correlaciones negativas entre la ET y Rn en la temporada seca sugieren que la tasa de ET puede disminuir (incrementar) controlada por anomalías positivas (negativas) de la Rn. Contrario a esto, en SORI y NAMA, la relación entre la ET y la Rn es positiva (ver Figura 2.21 y 2.23).

Para los diagramas de dispersión de ET vs SM, se observa una relación positiva en la temporada seca para NORI, SORI, SAMA y el Cerrado, con un valor de correlación alto en NORI (0.57), SAMA (0.32) y el Cerrado (0.78). Correlaciones positivas entre la ET y la SM pueden sugerir que la ET incrementa (disminuye) controlada por anomalías positivas (negativas) de la SM. Para NAMA, la relación es negativa (para esta región, la SM presenta una relación positiva con la P en todas las temporadas y regiones; ver Figura A2.5). Para los diagramas de dispersión correspondientes a la temporada húmeda, se observa una relación negativa (ver Figura 2.24). En la climatología para NORI y el Cerrado, se observa una correlación positiva con un valor de 0.12 y 0.29, respectivamente (ver Figura 2.21 y 2.24).

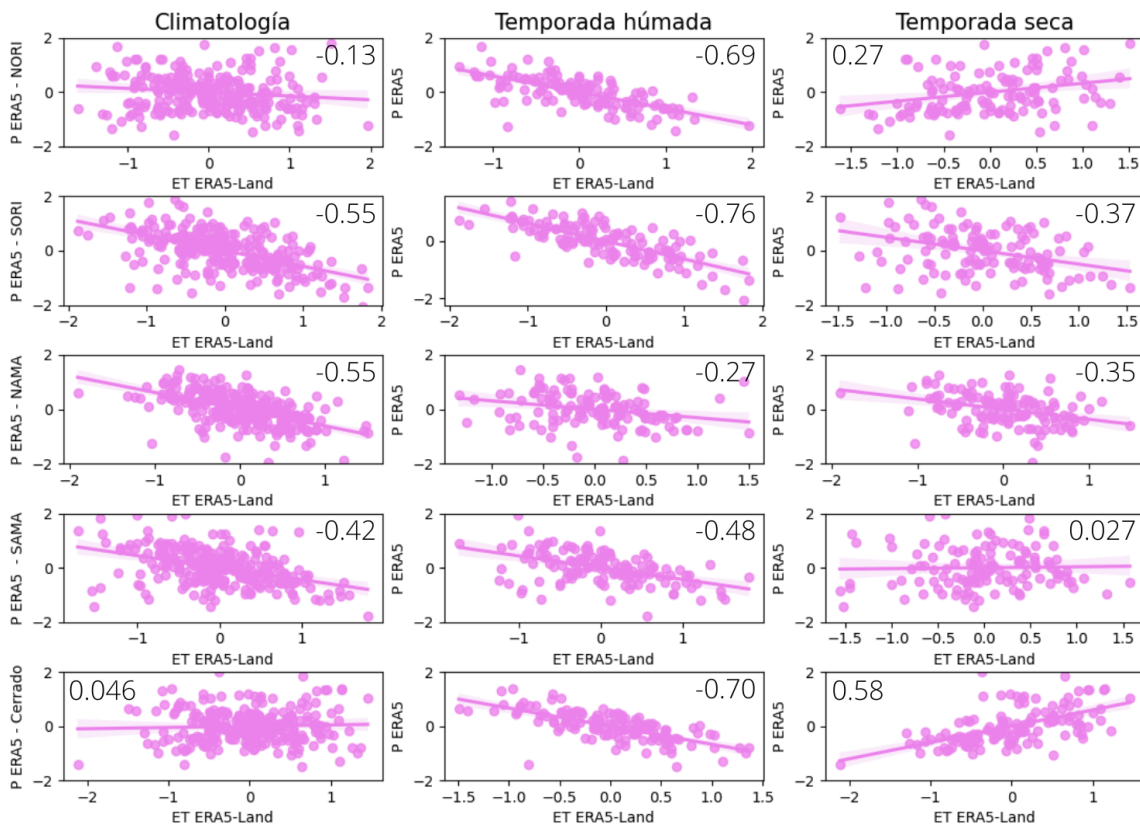


Figura 2.22. Diagramas de dispersión de P vs ET a partir de anomalías estandarizadas para el periodo base 2001-2021 para la climatología, la temporada seca y la temporada húmeda del Orinoco, el Amazonas y el Cerrado

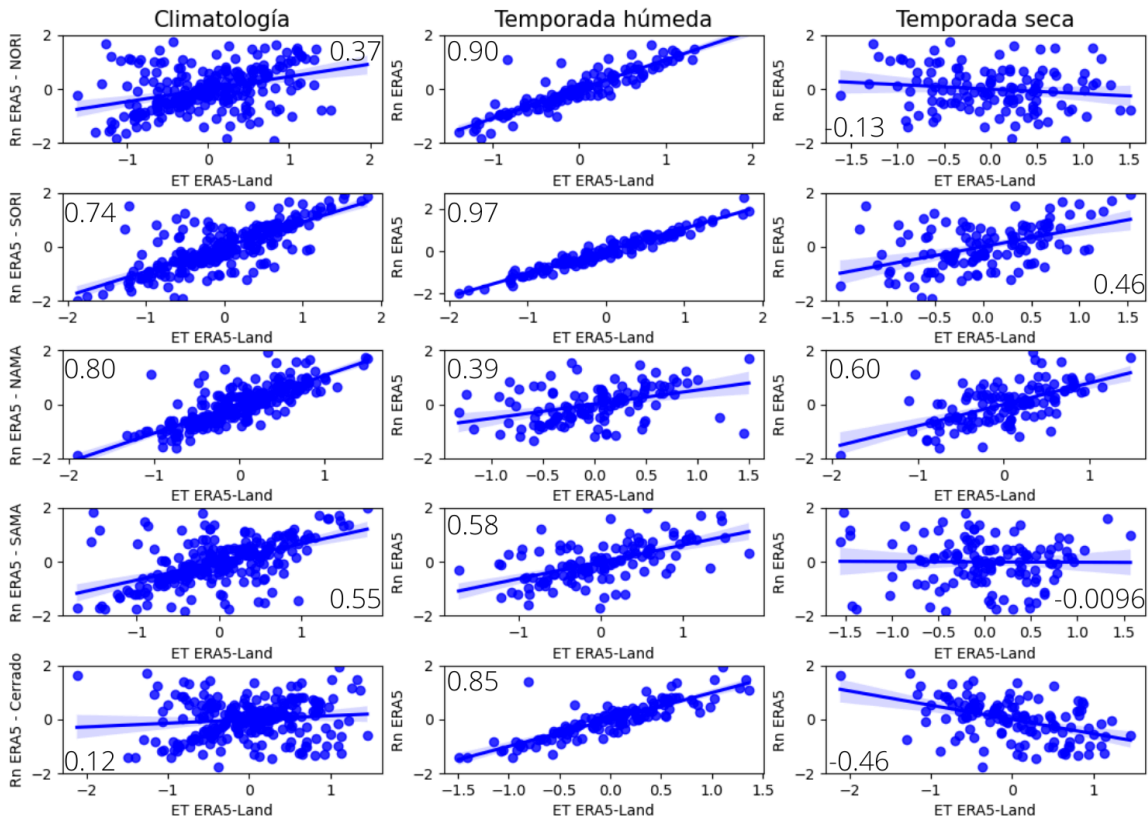


Figura 2.23. Diagramas de dispersión de Rn vs ET a partir de anomalías estandarizadas para el periodo base 2001-2021 para la climatología, la temporada seca, la temporada húmeda del Orinoco, el Amazonas y el Cerrado

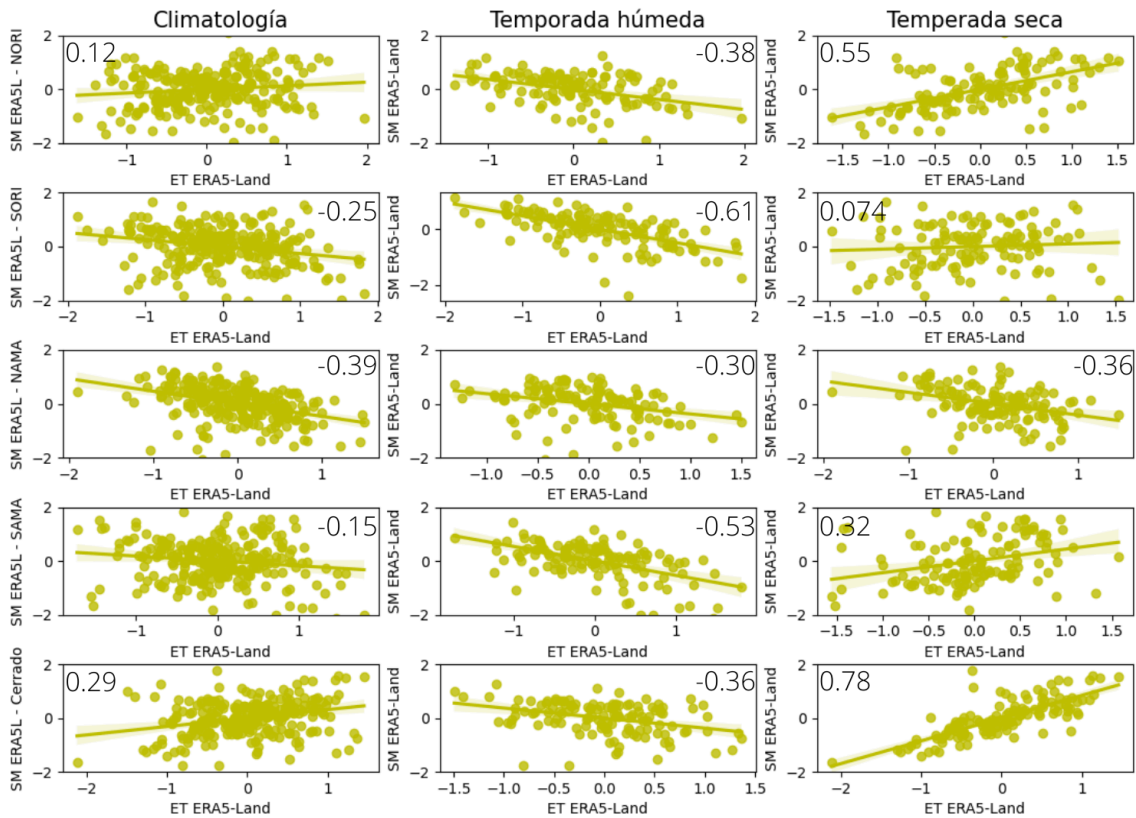


Figura 2.24. Diagramas de dispersión de SM vs ET a partir de anomalías estandarizadas para el periodo base 2001-2021 para la climatología, la temporada seca y la temporada húmeda del Orinoco, el Amazonas y el Cerrado

Por último, para los diagramas de dispersión de NDVI vs ET se observa que la relación entre estas variables es negativa (aunque con magnitudes poco importantes de correlación) en la temporada seca en NORI, SAMA y el Cerrado, mientras que la relación es positiva y con valores altos para las demás temporadas y regiones (ver Figura 2.21 y 2.25). Correlaciones negativas entre el NDVI y la ET en la temporada seca sugieren que el NDVI puede disminuir (incrementar) asociada a anomalías positivas (negativas) de la ET.

Los diagramas de dispersión para otras variables se muestran en las Figuras A2.5 a A2.10, debido a que la relación, ya sea positiva o negativa, no cambia de acuerdo a la región y la temporada.

La Figura 2.26 presenta la matriz de correlación entre las diferentes variables para la climatología anual, la temporada húmeda y la temporada seca de cada región de interés. En resumen, nuestros resultados muestran que las correlaciones entre la ET y las variables P, SM, Rn y NDVI en las regiones NORI y Cerrado se comportan de manera similar de acuerdo a la temporada (temporada húmeda o temporada seca). En ambas regiones, la ET es controlada por la Rn durante la temporada húmeda, mientras que la ET está asociada a la humedad durante la temporada seca. Es decir, durante la temporada seca de ambas regiones se observa una relación positiva entre ET y P, y ET y SM. Por el contrario, durante la temporada seca, la relación entre ET y Rn es negativa. Por su parte, SORI y, principalmente, SAMA se comportan como regiones de transición.

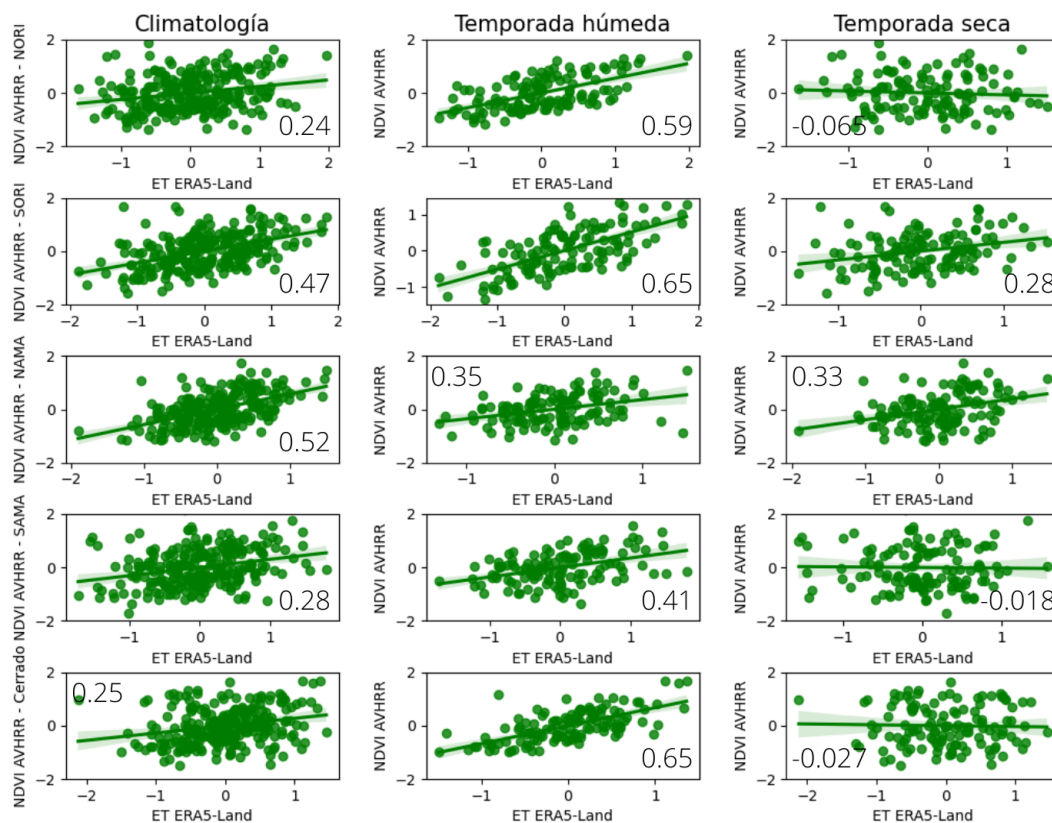


Figura 2.25. Diagramas de dispersión de NDVI vs ET a partir de anomalías estandarizadas para el periodo base 2001-2021 para la climatología, la temporada seca y la temporada húmeda del Orinoco, el Amazonas y el Cerrado

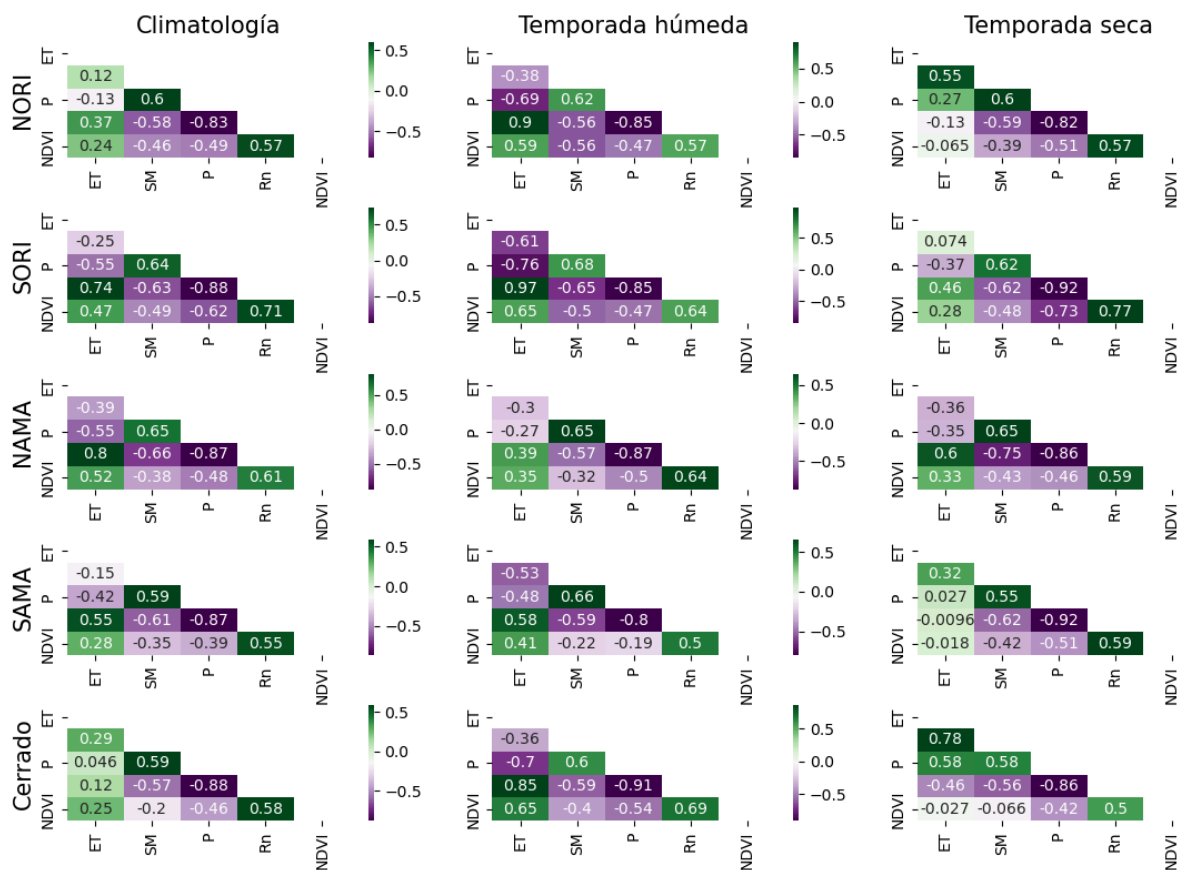


Figura 2.26. Matriz de correlación entre las diferentes variables para la climatología, la temporada húmeda y la temporada seca. Los valores positivos (negativos) de correlación se presentan en colores verdes (morados)

Es importante considerar diferencias regionales en la cobertura vegetal así como en las temporadas climáticas (seca y húmeda) del bosque y la sabana (ver Valencia et al., 2023). En la sabana adquiere relevancia considerar las temporadas climáticas, ya que estas controlan de manera diferente la partición de los flujos de agua y energía; además, bajo la combinación de condiciones cálidas y secas, la partición de los flujos de agua y energía puede intensificarse, prolongarse y/o cambiar. Por ejemplo, en temporada seca puede aumentar el estrés evaporativo y en la temporada húmeda se puede generar estrés evaporativo y cambiar de una región limitada por la energía a una región limitada por la humedad.

En los Capítulos 4, 5 y 6 se muestra cómo el déficit de precipitación vinculado a condiciones de cielo despejado permite que una gran cantidad de energía solar llegue hasta la superficie, lo que incrementa la tasa de ET para satisfacer la alta demanda de humedad atmosférica. Esto determina el déficit de humedad del suelo y, posteriormente, el estrés evaporativo observado durante las etapas avanzadas de los eventos de sequía meteorológica. Es decir, las anomalías negativas de ET se presentaron cuando el déficit de la SM era máximo durante los diferentes eventos diagnosticados, mostrando que el déficit de SM tiene el potencial de inducir reducciones de ET. En las sequías más recientes (2018-2019 y 2020), se observó estrés evaporativo, incluso en etapas tempranas de la sequía meteorológica, debido a que la SM no se pudo recuperar de los pulsos secos anteriores. A esto se le conoce como memoria hidrológica (Fowler et al., 2020; Álvarez-Garretón et al., 2021). Por lo anterior, en trabajos futuros es importante complementar estos análisis con otras bases de datos para ET y SM, y adicionalmente, evaluar el papel del agua subterránea en la cuenca.

Anexos Capítulo 2

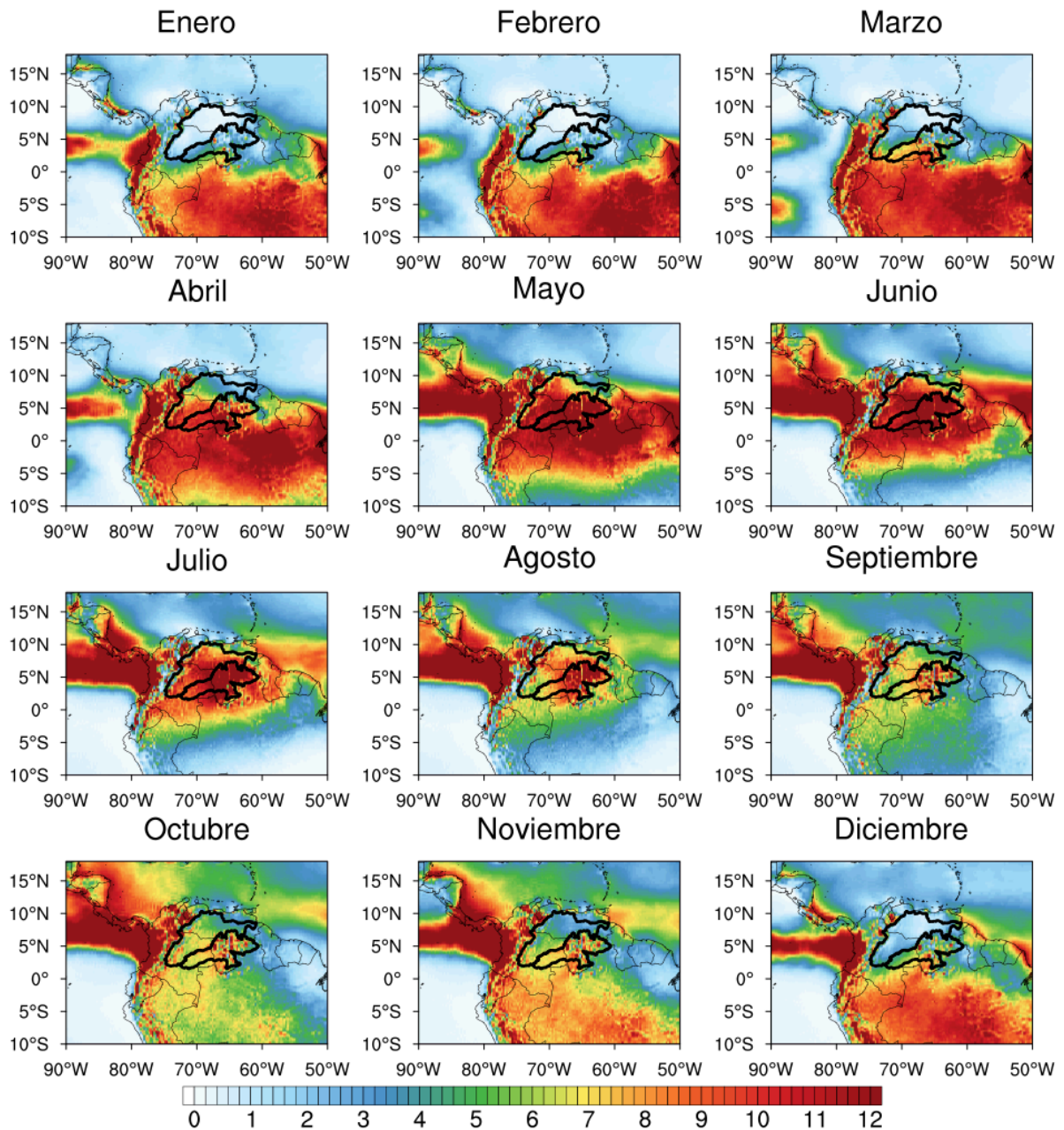


Figura A2.1. Comportamiento espacial del ciclo anual de precipitación respecto al período común 2001-2021, según ERA5

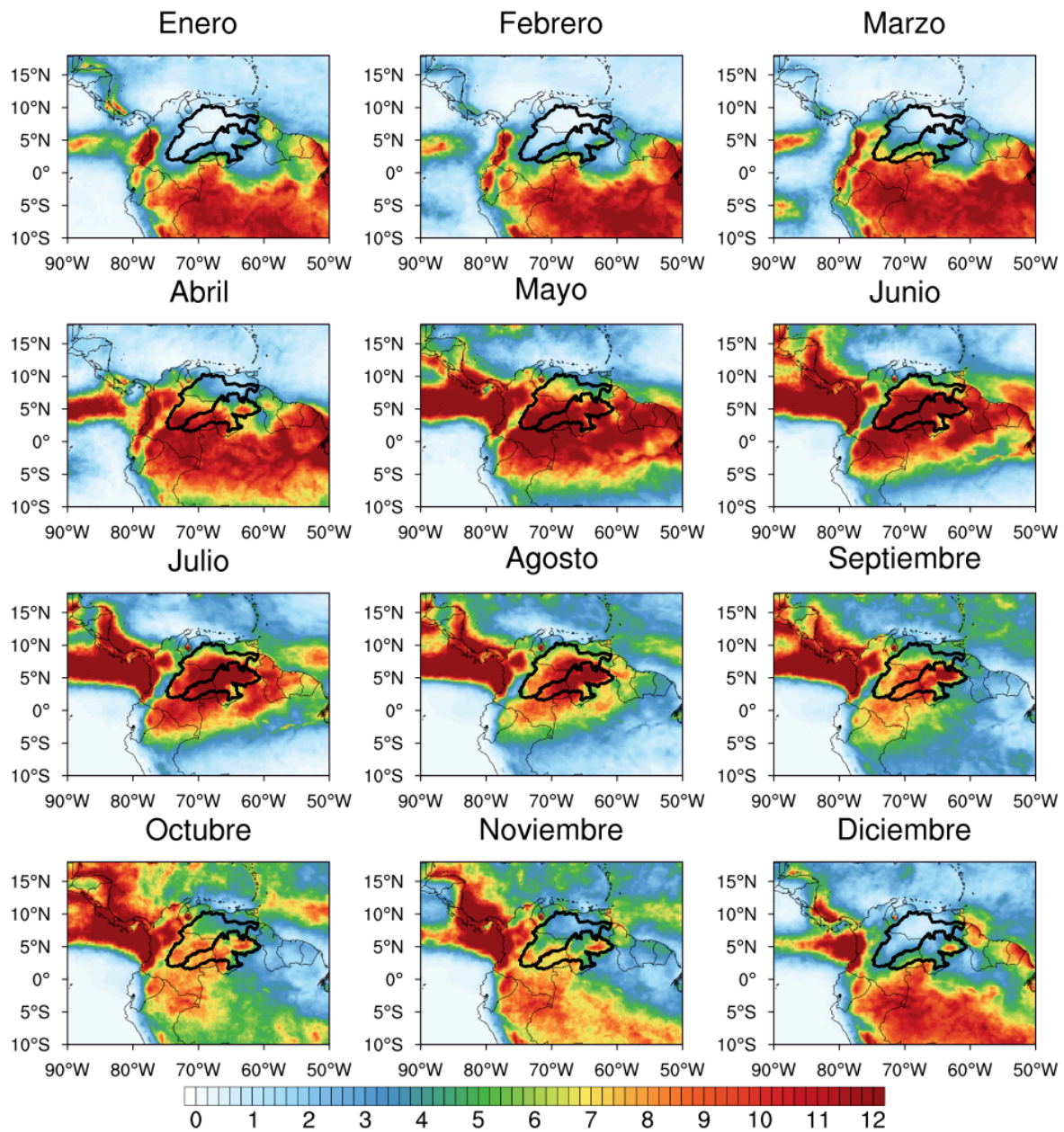


Figura A2.2. Comportamiento espacial del ciclo anual de precipitación respecto al período 2001-2020, según GPM

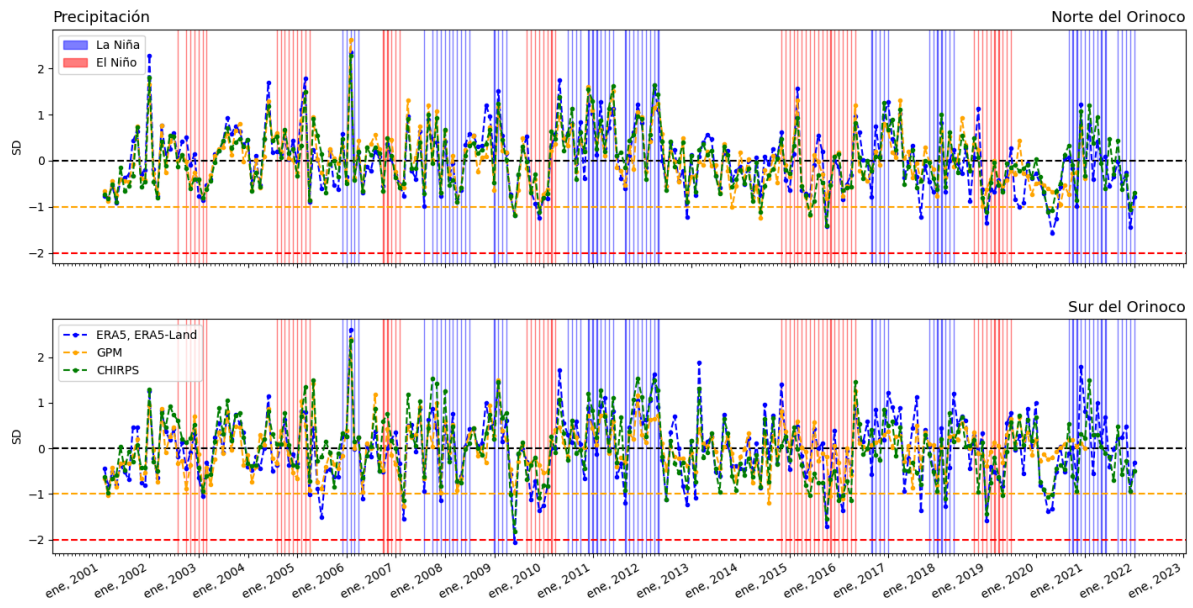


Figura A2.3. Anomalías estandarizadas de precipitación (SD) para el periodo 2001-2021, según ERA5, GPM y CHIRPS. La líneas verticales azules y rojas representan eventos El Niño y La Niña, respectivamente

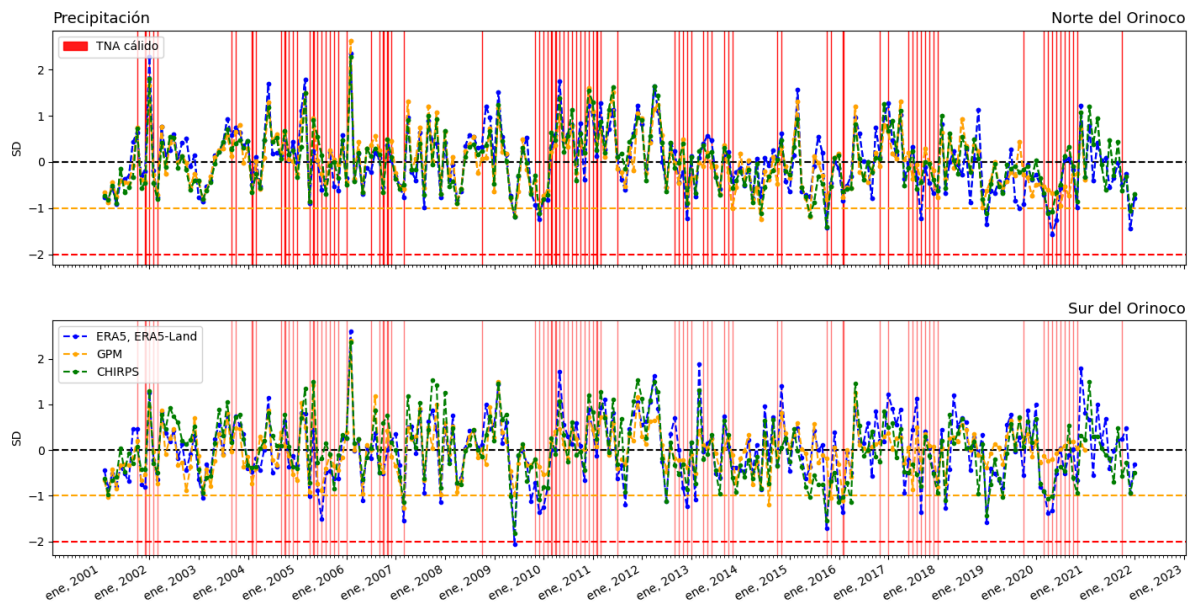


Figura A2.4. Anomalías estandarizadas de precipitación para el periodo 2001-2021, según ERA5, GPM y CHIRPS. Las líneas verticales rojas representan condiciones cálidas en el Atlántico tropical norte

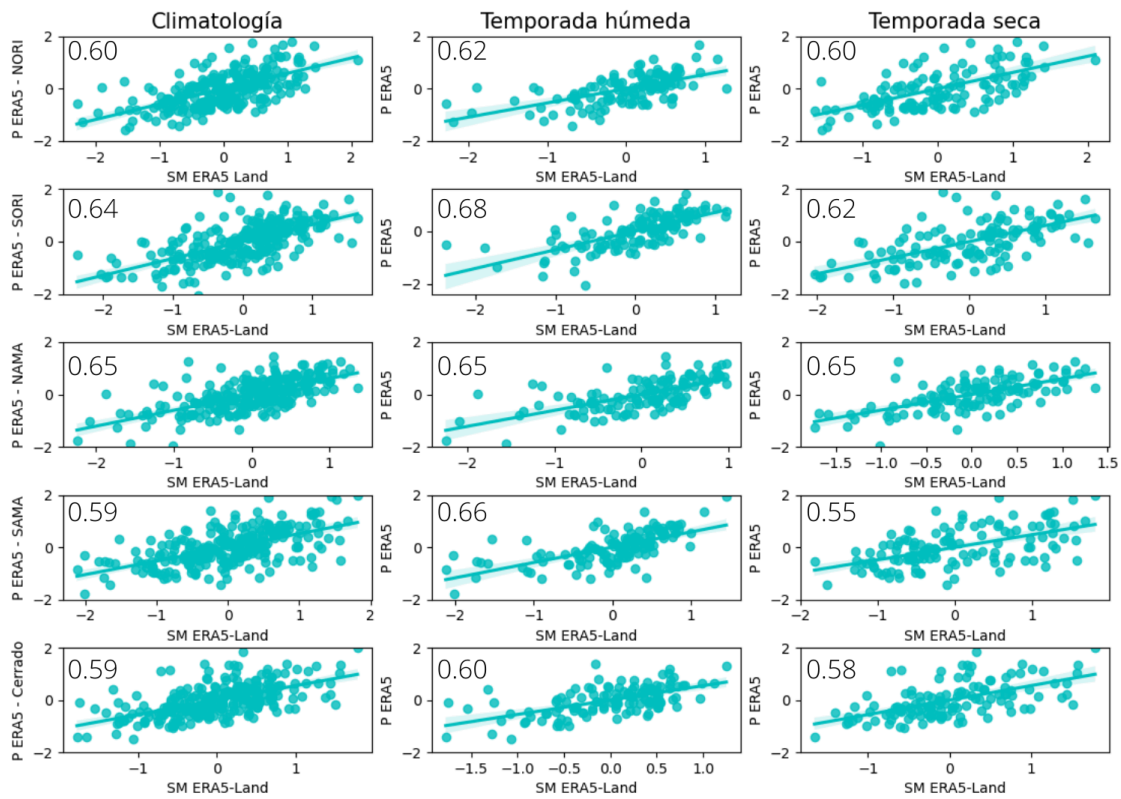


Figura A2.5. Diagramas de dispersión de P vs SM a partir de anomalías estandarizadas para el periodo base 2001-2021 para la climatología, la temporada seca, la temporada húmeda del Orinoco, el Amazonas y el Cerrado

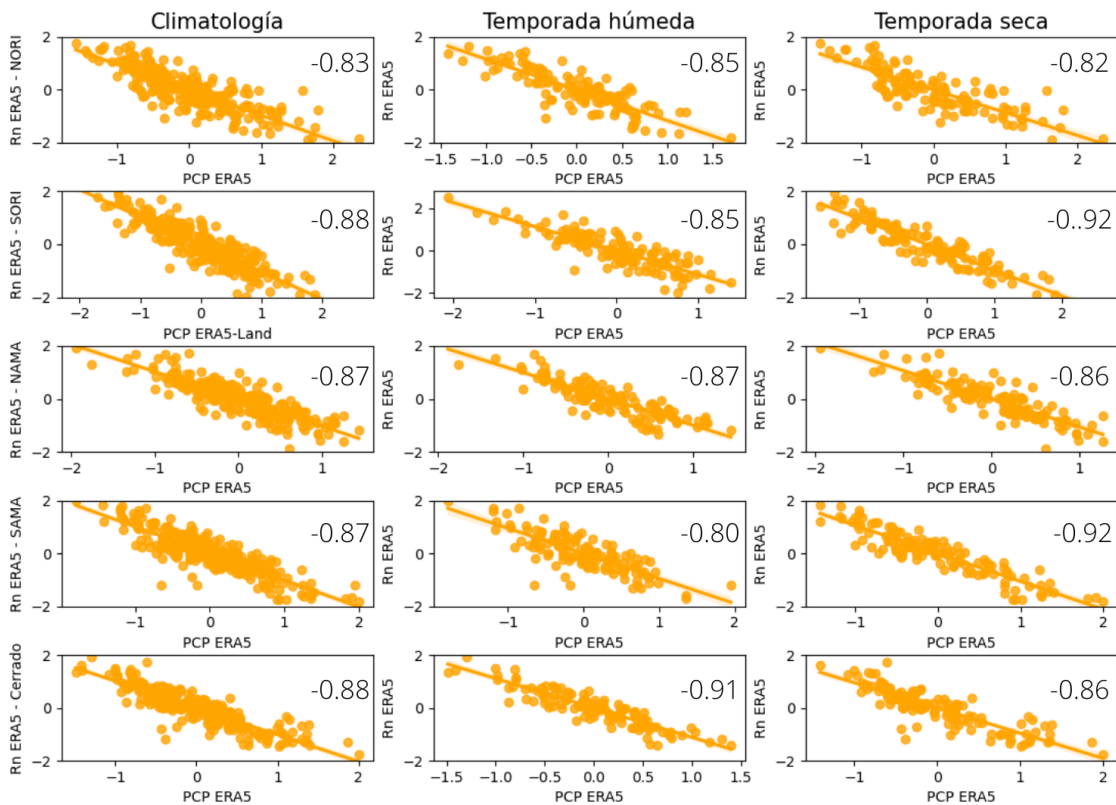


Figura A2.6. Diagramas de dispersión de P vs Rn a partir de anomalías estandarizadas para el periodo base 2001-2021 para la climatología, la temporada seca, la temporada húmeda del Orinoco, el Amazonas y el Cerrado

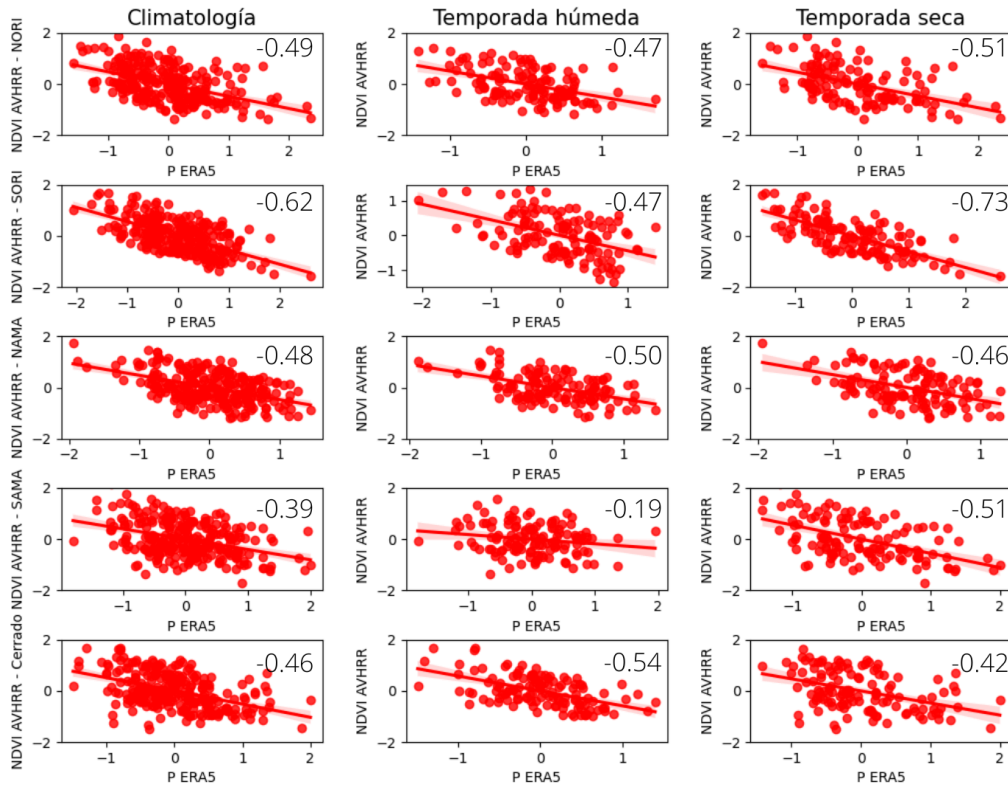


Figura A2.7. Diagramas de dispersión de P vs NDVI a partir de anomalías estandarizadas para el periodo base 2001-2021 para la climatología, la temporada seca, la temporada húmeda del Orinoco, el Amazonas y el Cerrado

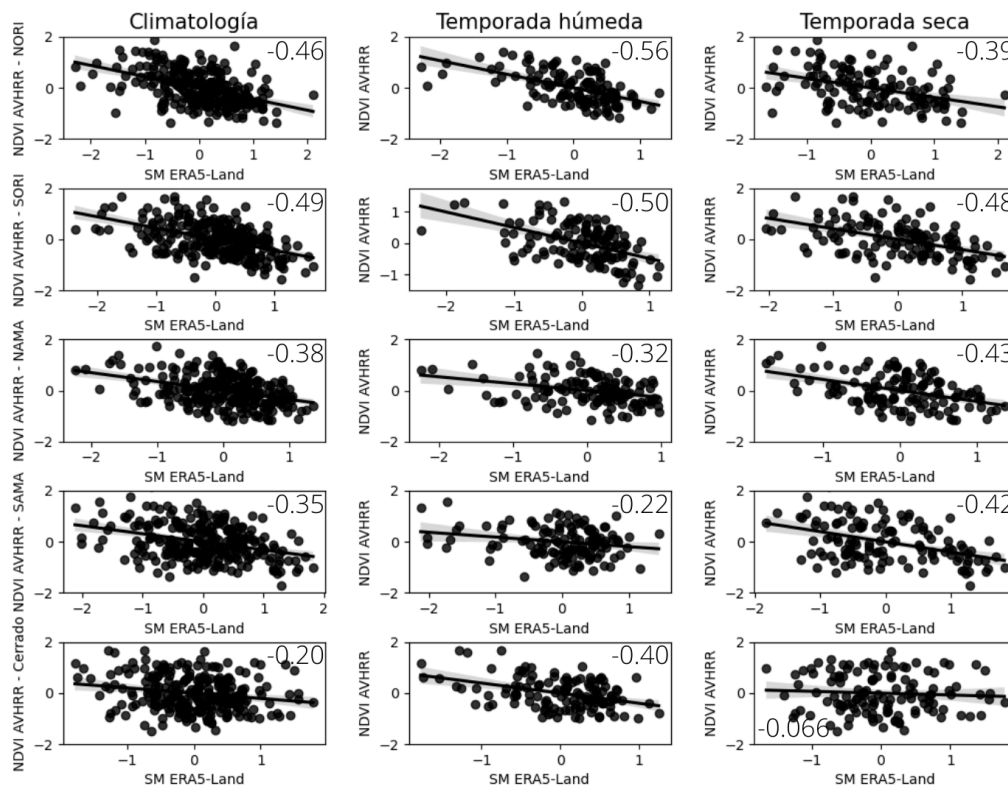


Figura A2.8. Diagramas de dispersión de SM vs NDVI a partir de anomalías estandarizadas para el periodo base 2001-2021 para la climatología, la temporada seca, la temporada húmeda del Orinoco, el Amazonas y el Cerrado

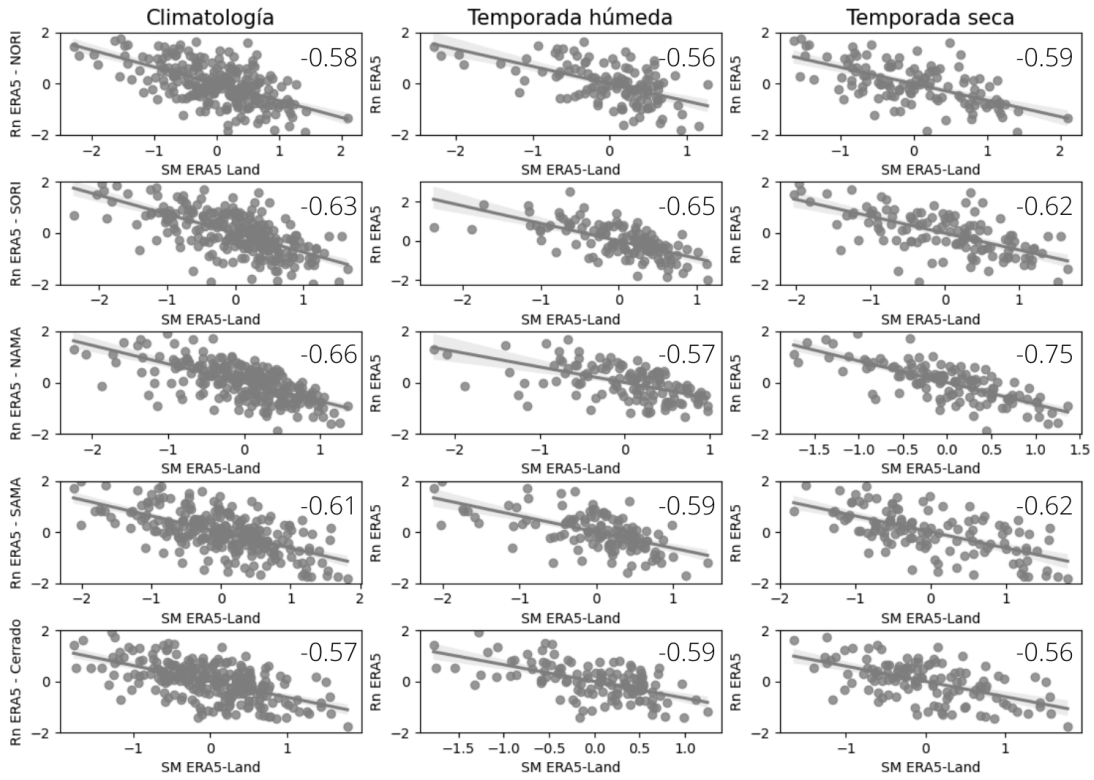


Figura A2.9. Diagramas de dispersión de SM vs NDVI a partir de anomalías estandarizadas para el periodo base 2001-2021 para la climatología, la temporada seca, la temporada húmeda del Orinoco, el Amazonas y el Cerrado

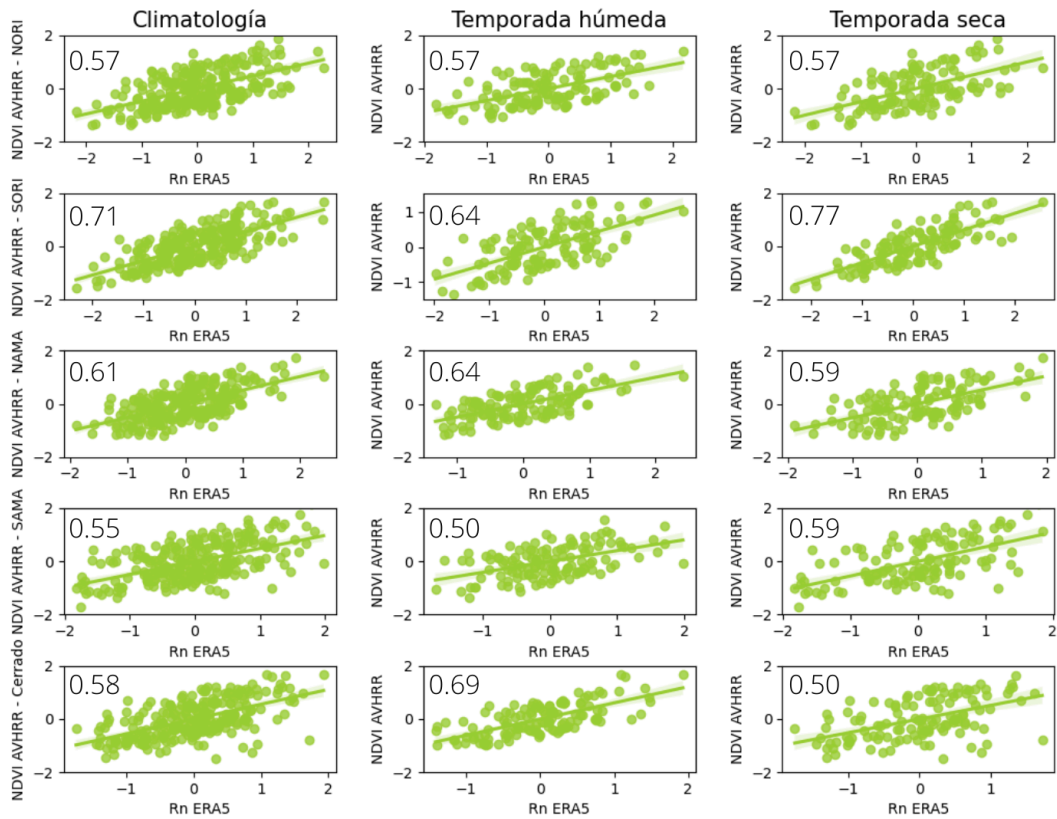


Figura A2.10. Diagramas de dispersión de Rn vs NDVI a partir de anomalías estandarizadas para el periodo base 2001-2021 para la climatología, la temporada seca, la temporada húmeda del Orinoco, el Amazonas y el Cerrado

Capítulo 3

Caracterización de sequías recientes en el Orinoco

Como se mencionó en el Capítulo 1, las sequías suceden debido a la ocurrencia de condiciones de humedad por debajo del promedio durante periodos prolongados, cubriendo áreas extensas, en relación con procesos dinámicos y/o termodinámicos. Durante una sequía, la limitación de la disponibilidad de agua resulta en impactos negativos para diferentes componentes del sistema natural y del sector económico (Ault, 2020; Seneviratne et al., 2021). En las últimas décadas, se han identificado sequías en múltiples lugares del planeta. En Suramérica, por ejemplo, Chile ha experimentado un déficit de precipitación (de más del 45 %) con respecto al promedio del periodo 1970-2000 durante más de una década; consecuentemente, se ha identificado una disminución de los recursos de agua para agricultura y consumo humano, así como un incremento en la ocurrencia de incendios (Garreaud et al., 2020).

En este capítulo se identifican eventos de sequía en la región de la Orinoquia ocurridos durante las últimas décadas, mediante el análisis de diferentes índices/variables como anomalías estandarizadas de P, SM, ET y NDVI, y los índices SPI y SPEI, para las diferentes bases de datos y sus periodos de registro (Tabla 1.1). Para el análisis de anomalías de precipitación, también se consideran las estaciones meteorológicas disponibles del Instituto de Meteorología y Estudios Ambientales de Colombia (IDEAM) en la región de la Orinoquia Colombiana (ver Figura A3.1 y Tabla A3.1). Es importante mencionar que existe una baja densidad de estaciones meteorológicas en esta región (ver Figura 1 de Mesa et al. (2021)). Esto se refleja en el monitor de sequía para Colombia del IDEAM, que utiliza muy pocas estaciones ubicadas en el Orinoco, las cuales están centradas en el piedemonte llanero. Para este estudio se descargaron 105 estaciones meteorológicas del IDEAM (8 en Arauca, 23 en Casanare, 56 en Meta y 18 en Vichada). De estas, solo fue posible utilizar las 9 estaciones cuyas series de tiempo se presentan en las Figuras A3.2 a A3.4, debido a la gran cantidad de valores faltantes en las demás estaciones.

3.1. Identificación de eventos de sequía

3.1.1. Índices basados en precipitación

En el pasado se han realizado estudios comparativos de diferentes índices de sequía para explorar los impactos de la sequía en la agricultura y los ecosistemas naturales desde escalas regionales hasta globales. Por ejemplo, Xu et al. (2021) sugieren que los índices SPI, SPEI y scPDSI son útiles para estudios regionales, debido a la correlación positiva entre ellos. Además, sugieren que en su región de estudio, la sequía meteorológica es mejor representada por el SPI y SPEI en comparación al scPDSI. Sin embargo, para monitorear la sequía agrícola estacional, el scPDSI es generalmente más adecuado que SPI y SPEI. Otro hallazgo importante es que los índices SPI, SPEI y scPDSI muestran peores desempeños en la caracterización de la tendencia y la severidad de la sequía en regiones y estaciones más secas, lo que indica que el balance hídrico regional es importante para la selección de índices de sequía. Aún se necesitan más esfuerzos para mejorar la estimación de la evapotranspiración en el cálculo de SPEI y scPDSI a escalas regionales mediante observación conjunta satelital y terrestre de variables hidrometeorológicas (por ejemplo, lluvia, humedad del suelo, índice de área foliar y flujos de calor sensible y latente).

En la Figura 3.1 se observan las anomalías estandarizadas de precipitación, según CHIRPS y, los índices SPI, según CHIRPS y, SPEI, según ERA5, en el período 1981-2021 en NORI (arriba) y SORI (abajo). Se observan diversos eventos de sequía (por ejemplo, periodos 1982-1984, 1992-1993, 1995, 1997-1998, 2002-2003, 2009-2010, 2015-2016 y 2019-2020). Para este estudio se escogen los eventos 2009-2010, 2013-2016 y 2018-2020, principalmente porque durante estos periodos, las anomalías en los diferentes índices superan -1 SD (ver Figura A3.5), la sequía ocurre tanto en el norte como en el sur de Orinoco, y hay información disponible en todas las bases de datos consideradas.

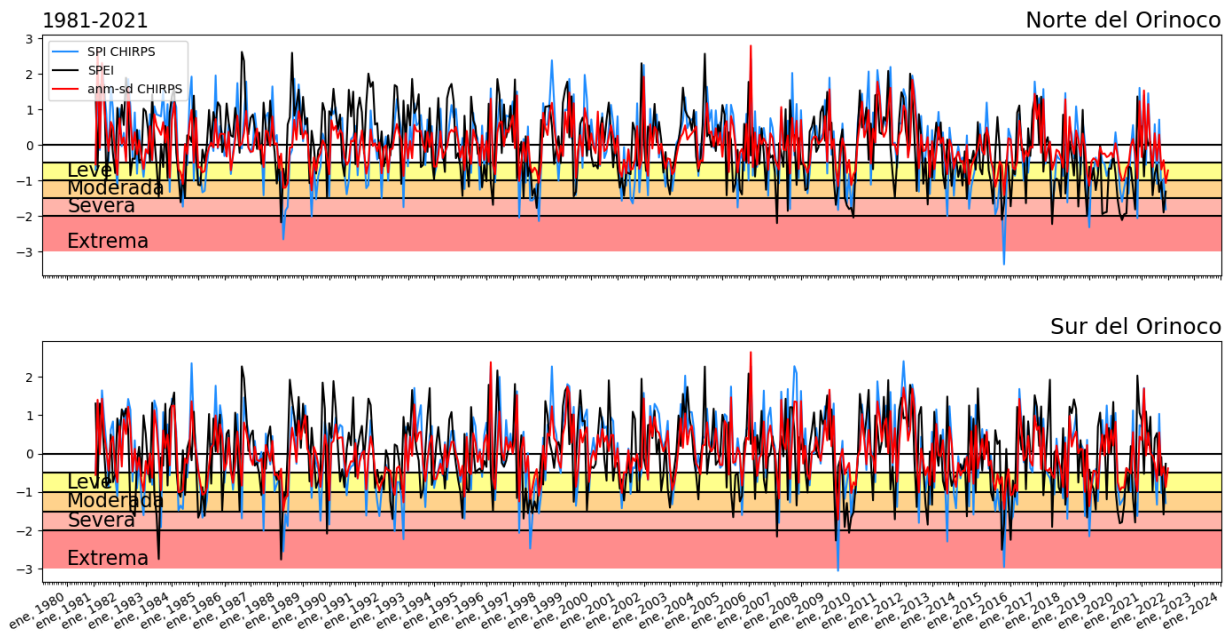


Figura 3.1. Serie de tiempo de anomalías estandarizadas de precipitación según CHIRPS (línea roja), SPI según CHIRPS (línea azul), y SPEI según ERA5 (línea negra) para el periodo 1981-2021 en el norte del Orinoco (arriba) y el sur del Orinoco (abajo). Las franjas de colores indican la categoría de la sequía: leve (amarilla), moderada (naranja), severa (salmón) y extrema (rojo)

El índice SPI se estimó empleando los diferentes conjuntos de precipitación (GPM, ERA5 y CHIRPS) para el periodo común 2001-2021 (Figura A3.6) y para el periodo completo de registro disponible en CHIRPS y ERA5 (Figuras A3.7 y A3.8, respectivamente). Las correlaciones entre el índice SPI de las diferentes bases de datos presentan un valor alto positivo para el periodo común 2001-2021 (Tabla A3.2), lo que sugiere acuerdo entre las diferentes bases de datos.

Las Figuras 3.2 y 3.3 presentan la evolución temporal del SPI según CHIRPS y del SPEI según ERA5 para el periodo 1981-2020. Los colores morados (verdes) indican condiciones secas (húmedas). Se observa de forma clara la ocurrencia de valores negativos de SPI y SPEI durante los periodos 2009-2010, 2012-2016 y 2019-2020, aunque existe una recuperación del índice hacia valores positivos en meses intermitentes. Esto se confirma con otras bases de datos, por ejemplo, para el SPI estimado a partir de datos de GPM (Figura A3.9) y de ERA5 (Figura A3.10).

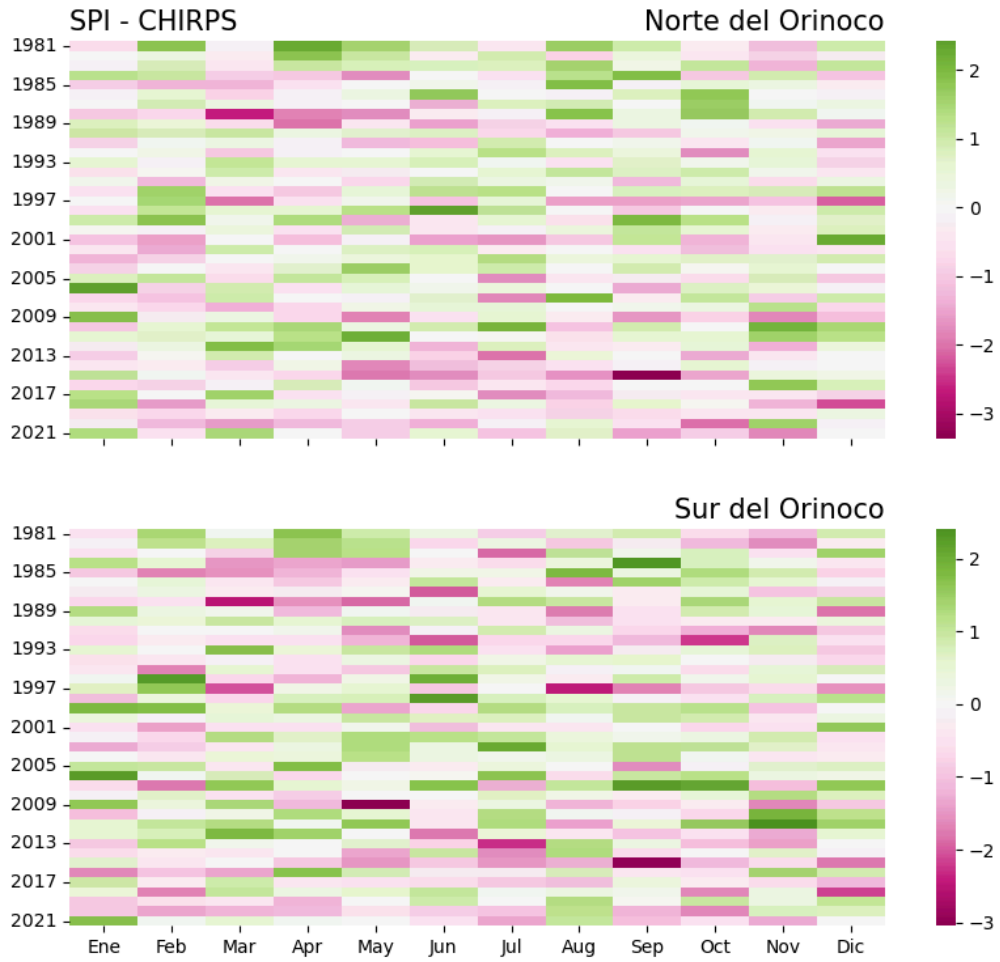


Figura 3.2. Evolución temporal del índice SPI para el periodo 1981-2021, según CHIRPS, para el norte del Orinoco (arriba) y el sur del Orinoco (abajo)

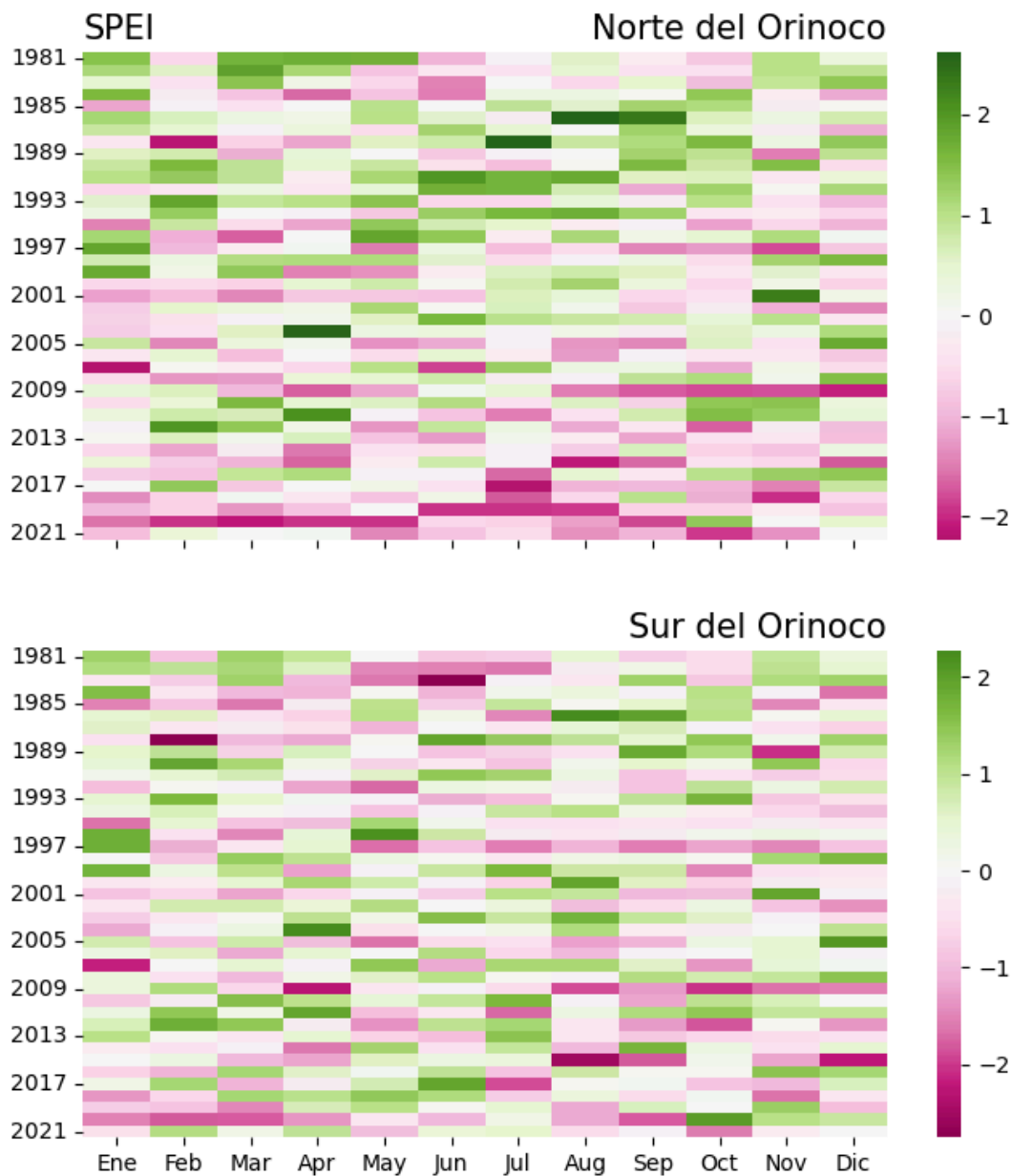


Figura 3.3. Evolución temporal del índice SPEI para el periodo 1981-2021, según ERA5 (P) y ERA5-Land (ET), respectivamente, para el norte del Orinoco (arriba) y el sur del Orinoco (abajo)

La Tabla 3.1 presenta las correlaciones entre los diferentes índices para el período 1981-2021. Se observa que todas tienen un valor de correlación positivo, siendo mayores las correlaciones entre el SPI de CHIRPS y las anomalías estandarizadas de precipitación de CHIRPS.

Tabla 3.1. Correlación entre los índices de sequía estimados a partir de las bases de datos que cuentan con registros durante el periodo 1981-2021

Correlación Spearman	NORI	SORI
SPI vs SPEI	0.261	0.213
SPI (CHIRPS) vs Anomalías estandarizadas CHIRPS	0.943	0.971
SPEI (ERA5) vs Anomalías estandarizadas CHIRPS	0.240	0.220

Las Figuras A3.2 a A3.4 presentan las anomalías de precipitación en 9 estaciones IDEAM ubicadas en la región de estudio (Figura A3.1 y Tabla A3.1). Todas las estaciones meteorológicas muestran que en el periodo 2009-2010 hubo déficit de P. Para el periodo 2012-2016 las estaciones Aguas Claras y la Pradera muestran anomalías negativas de P, las demás estaciones presentan valores anómalos tanto positivos como negativos. Las estaciones La Libertad, Hacienda la Cabaña, El Calvario, San Luis, Cubarral y Puerto Rico presentan déficit de P en el periodo 2019-2020. La mayoría de las estaciones registra déficit de P entre 1997-1998 y 2002-2003. Adicionalmente, se promediaron las estaciones disponibles para el periodo común 1998-2021. Este promedio muestra periodos secos en 2001-2002, 2009-2010 y 2019-2020. Por el contrario, en el promedio de las estaciones no es claro el evento seco 2012-2016 (Figura A3.5).

3.1.2. Anomalías estandarizadas de evapotranspiración

La ET es importante puesto que aumentos de temperatura pueden resultar en un incremento de la ET (siempre que haya humedad disponible). En condiciones de sequía, parte de la energía se invierte en aumentar la temperatura, amplificando el calentamiento del suelo seco (Trenberth et al., 2014).

La Figura 3.4 presenta las anomalías estandarizadas de evapotranspiración y precipitación durante el periodo 2001-2021 en NORI y SORI. La evolución temporal de las anomalías de evapotranspiración se observa de forma más clara en la Figura 3.5. En general, durante los eventos de sequía 2009-2010, 2012-2016 y 2019-2020, la ET estuvo por encima del promedio (asociado a un aumento de la Rn en superficie debido a condiciones de cielo despejado) en la etapa inicial y media de la sequía; luego, cuando el déficit de SM es crítico, la ET presenta anomalías negativas (Figura 3.5).

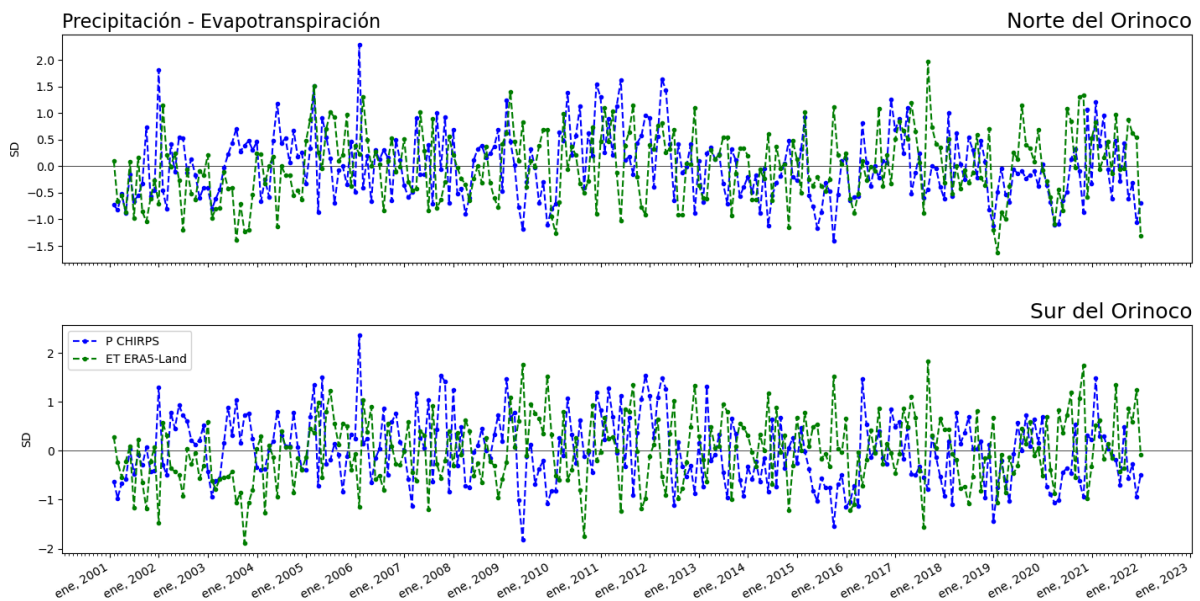


Figura 3.4. Anomalías estandarizadas de ET (línea verde) y P (línea azul) para el periodo 2001-2021, según ERA5-Land y CHIRPS, respectivamente, para el norte del Orinoco (arriba) y el sur del Orinoco (abajo)

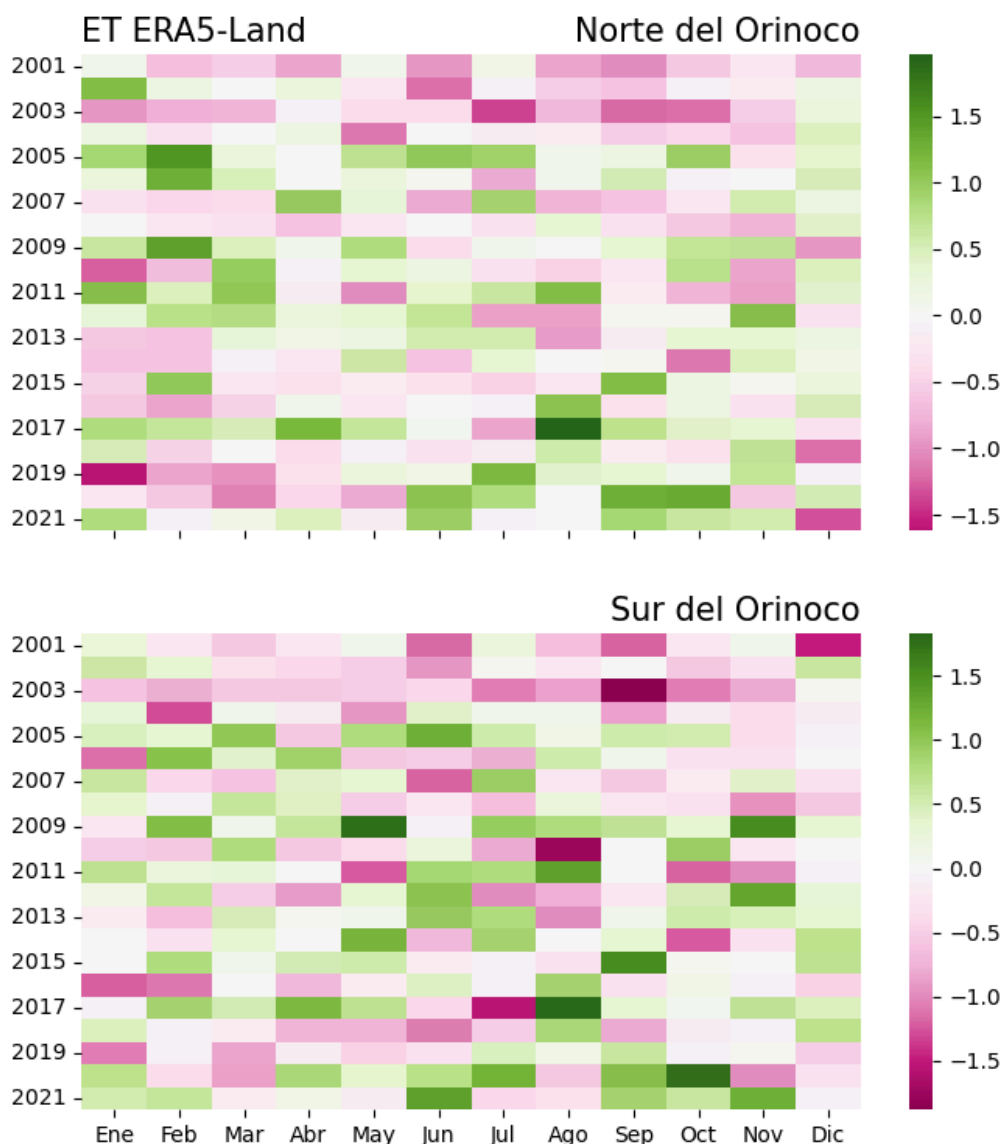


Figura 3.5. Evolución temporal de las anomalías estandarizadas de ET para el periodo 2001-2021, según ERA5-Land, para el norte del Orinoco (arriba) y el sur del Orinoco (abajo)

3.1.3. Anomalías estandarizadas de humedad de suelo

Se ha documentado que las sequías meteorológicas prolongadas contribuyen a la degradación del suelo y a que este se seque y, en consecuencia, se desarrolle una sequía del suelo, es decir, una sequía agrícola y ecológica (Bartoszek et al., 2021; Seneviratne et al., 2021). Padrón et al. (2020) sugieren que, en las últimas décadas, diversas regiones se han visto afectadas por una disminución en la SM o un cambio en el equilibrio hídrico. Diversos estudios muestran que la SM presenta una correlación importante con la variabilidad de la precipitación y, además, sugieren que la ET influye en el agotamiento de la SM, en particular en regiones húmedas durante períodos de sequía meteorológica (Seneviratne et al., 2021). En Colombia, se evaluó el estado de la desertificación y erosión de los suelos a lo largo del país y se encontró que las regiones secas, semiáridas y subhúmedas secas (que se ubican en gran parte del territorio del Orinoco) son las más vulnerables a la desertificación (IDEAM, 2010).

Como se mostró en el Capítulo 1, la SM presenta una correlación positiva con la P; sin embargo, es

importante mencionar que la correlación aumenta con un mes de retraso (0.53 NORI y 0.46 SORI), lo que sugiere una respuesta rezagada de la SM. La Figura 3.6 presenta las anomalías estandarizadas de humedad de suelo y precipitación durante el periodo 2001-2021 en NORI y SORI. La evolución temporal de las anomalías de SM se observa de forma más clara en la Figura 3.7. En general, en los eventos de sequía 2009-2010, 2012-2016 y 2019-2020 la SM presentó anomalías negativas respondiendo rápidamente al déficit de precipitación. En el evento de sequía 2019-2020 la SM alcanzó magnitudes superiores a las 2 SD negativas (periodo de mayor déficit de la serie de tiempo en NORI; Figura 3.7).

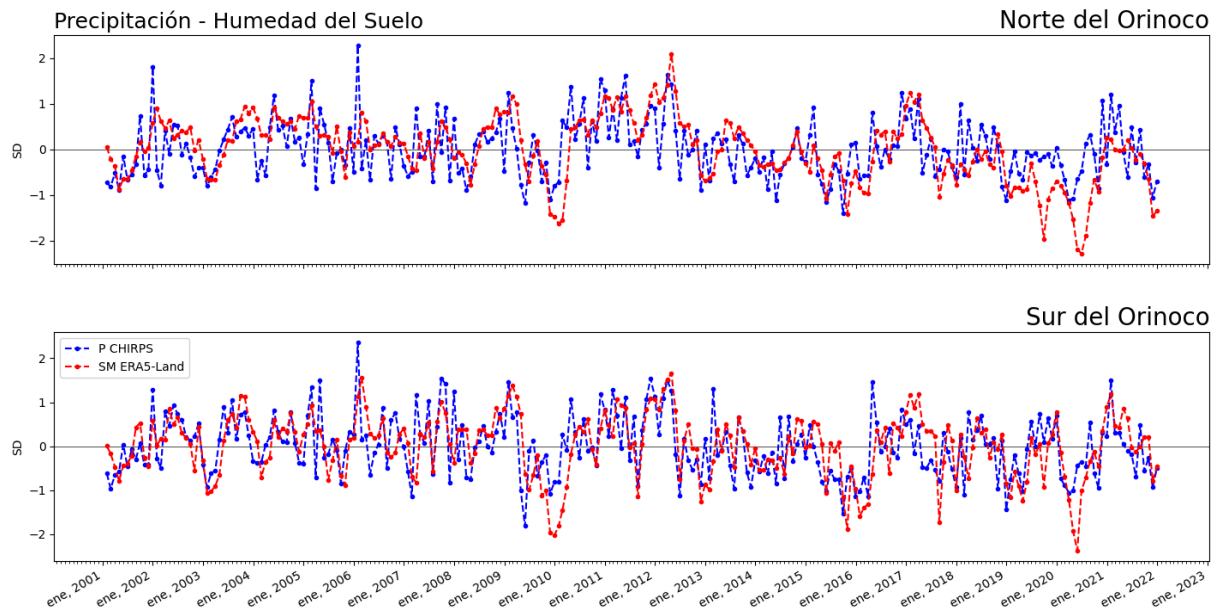


Figura 3.6. Anomalías estandarizadas de SM (línea roja) y P (línea azul) para el periodo 2001-2021, según ERA5-Land y CHIRPS, respectivamente, para el norte del Orinoco (arriba) y el sur del Orinoco (abajo)

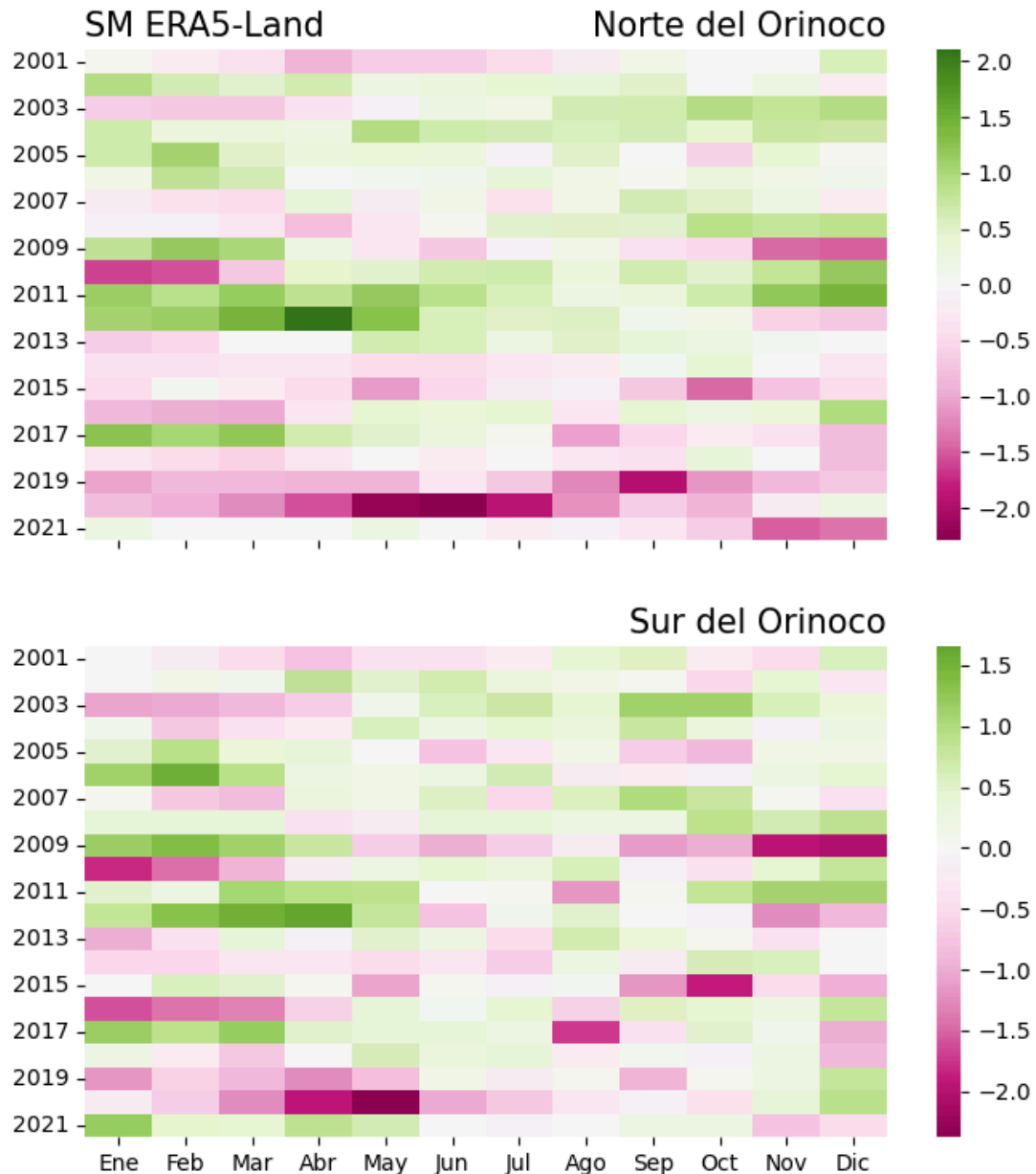


Figura 3.7. Evolución temporal de las anomalías estandarizadas de SM para el periodo 2001-2021, según ERA5-Land, para el norte del Orinoco (arriba) y el sur del Orinoco (abajo)

3.1.4. Anomalías estandarizadas de NDVI

Arias et al. (2020) sugieren que un incremento en la SST en el TNA y el Caribe durante el periodo marzo-junio se relaciona con un incremento en el NDVI sobre el norte del Orinoco durante junio (temporada húmeda). Tomasella et al. (2018), a partir de 17 años (2000-2016) de registro de NDVI, estudiaron áreas de suelo descubierto localizadas en la zona ecuatorial (1°S–21°S; 32°W–49°W) y obtuvieron resultados que sugieren una intensificación en la degradación de las regiones semiáridas (principalmente en Caatinga) que concuerda con una sequía en la región observada desde 2011. Vicente-Serrano et al. (2012) sugieren que los bosques áridos y húmedos son afectados por sequías, dependiendo de la persistencia del déficit de precipitación (i.e., la escala espacial y temporal de la sequía). Los biomas áridos responden a la sequía una vez ocurre un déficit de agua, debido a que las especies de plantas de las regiones áridas poseen mecanismos que les permiten adaptarse rápidamente a

cambios en la disponibilidad de agua. Los bosques húmedos también responden a la sequía en una corta escala de tiempo, pero en este caso, el mecanismo fisiológico es debido a que las plantas no están adaptadas a la escasez de agua. Los ecosistemas semiáridos y subhúmedos (como gran parte de la región norte del Orinoco) responden a la sequía en una escala de tiempo más larga, ya que las plantas son capaces de soportar el déficit de agua.

La Figura 3.8 muestra el comportamiento de las anomalías estandarizadas de NDVI y de precipitación. En general, el NDVI presenta un comportamiento opuesto a la precipitación en el norte y el sur del Orinoco. Por ejemplo, durante la ocurrencia de anomalías positivas de precipitación, el NDVI muestra anomalías por debajo del promedio. Por el contrario, durante eventos secos, particularmente durante los últimos años de registro, el NDVI presentó condiciones por encima del promedio (Figura 3.8). Esto se observa en particular para el evento de sequía 2019-2020 (Figura 3.8 y Figura 3.9). Los Capítulos 4 a 6 ahondan más en la respuesta del NDVI durante los eventos de sequía seleccionados.

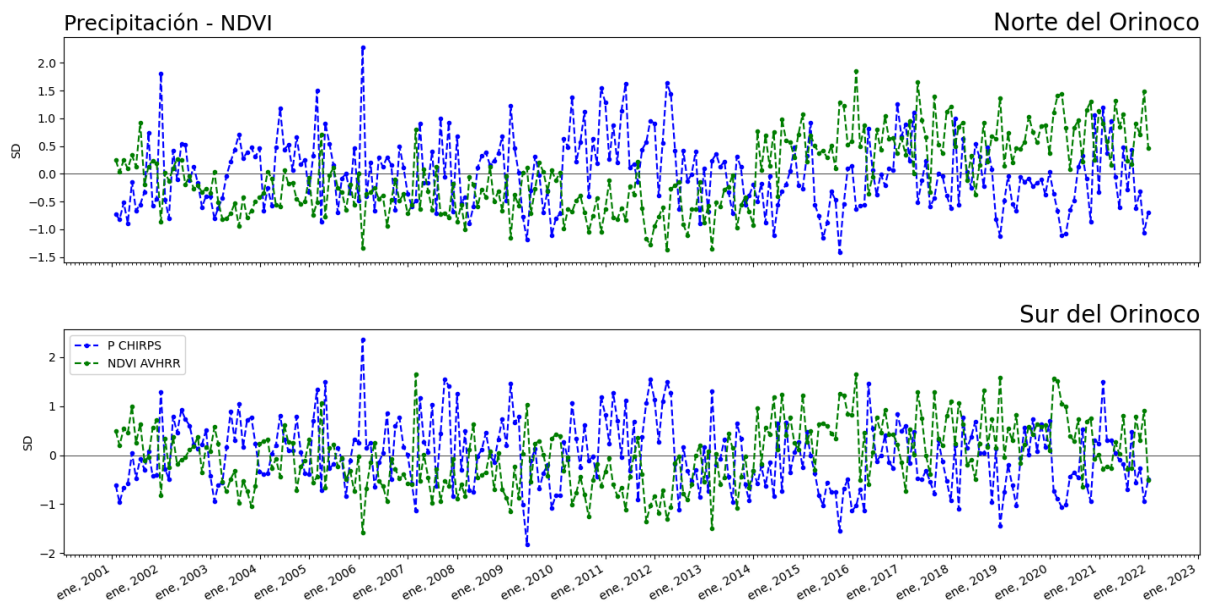


Figura 3.8. Anomalías estandarizadas de NDVI (línea verde) y P (línea azul) para el periodo 2001-2021, según AVHRR y CHIRPS, respectivamente, para el norte del Orinoco (arriba) y el sur del Orinoco (abajo)

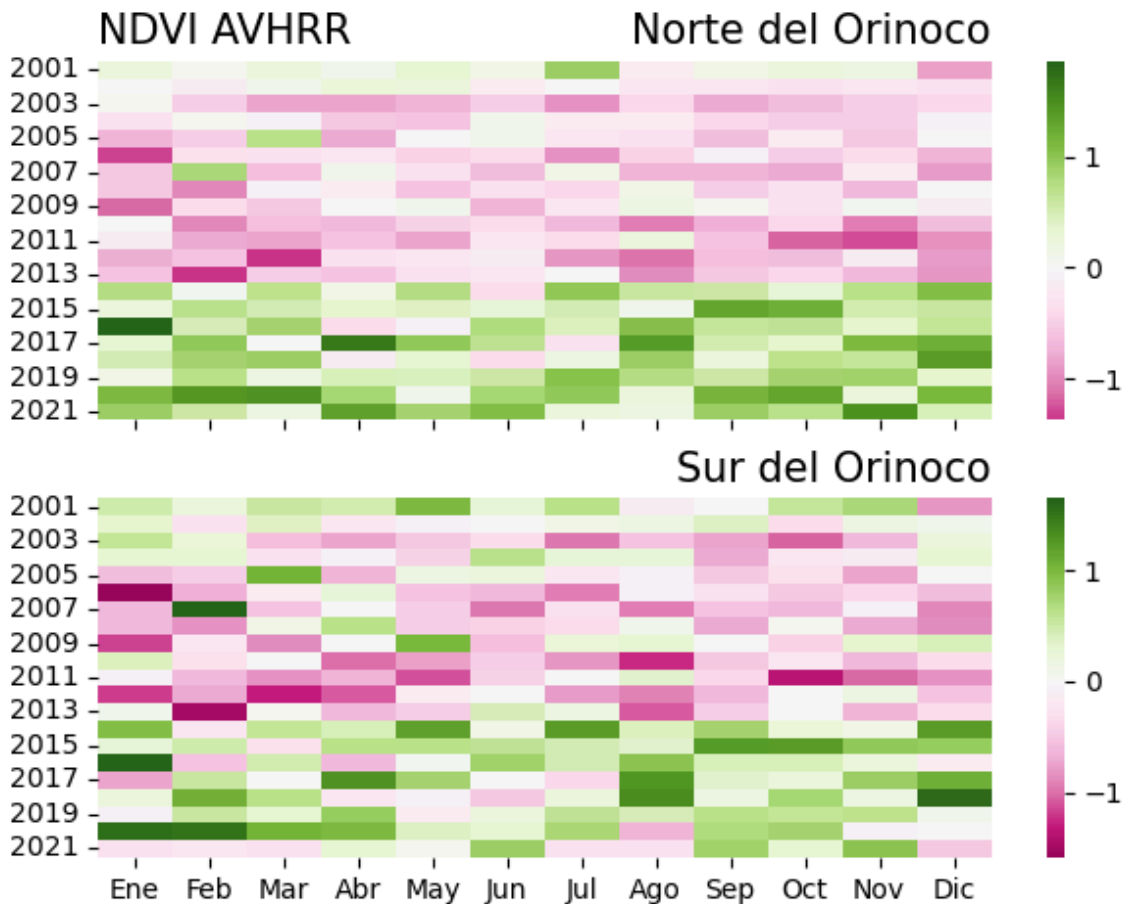


Figura 3.9. Evolución temporal de las anomalías estandarizadas de NDVI para el periodo 2001-2021, según ERA5-Land, para el norte del Orinoco (arriba) y el sur del Orinoco (abajo)

De esta manera, las diferentes variables consideradas muestran la ocurrencia de sequías sobre la Orinoquía durante los períodos 2009-2010, 2012-2016 y 2018-2020 (Figuras 3.10, 3.11 y 3.12, respectivamente). Los Capítulos 4 a 6 presentan un diagnóstico detallado de cada período, considerando variables indicadoras de los balances de agua (P, ET, SM) y energía (Rn), actividad de vegetación (NDVI), y condiciones atmosféricas en diferentes niveles de la atmósfera asociadas a los diferentes eventos de sequía analizados.

En los períodos identificados, el SPI (las anomalías estandarizadas de P) alcanzó valores extremos (moderados, severos) en NORI y SORI (en ambos, aunque, principalmente, valores muy extremos en NORI). Por su parte, el SPEI se recupera rápidamente ante incrementos de P y muestra sequías leves y moderadas, excepto en 2016 cuando se identificaron valores severos/extremos de sequía. Además, el SPEI muestra los valores más extremos de sequía durante 2020. Esto se puede explicar debido a los bajos niveles de SM observados durante este evento, según se discute en el Capítulo 6.

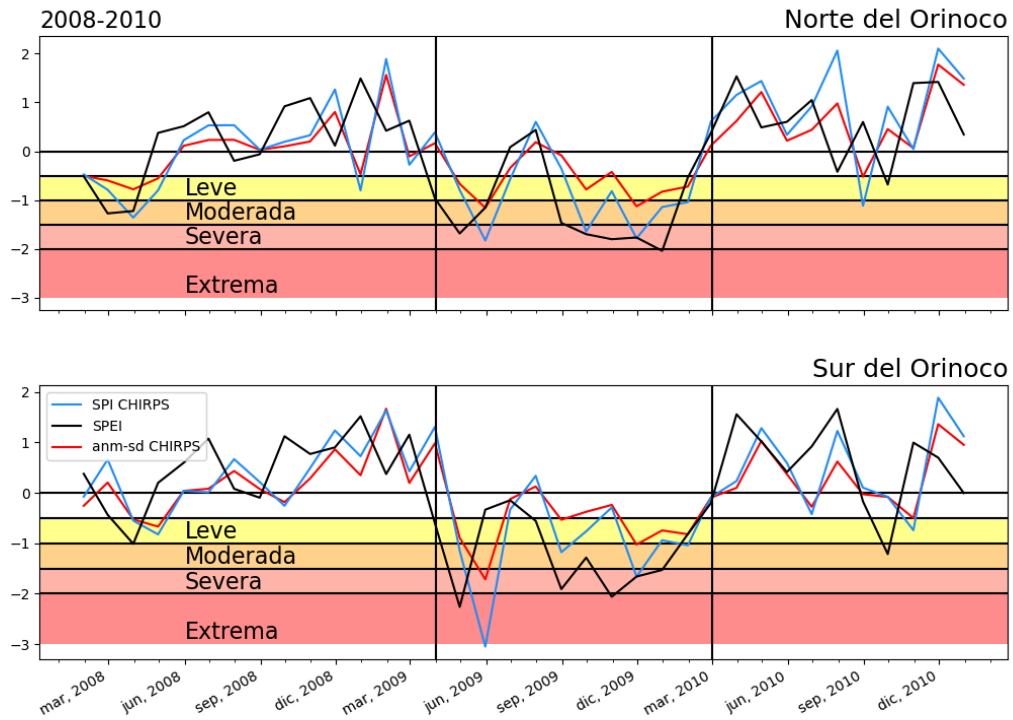


Figura 3.10. Serie de tiempo de anomalías estandarizadas de precipitación según CHIRPS (línea roja), SPI según CHIRPS (línea azul) y SPEI según ERA5 (línea negra) para el periodo 2008-2010 en el norte del Orinoco (arriba) y el sur del Orinoco (abajo). Las franjas de colores indican la categoría de la sequía: amarilla (leve), naranja (moderada), salmón (severa) y roja (extrema)

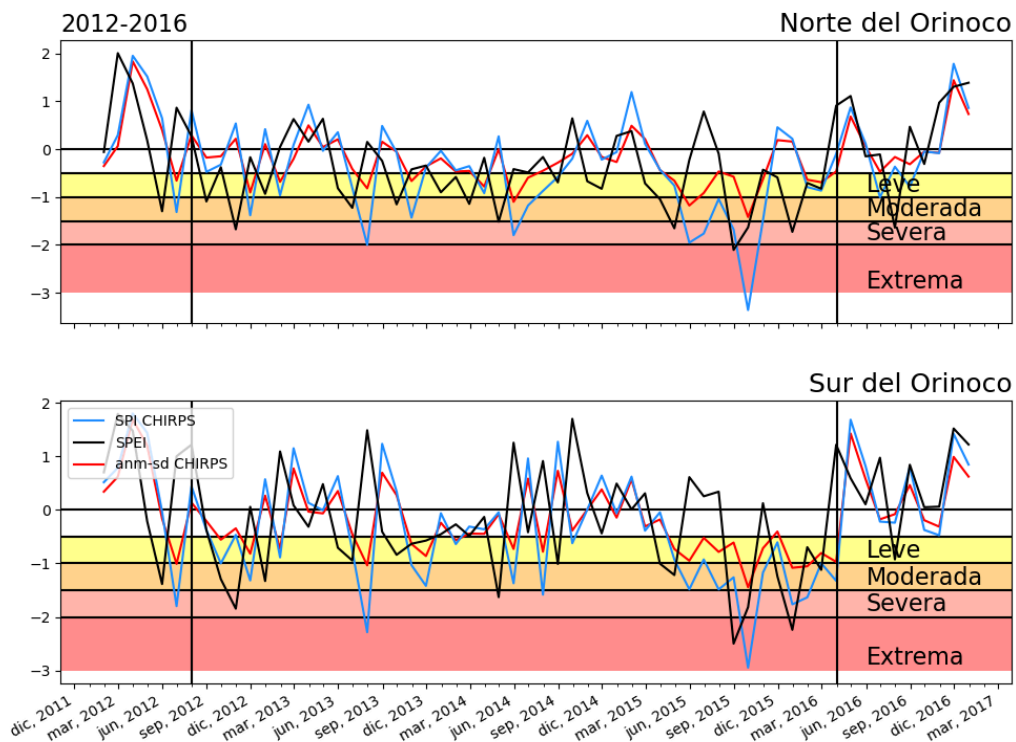


Figura 3.11. Serie de tiempo de anomalías estandarizadas de precipitación según CHIRPS (línea roja), SPI según CHIRPS (línea azul), y SPEI según ERA5 (P) y ERA5-Land (ET) (línea negra) para el periodo 2012-2016 en el norte del Orinoco (arriba) y el sur del Orinoco (abajo). Las franjas de colores indican la categoría de la sequía: amarilla (leve), naranja (moderada), salmón (severa) y roja (extrema)

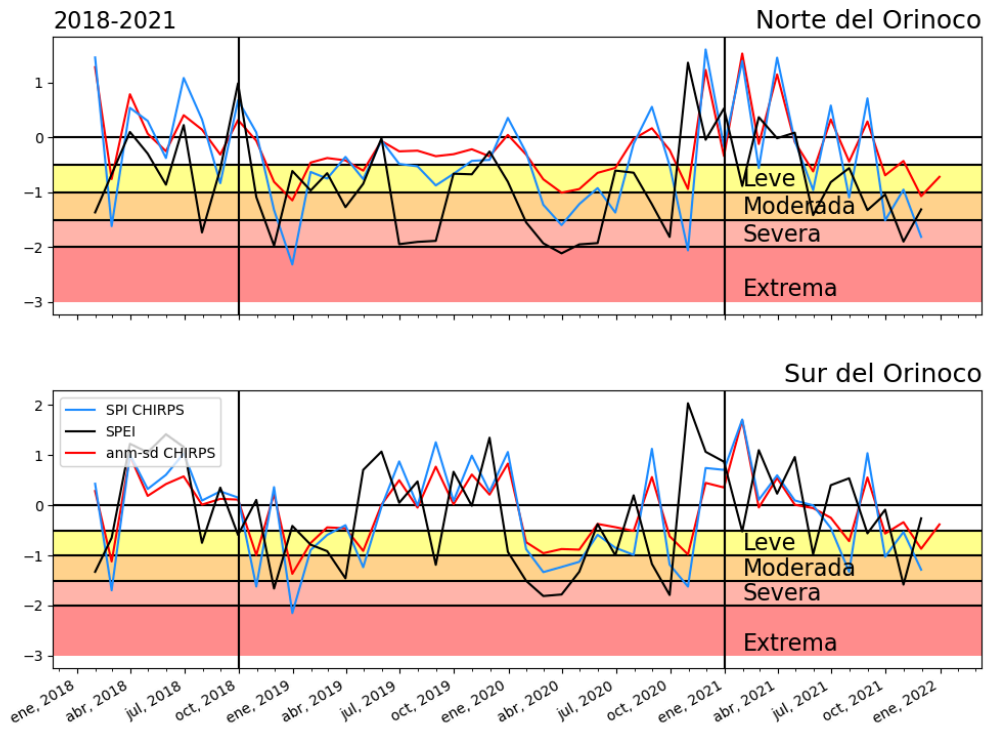


Figura 3.12. Serie de tiempo de anomalías estandarizadas de precipitación, según CHIRPS (línea roja), SPI según CHIRPS (línea azul), y SPEI según ERA5 (P) y ERA5-Land (ET) (línea negra) para el periodo 2018-2021 en NORI (arriba) y SORI (abajo). Las franjas de colores indican la categoría de la sequía: amarilla (leve), naranja (moderada), salmón (severa) y roja (extrema)

Anexos Capítulo 3



Figura A3.1. Ubicación espacial de las estaciones IDEAM empleadas en este trabajo

Tabla A3.1. Ubicación de las estaciones IDEAM empleadas en este trabajo

Departamento/Estación	Latitud	Longitud
Casanare/Paz de Ariporo	5°51'11.1"N	71°53'13.9"W
Casanare/La Pradera	4°93'73.6" N	72°66'58.8"W
Meta/Aguas Claras	3°28'19.3"N	73°51'28.2"W
Meta/El Calvario	4°20'60.0"N	73°42'36.0"W
Meta/Hacienda la Cabaña	4°18'01.6"N	73°21'27.0"W
Meta/La Libertad	4°03'26.5"N	73°28'04.5"W
Meta/Puerto Rico	2°56'24.0"N	73°12'36.0"W
Meta/San Luis Cubarral	3°47'26.6"N	73°50'34.0"W
Vichada/Aeropuerto Puerto Carreño	6°10'56.8"N	67°29'28.4"W

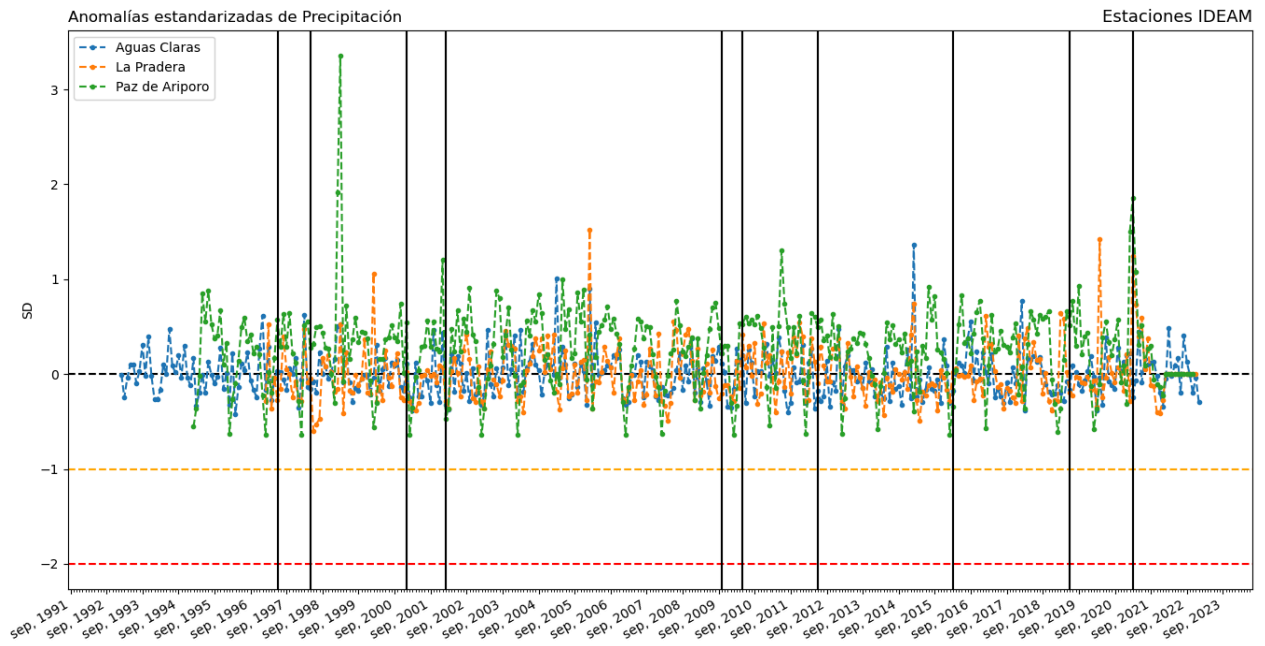


Figura A3.2. Anomalías estandarizadas de precipitación para las estaciones Aguas Claras, La Pradera y Paz de Ariporo. Las líneas horizontales en color amarillo y rojo indican los umbrales de sequía moderada y severa, respectivamente

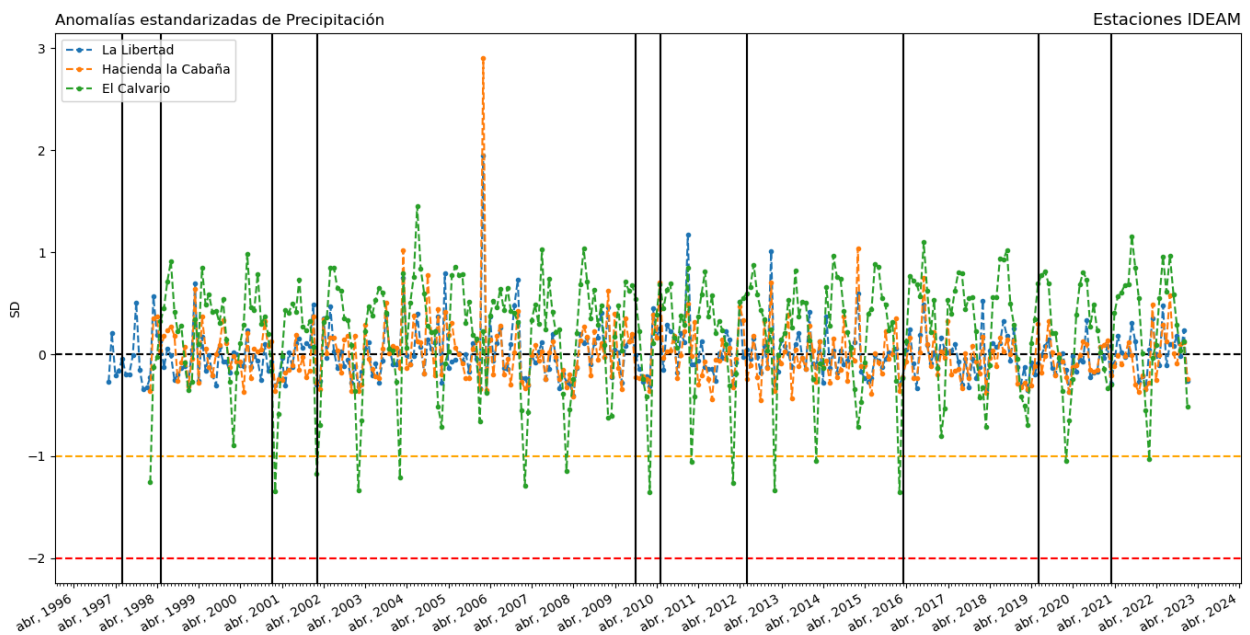


Figura A3.3. Anomalías estandarizadas de precipitación para las estaciones La Libertad, Hacienda la Cabaña y El Calvario. Las líneas horizontales en color amarillo y rojo indican los umbrales de sequía moderada y severa, respectivamente

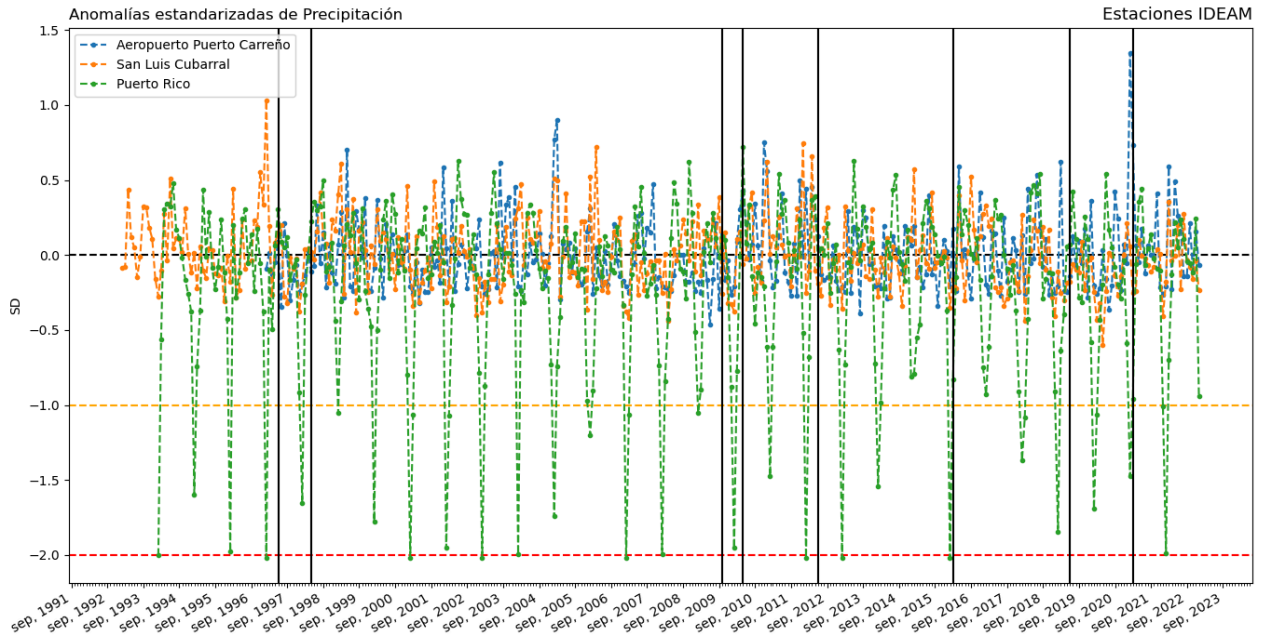


Figura A3.4. Anomalías estandarizadas de precipitación para las estaciones Aeropuerto Puerto Carreño, San Luis de Cubarral y Puerto Rico. Las líneas horizontales en color amarillo y rojo indican los umbrales de sequía moderada y severa, respectivamente

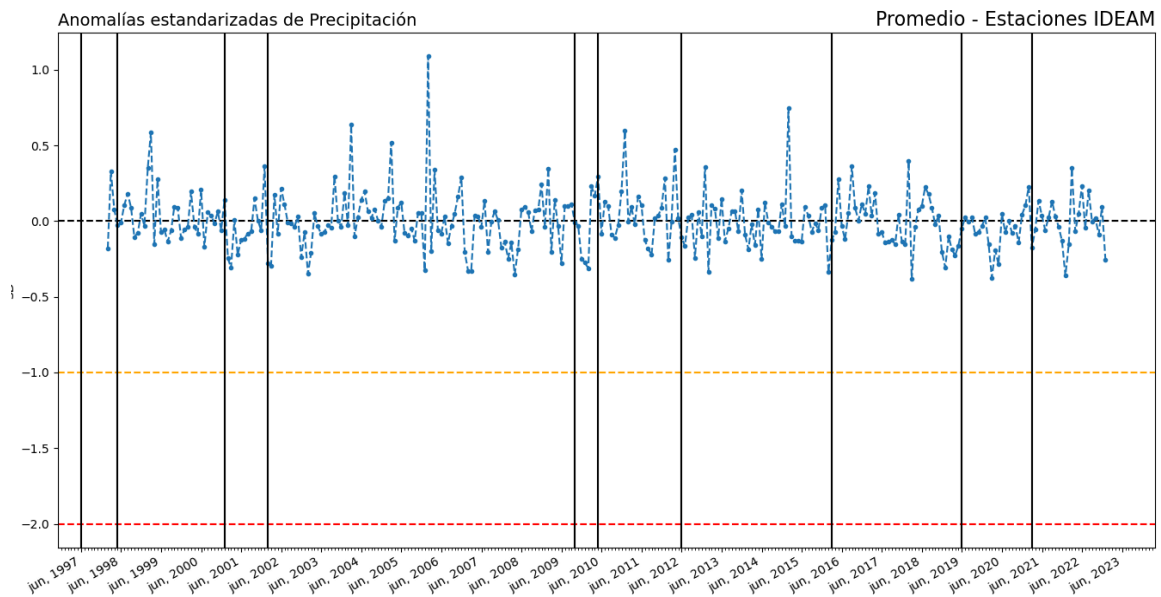


Figura A3.5. Anomalías estandarizadas de precipitación para las estaciones del IDEAM promediadas. Las líneas horizontales en color amarillo y rojo indican los umbrales de sequía moderada y severa, respectivamente

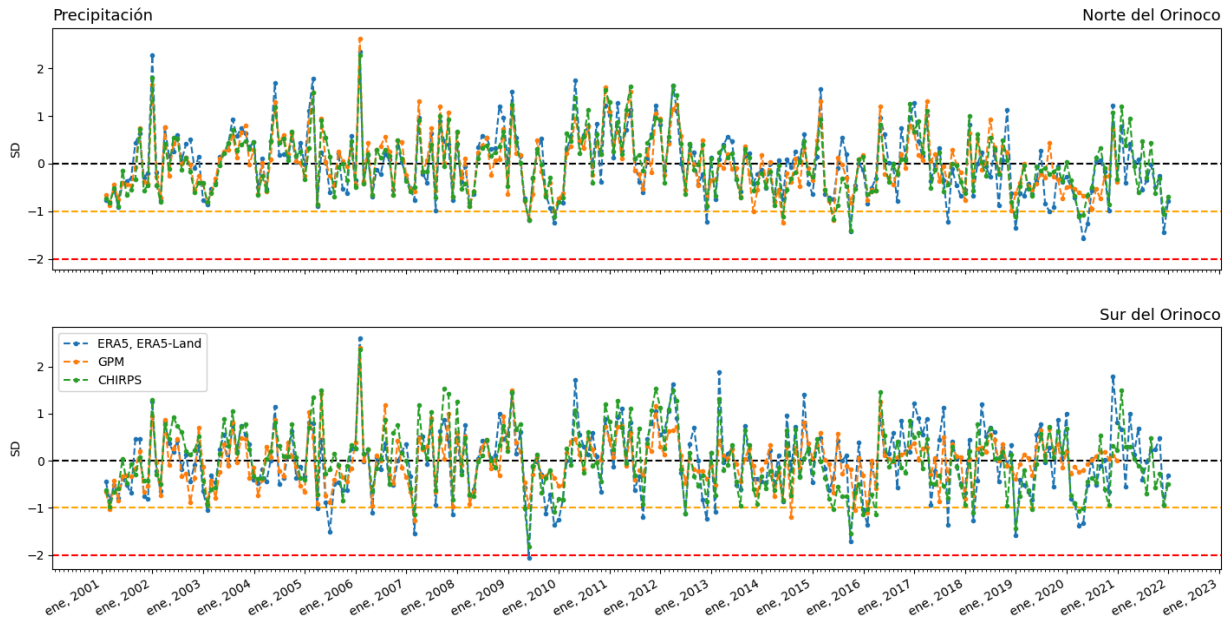


Figura A3.6. Serie de tiempo de las anomalías estandarizadas de precipitación para el periodo 2001-2021 para el norte del Orinoco (arriba) y el sur del Orinoco (abajo).

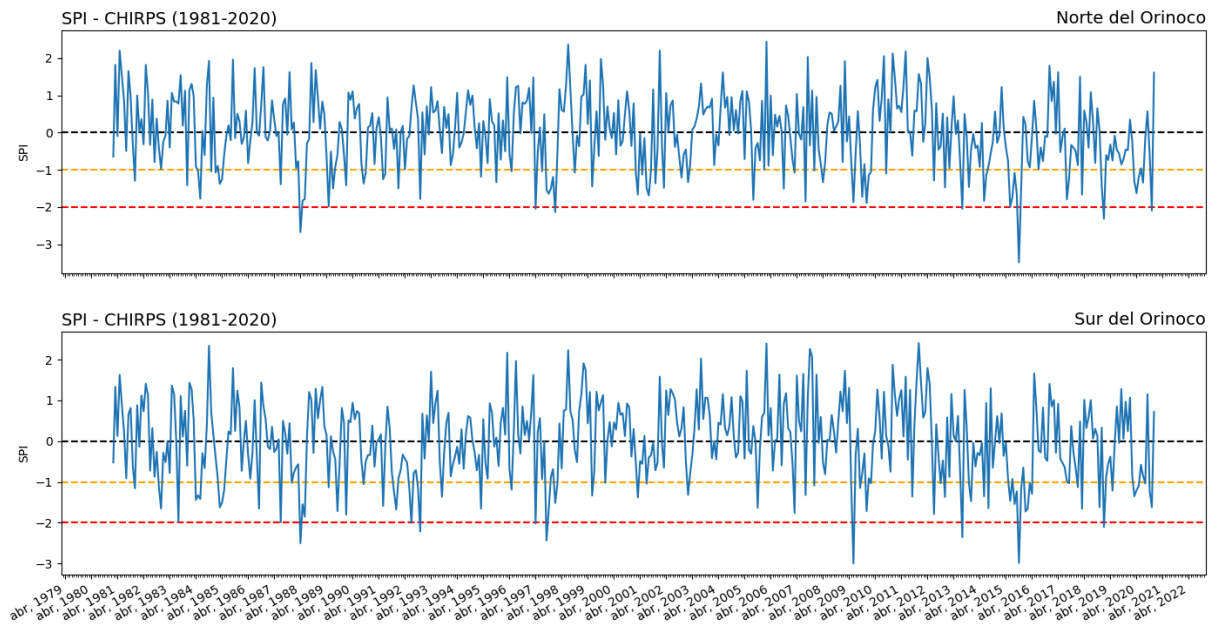


Figura A3.7. Serie de tiempo del SPI, según CHIRPS, para el periodo 1981-2020 para el norte del Orinoco (arriba) y el sur del Orinoco (abajo)

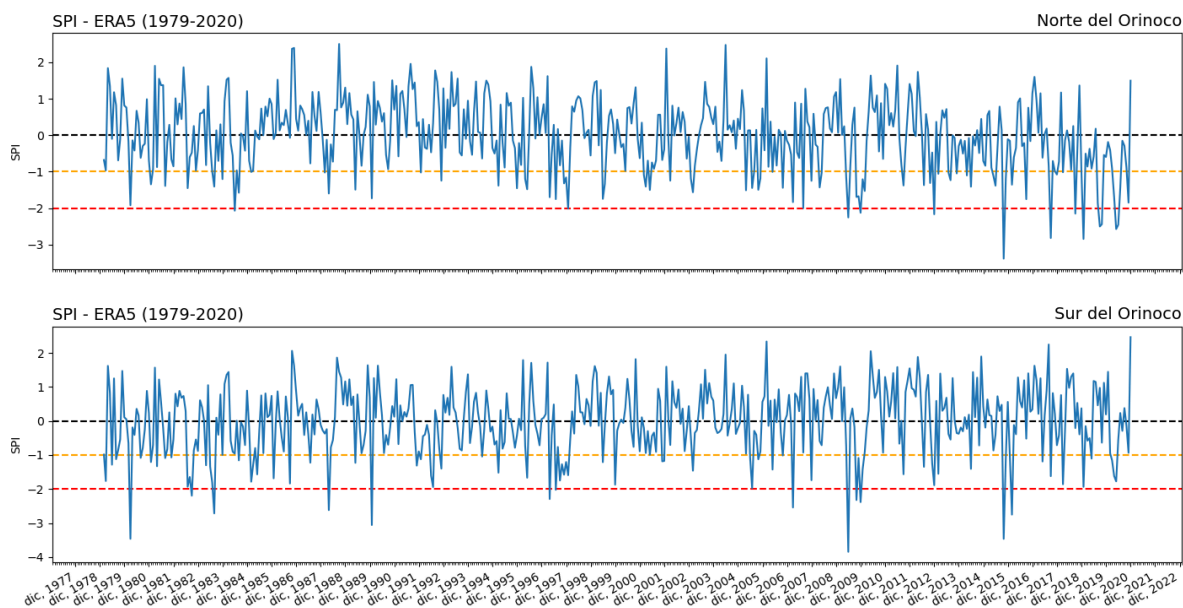


Figura A3.8. Serie de tiempo del SPI, según ERA5, para el periodo 1979-2020 para el norte del Orinoco (arriba) y el sur del Orinoco (abajo)

Tabla A3.2. Correlación de las anomalías estandarizadas de precipitación entre los diferentes conjuntos de datos para el periodo 2001-2020

Correlación Spearman	NORI 2001-2020	SORI 2001-2020
ERA5 vs GPM	0.833	0.747
ERA5 vs CHIRPS	0.877	0.793
GPM vs CHIRPS	0.908	0.768
ERA5-Land vs GPM	0.832	0.746
ERA5-Land vs CHIRPS	0.876	0.793

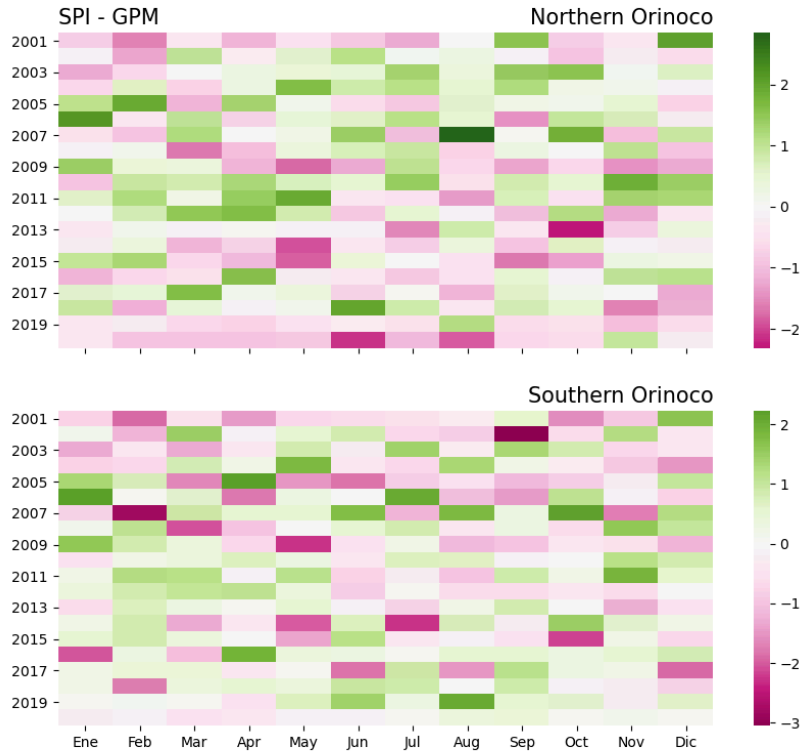


Figura A3.9. Evolución temporal del SPI para el periodo 2001-2021, según GPM, para el norte del Orinoco (arriba) y el sur del Orinoco (abajo)

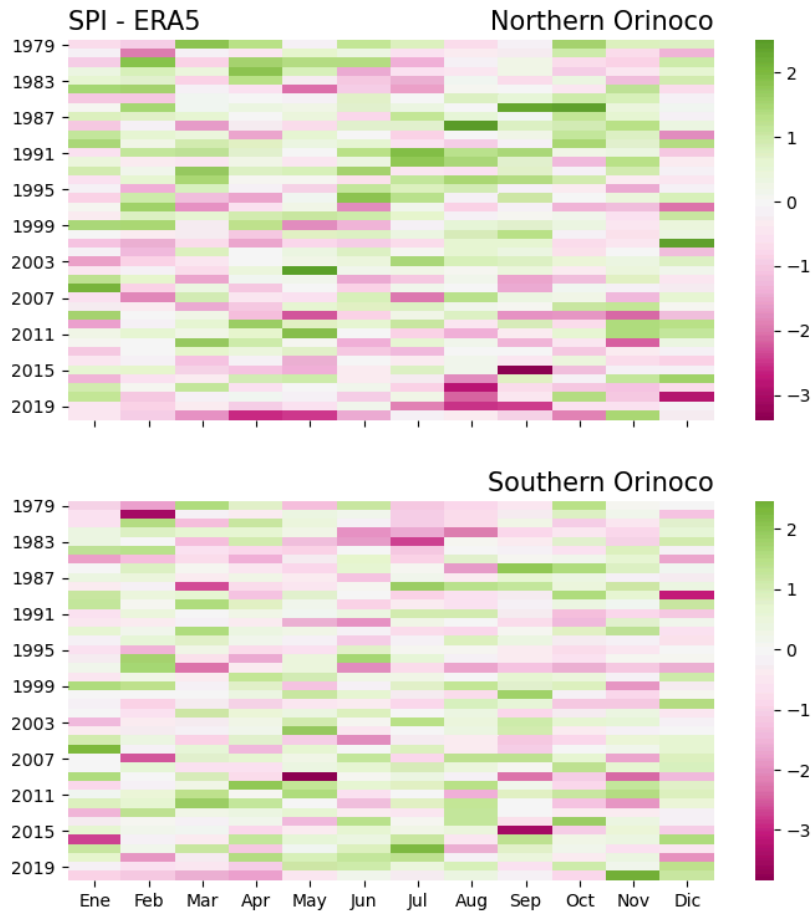


Figura A3.10. Evolución temporal del SPI para el periodo 2001-2021, según ERA5, para el norte del Orinoco (arriba) y el sur del Orinoco (abajo)

Capítulo 4

Evento de sequía 2009-2010

En el pasado, se ha observado que, a menudo, la circulación de la atmósfera genera condiciones favorables para una sequía, mediante teleconexiones iniciadas por anomalías de SST que propician condiciones anticiclónicas en la atmósfera. Estas condiciones anticiclónicas son una de las causas más comunes de las sequías meteorológicas, ya que el aire subsidente inhibe la formación de nubes y tormentas. Adicionalmente, la radiación extra (asociada a la falta de nubes) y las masas de aire secas y cálidas secan el suelo y aumentan la probabilidad de que ocurran olas de calor e incendios forestales (Trenberth et al., 2014).

Bartoszek et al. (2021) sugieren que en la región de Lublin, en Europa, la ocurrencia de sequías meteorológicas puede estar vinculada con una entrada de aire desde latitudes tropicales, debido a un sistema de alta presión fortalecido sobre el este del continente, que causa olas de calor y periodos de sequía, usualmente en el periodo cálido de mitad de año. Adicionalmente, se ha observado que la humedad atmosférica se mueve desde regiones de alta presión (i.e., regiones anticiclónicas) hacia regiones de baja presión (i.e., regiones ciclónicas; Trenberth et al., 2014). Adicionalmente, el ENSO también es un mecanismo muy común que causa sequías alrededor del mundo. En el pasado se ha estudiado que durante eventos El Niño se presentan sequías sobre Australia, Indonesia, el sureste de Asia, algunas regiones de África y el noreste de Brasil (Trenberth et al., 2014).

En consecuencia, este capítulo describe las condiciones atmosféricas asociadas a la sequía meteorológica identificada durante el periodo 2009-2010 (Figura 3.10), así como el comportamiento de variables relacionadas con los balances de agua y energía, y la actividad de la vegetación.

4.1. Condiciones regionales durante el periodo 2008-2010

En el periodo 2009-2010, el Pacífico tropical cambió a condiciones cercanas al promedio durante la primavera boreal; luego, durante el verano boreal, evolucionó a condiciones débiles de un evento El Niño que se transformó a un episodio fuerte a finales del año 2009. Este evento se sostuvo hasta mediados del año 2010, para luego evolucionar a un evento La Niña a finales de este año. El evento El Niño 2009-2010 fue antecedido por condiciones de un evento La Niña débil, que tuvo lugar durante el invierno boreal 2008-2009 (Peterson & Baringer, 2009; Arndt et al., 2010; Blunden et al., 2011).

Durante el periodo 2009-2010, el comportamiento de la precipitación y la temperatura en el norte de Suramérica estuvo regido principalmente por la ocurrencia del fenómeno ENSO. En 2009, el promedio anual de temperatura en Venezuela estuvo por encima de +1°C. En Colombia, la temperatura estuvo cerca a condiciones promedio durante la primera mitad del año y se observó un incremento gradual en la segunda mitad del año, con anomalías de +1°C y +3°C en casi todas las regiones del país. Las anomalías más severas se registraron en septiembre y en diciembre de 2009, rompiendo el récord registrado hasta la fecha. En Venezuela, predominaron las condiciones secas durante 2009; en la temporada seca de la región (febrero-marzo), el déficit de precipitación fue de -60 mm. Este déficit aumentó durante el inicio de la temporada húmeda de la región (mayo-junio), cuando llegó a valores entre -140 mm a -180 mm, específicamente en los estados Portuguesa, Guárico, Apure y Monagas. Durante el periodo agosto-octubre de 2009, el déficit de precipitación osciló entre los -140 mm y -220 mm en las regiones del centro y sur de Venezuela. En Colombia, predominaron las

anomalías positivas de precipitación de enero a marzo de 2009, especialmente en la región Andina. Cuando la SST en el Pacífico tropical cambió de condiciones neutras a cálidas, las anomalías de precipitación comenzaron a ser negativas a lo largo del país (Arndt et al., 2010).

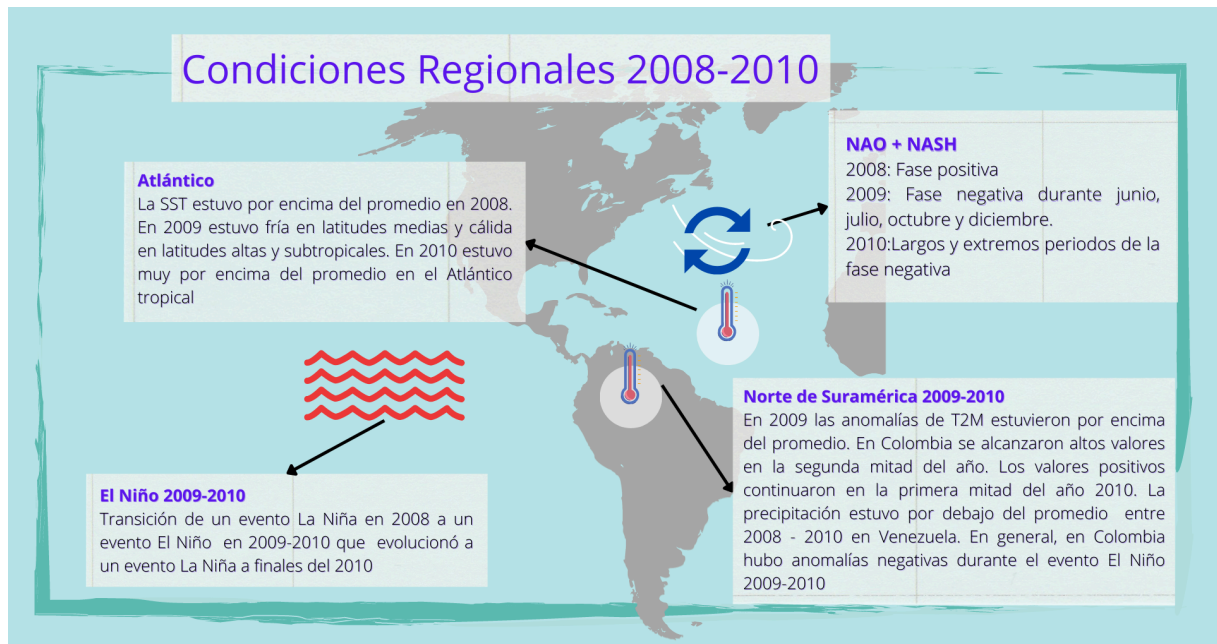


Figura 4.1. Resumen de las condiciones climáticas regionales durante el periodo 2008-2010. NAO: Oscilación del Atlántico Norte. NASH: Alta Subtropical del Atlántico Norte. T2M: temperatura del aire a 2 metros

4.2. Condiciones atmosféricas durante el evento de sequía 2009-2010

A continuación, se describen las condiciones de la atmósfera a 850 hPa (~1.500 msnm) y a 500 hPa (5.500 msnm) para el periodo entre febrero de 2009 y abril de 2010, con el fin de detallar el comportamiento del viento y la humedad en las etapas de inicio (febrero a junio de 2009), intermedio (julio a noviembre de 2009) y final de la sequía (diciembre de 2009 a abril del 2010) ocurrida entre abril de 2009 y marzo de 2010.

4.2.1. Vientos alisios y OLLJ

Según se discutió en el Capítulo 2, los vientos alisios y el OLLJ tienen influencia en la circulación atmosférica del norte de Suramérica, incluyendo el Orinoco. En la Figura 4.2 se presentan las series de tiempo de los tres índices de sequía, así como las anomalías estandarizadas de los vientos alisios. Las series de tiempo de los índices se calcularon para el periodo 1982-2021 mientras que las anomalías asociadas a los vientos alisios se estimaron para el periodo 1979-2021. Sin embargo, solo se muestran para el periodo 2008-2010, con el objetivo de visualizar el periodo de interés de la sequía: abril de 2009 a enero de 2010 (duración de 10 meses; Figura 3.10).

La Figura 4.2 muestra que los vientos alisios estuvieron por debajo del promedio durante abril y julio de 2009, y por encima del promedio entre agosto y diciembre de 2009 (meses de sequía meteorológica; Figura 3.10). En 2008 y principios de 2009, los vientos alisios presentaron condiciones de velocidad por debajo del promedio; en este periodo, no se presentaron condiciones de sequía. Entre agosto y diciembre de 2009 los vientos alisios presentaron condiciones de velocidad por encima del promedio favoreciendo el déficit de P por condiciones de divergencia en niveles bajos de la troposfera

(Figura 4.2).

En la Figura 4.3 se observa que el OLLJ, en general, tuvo velocidades por encima del promedio durante los meses en los que hubo sequía meteorológica; por su parte, cuando el OLLJ presentó velocidades por debajo del promedio, no se identificó sequía meteorológica.

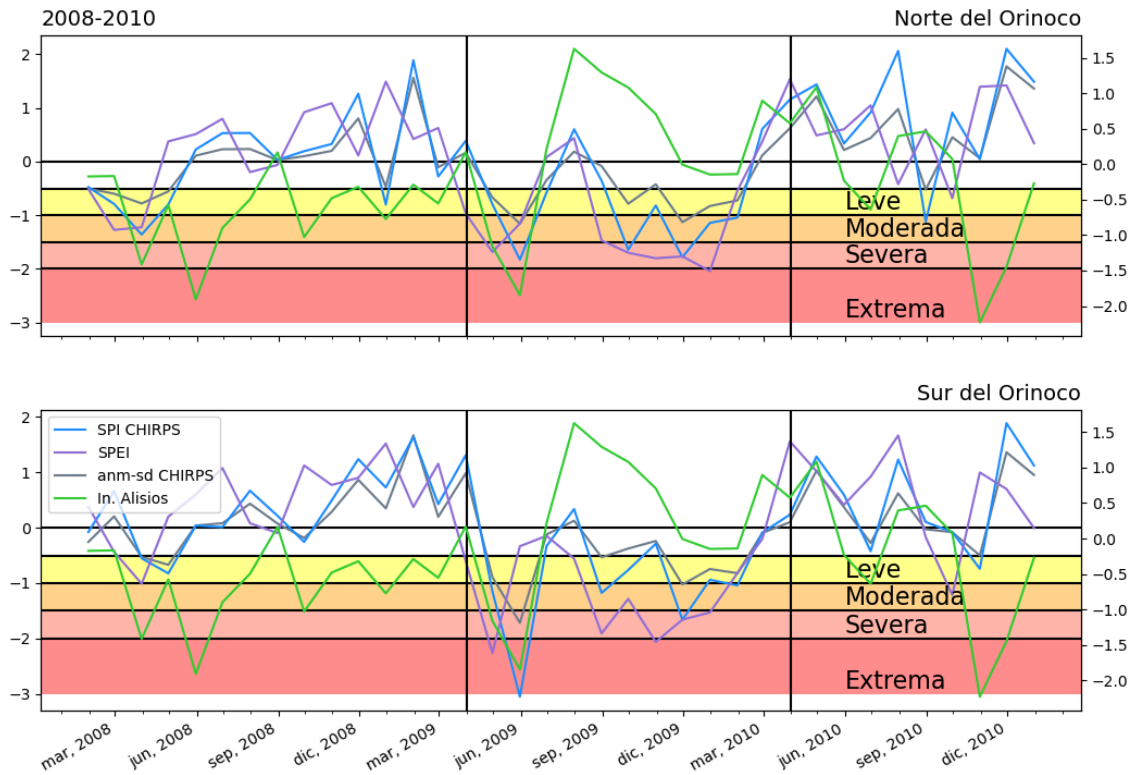


Figura 4.2. Serie de tiempo de anomalías estandarizadas de precipitación según CHIRPS (línea gris), SPI según CHIRPS (línea azul), y SPEI según ERA5 (línea morada) y, el índice de los vientos alisios (línea verde), para el periodo 2008-2009 en el norte del Orinoco (arriba) y el sur del Orinoco (abajo). Las franjas de colores indican la categoría de la sequía: amarilla (leve), naranja (moderada), salmón (severa) y roja (extrema). En el eje izquierdo se observa las categorías de los índices de sequía y en el eje derecho las anomalías estandarizadas de los vientos alisios

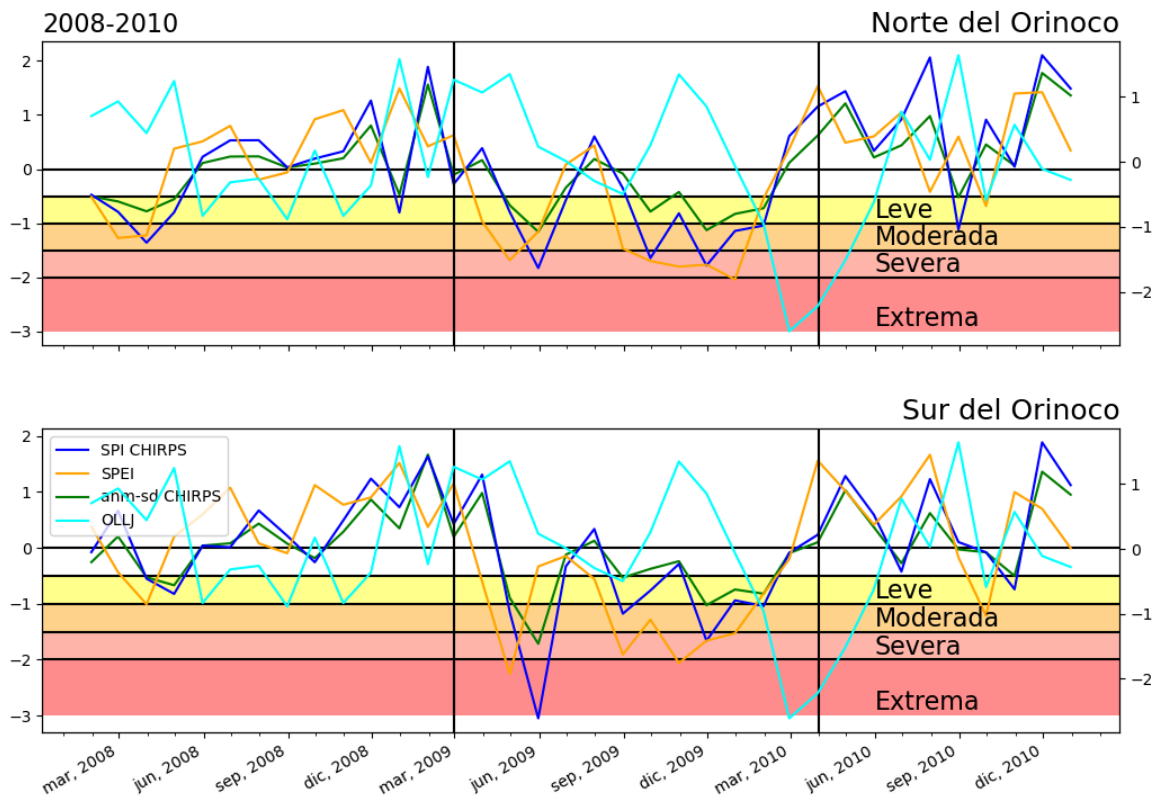


Figura 4.3. Serie de tiempo de anomalías estandarizadas de precipitación según CHIRPS (línea verde), SPI según CHIRPS (línea azul) y SPEI según ERA5 (línea amarilla) y, el índice del OLLJ (línea cian), para el periodo 2008-2009 en el norte del Orinoco (arriba) y el sur del Orinoco (abajo). Las franjas de colores indican la categoría de la sequía: amarilla (leve), naranja (moderada), salmón (severa) y roja (extrema). En el eje izquierdo se observa las categorías de los índices de sequía y en el eje derecho las anomalías estandarizadas del OLLJ

4.2.2. Etapa inicial de la sequía 2009-2010

En la Figura 4.4 se muestran las anomalías del viento a 850 hPa, las anomalías estandarizadas del agua precipitable (TCVW), y el viento a 850 hPa (abajo) durante el inicio de la sequía 2009-2010. En niveles bajos de la troposfera, se observa que la velocidad del viento sobre el Orinoco estuvo por encima del promedio en los meses de abril y mayo de 2009, lo que es consistente con un OLLJ fuerte (Figura 4.3 y panel superior de la Figura 4.4). Adicionalmente, en los meses de abril, mayo y junio de 2009, se observan anomalías negativas de agua precipitable, con valores de hasta -2.0 SD en el mes de mayo.

La Figura 4.5 presenta las anomalías del viento a 500 hPa (arriba) y las anomalías estandarizadas de HR a 500 hPa y viento a 500 hPa (abajo), durante el inicio de la sequía. En niveles medios de la troposfera, se observa que el viento tuvo velocidades por debajo del promedio en marzo, mayo y junio de 2009 (Figura 4.3, arriba). A estos niveles, la HR estuvo por debajo del promedio en los meses de abril, mayo y junio de 2009. Esto sugiere la ocurrencia de condiciones secas en niveles medios de la troposfera y en la columna atmosférica así como un OLLJ más fuerte sobre la región durante la fase inicial de la sequía.

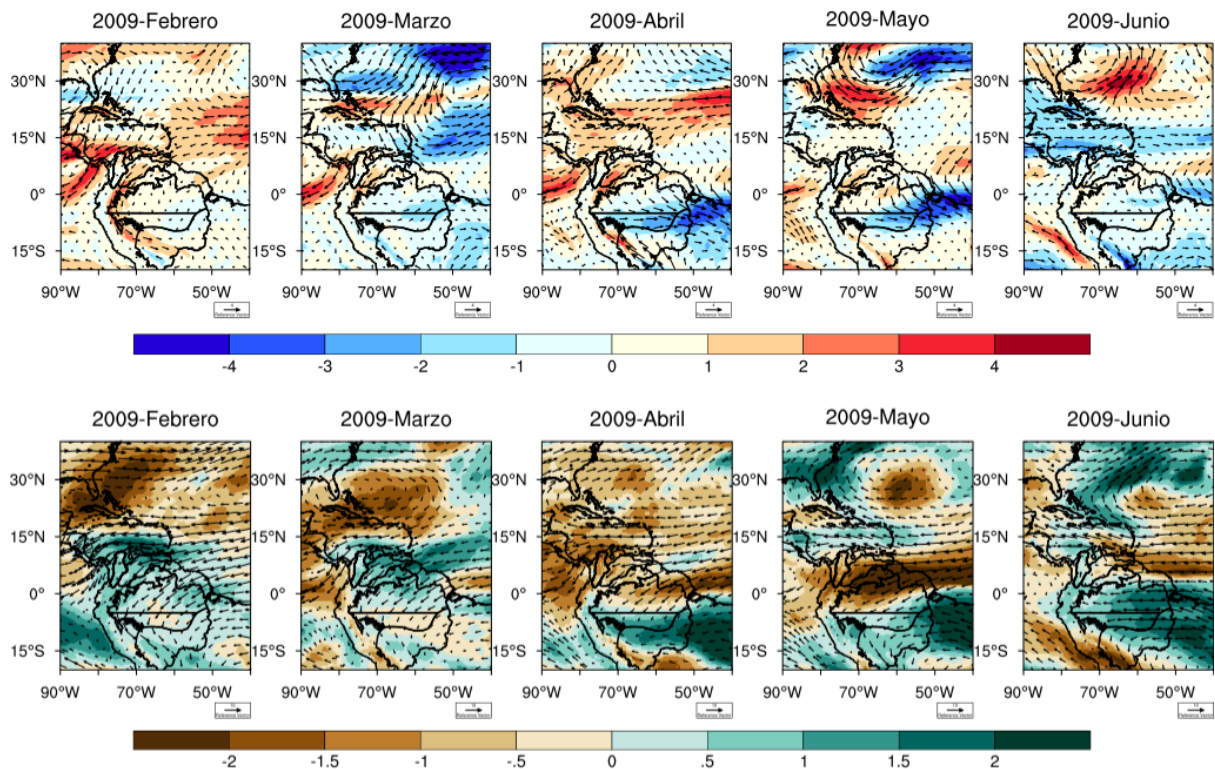


Figura 4.4. Arriba: anomalías del viento (m/s) a 850 hPa. Abajo: anomalías estandarizadas de TCWV (colores) y viento a 850 hPa (vectores) durante la etapa inicial de la sequía 2009-2010

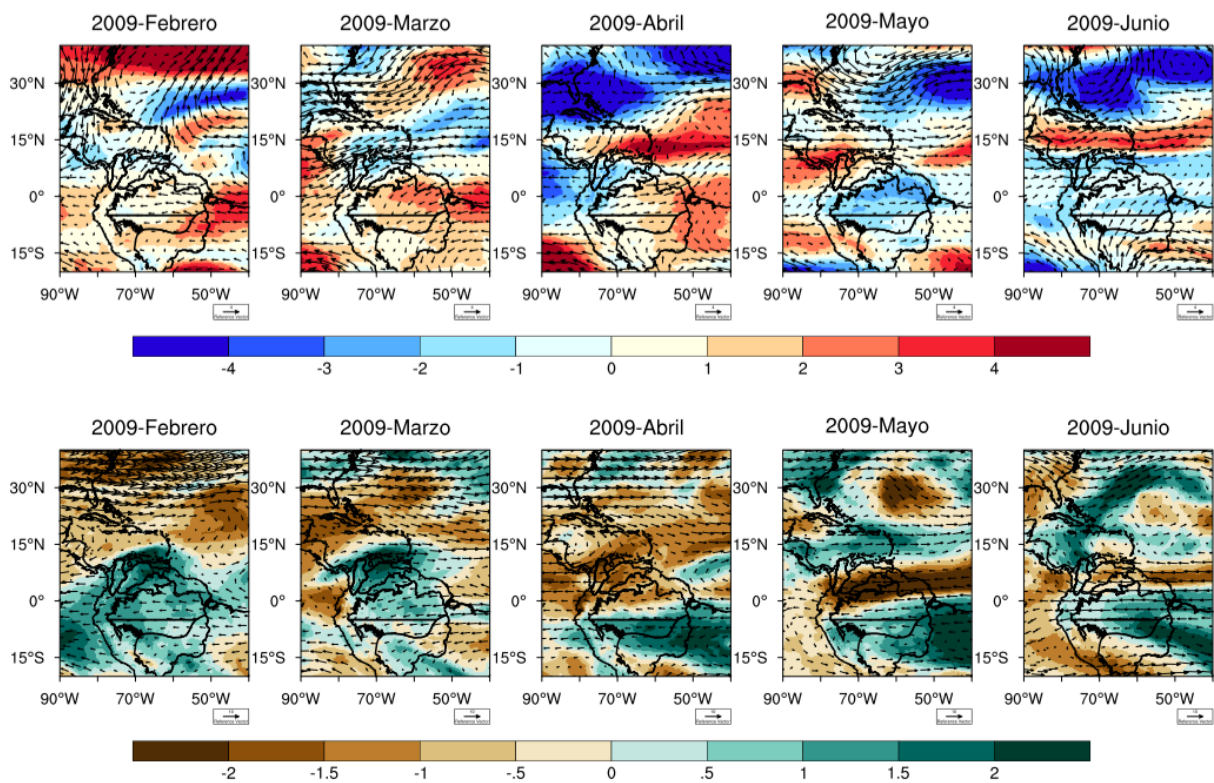


Figura 4.5. Arriba: anomalías del viento (m/s) a 500 hPa. Abajo: anomalías estandarizadas de HR a 500 hPa (colores) y viento a 500 hPa (vectores) durante la etapa inicial de la sequía 2009-2010

4.2.3. Etapa intermedia de la sequía 2009-2010

En la Figura 4.6 se muestran las anomalías del viento a 850 hPa (arriba), así como las anomalías estandarizadas de TCWV y la dirección del viento a 850 hPa (abajo), durante la etapa intermedia de la sequía 2009-2010. En este nivel de presión y etapa de la sequía, se observa un fortalecimiento de un sistema de alta presión (anticiclón), principalmente en los meses de agosto, septiembre y octubre de 2009 (panel superior de la Figura 4.4). La TCWV estuvo por debajo del promedio en los meses de julio de 2009 (solo en SORI), y septiembre, octubre y noviembre de 2009 (en ambas regiones).

La Figura 4.7 presenta las anomalías del viento a 500 hPa, las anomalías estandarizadas de HR a 500 hPa y la dirección del viento a 500 hPa durante la etapa intermedia de la sequía. En niveles medios, se observa con claridad el fortalecimiento del sistema de alta presión, principalmente en los meses de julio, septiembre y octubre de 2009. Durante los meses de julio a noviembre de 2009, se observaron anomalías negativas de HR a 500 hPa (no solo sobre la región del Orinoco sino en general en el norte de Suramérica). Durante esta etapa de la sequía, se observa que un anticiclón fortalecido (identificado tanto en niveles bajos como medios de la troposfera) tiene consistencia con el déficit de precipitación identificado sobre la región (Figura 3.10).

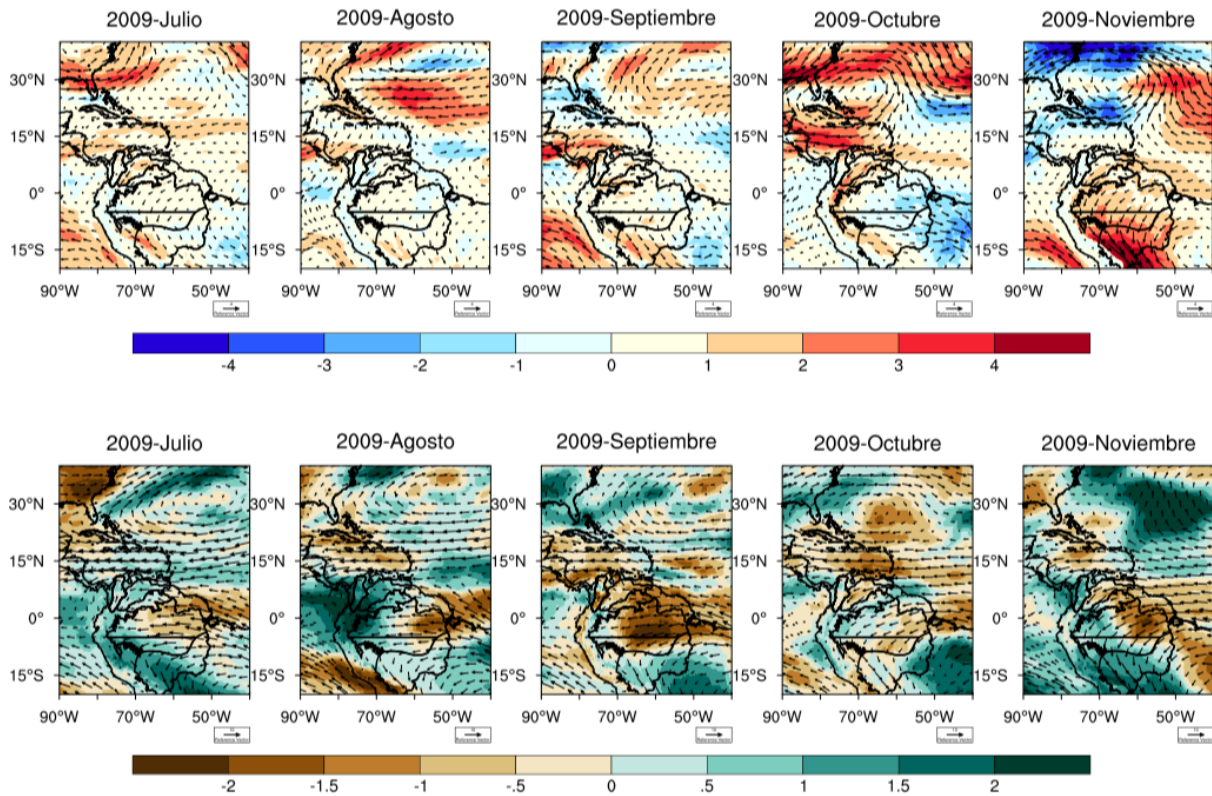


Figura 4.6. Arriba: anomalías del viento a 850 (m/s) hPa. Abajo: anomalías estandarizadas de TCWV (colores) y viento a 850 hPa (vectores) durante la etapa intermedia de la sequía 2009-2010

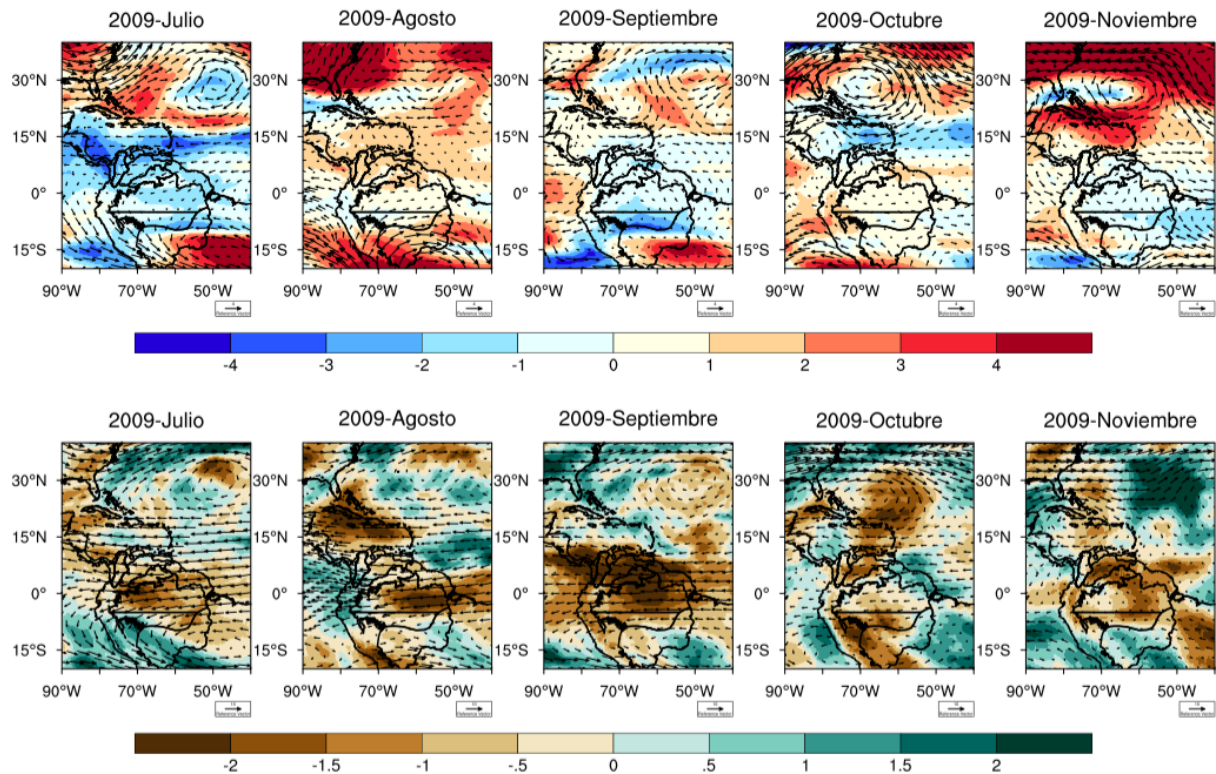


Figura 4.7. Arriba: anomalías del viento (m/s) a 500 hPa. Abajo: anomalías estandarizadas de HR a 500 hPa (colores) y viento a 500 hPa (vectores) durante la etapa intermedia de la sequía 2009-2010

4.2.4. Etapa final de la sequía 2009-2010

En el nivel de 850 hPa, se identifican condiciones cercanas al promedio del viento sobre la región del Orinoco en los meses de diciembre de 2009 y enero de 2010 (Figura 4.6). En los meses de febrero, marzo y abril de 2010 se observan anomalías negativas del viento a 850 hPa; sin embargo, en estos meses hay una recuperación del déficit de precipitación en la región (Figura 3.10).

Para el nivel de 500 hPa, se observa un fortalecimiento del anticiclón durante la etapa final de la sequía, con una posición más hacia el sur, causando vientos más fuertes sobre el Orinoco entre diciembre de 2009 y marzo de 2010 (Figura 4.9). En estos meses también hubo un déficit de HR a 500 hPa sobre la región del Orinoco, aunque la HR presentó anomalías positivas en abril de 2010. El anticiclón identificado a 500hPa (solo en diciembre en niveles bajos) es consistente con el déficit de precipitación ocurrido durante la etapa final de la sequía (Figura 3.10).

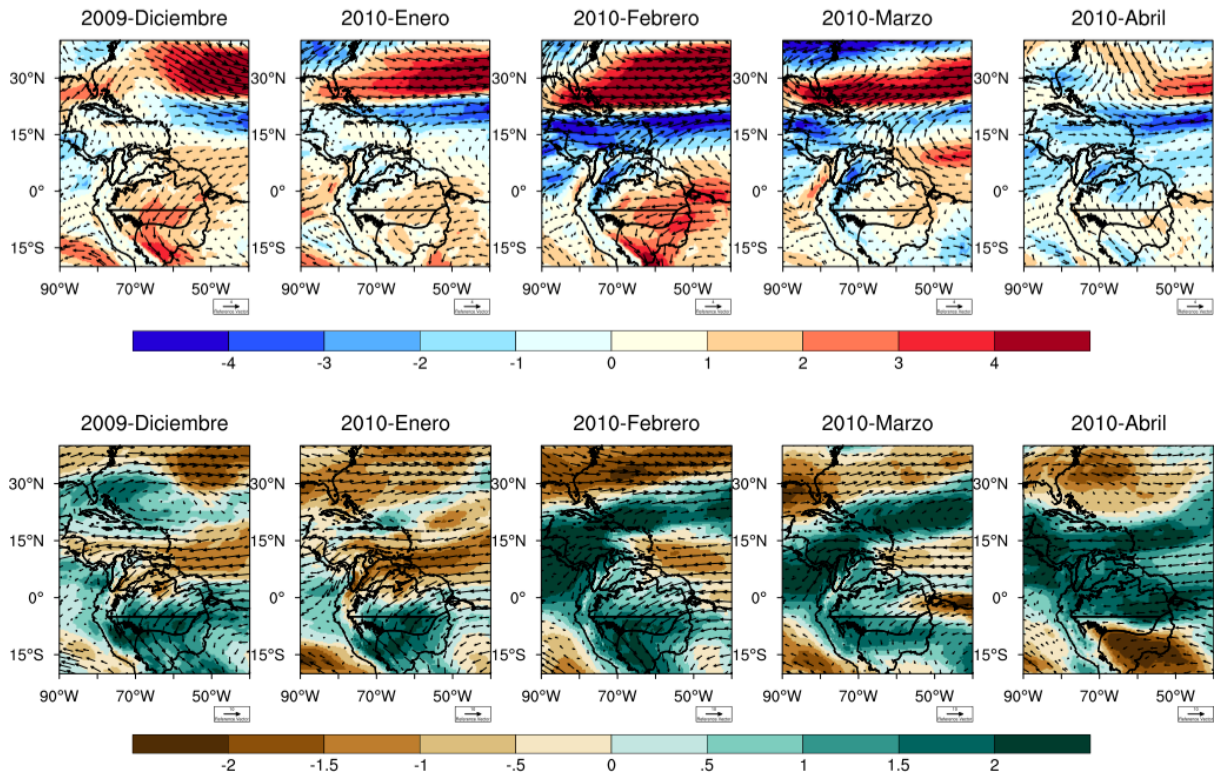


Figura 4.8. Arriba: anomalías del viento (m/s) a 850 hPa. Abajo: anomalías estandarizadas de TCWV (colores) y viento a 850 hPa (vectores) durante la etapa final de la sequía 2009-2010

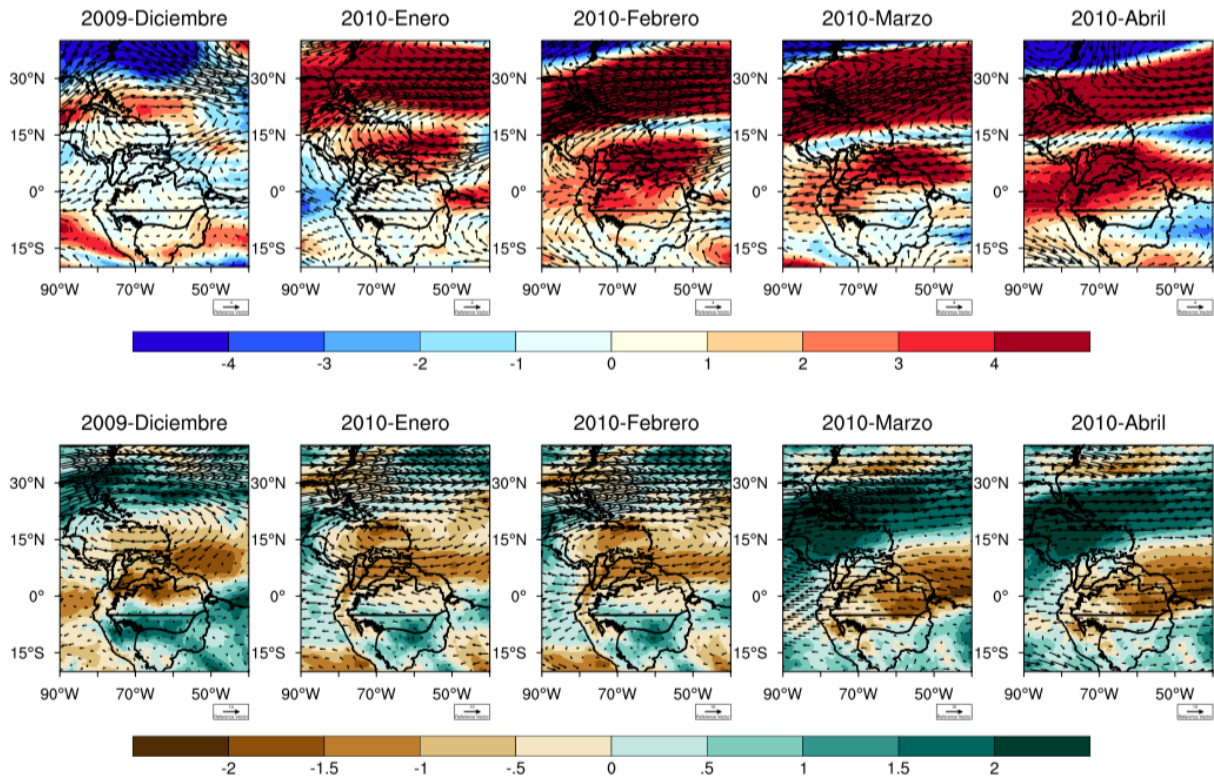


Figura 4.9. Arriba: anomalías del viento (m/s) a 500 hPa. Abajo: anomalías estandarizadas de HR a 500 hPa (colores) y viento a 500 hPa (vectores) durante la etapa final de la sequía 2009-2010

4.3. Comportamiento temporal de la precipitación durante el periodo 2008-2010

En la Figura 4.10 se presenta la serie de tiempo de las anomalías estandarizadas de P según CHIRPS, y las anomalías estandarizadas de la altura geopotencial a 500hPa promediadas en el TNA (15°N-45°N; 85°W-35°W), a partir de datos de ERA5, para el periodo 2008-2010, cuando se identificaron condiciones de sequía en ambas regiones del Orinoco (Figura 3.10). Además, se resaltan los eventos El Niño y La Niña ocurridos durante este periodo. La Figura 4.10 muestra la ocurrencia de condiciones El Niño durante el periodo septiembre de 2009 a abril de 2010, así como el fortalecimiento de un sistema de alta presión en el TNA.

En la Figura A4.1 se muestra el comportamiento de la precipitación durante el evento de sequía 2009-2010 para las diferentes bases de datos consideradas. Es importante mencionar que en NORI, los meses de julio (según GPM), agosto (según ERA5) y septiembre (según CHIRPS) de 2009, que corresponden a meses dentro de la temporada húmeda de la región, presentan valores positivos cercanos al promedio. Por su parte, en SORI se presentan valores cercanos al promedio en agosto (según GPM y CHIRPS) y julio-agosto (según ERA5) de 2009, que corresponde a un periodo en el que el sistema de alta presión se debilitó (Figura 4.10).

Según el SPI (Figura A4.2), en el mes de mayo de 2009 (primer mes de temporada de lluvias) se presentó el mayor déficit de precipitación tanto en NORI como en SORI. En NORI, la categoría de la sequía fue moderada según CHIRPS (esta base de datos muestra un valor de sequía severa en el mes de abril), severa según GPM, y extrema según ERA5. Todas las bases de datos concuerdan con una sequía extrema en SORI en el mes de mayo de 2009, aunque este mes no presenta la ocurrencia de condiciones El Niño ni un anticiclón fuerte. Los meses de septiembre-octubre de 2009 (meses de transición de la temporada húmeda a la seca), noviembre-diciembre de 2009 y enero de 2010 presentan valores correspondientes a categorías de sequía moderada y severa, según GPM y CHIRPS, mientras que ERA5 muestra valores de sequías severas y extremas.

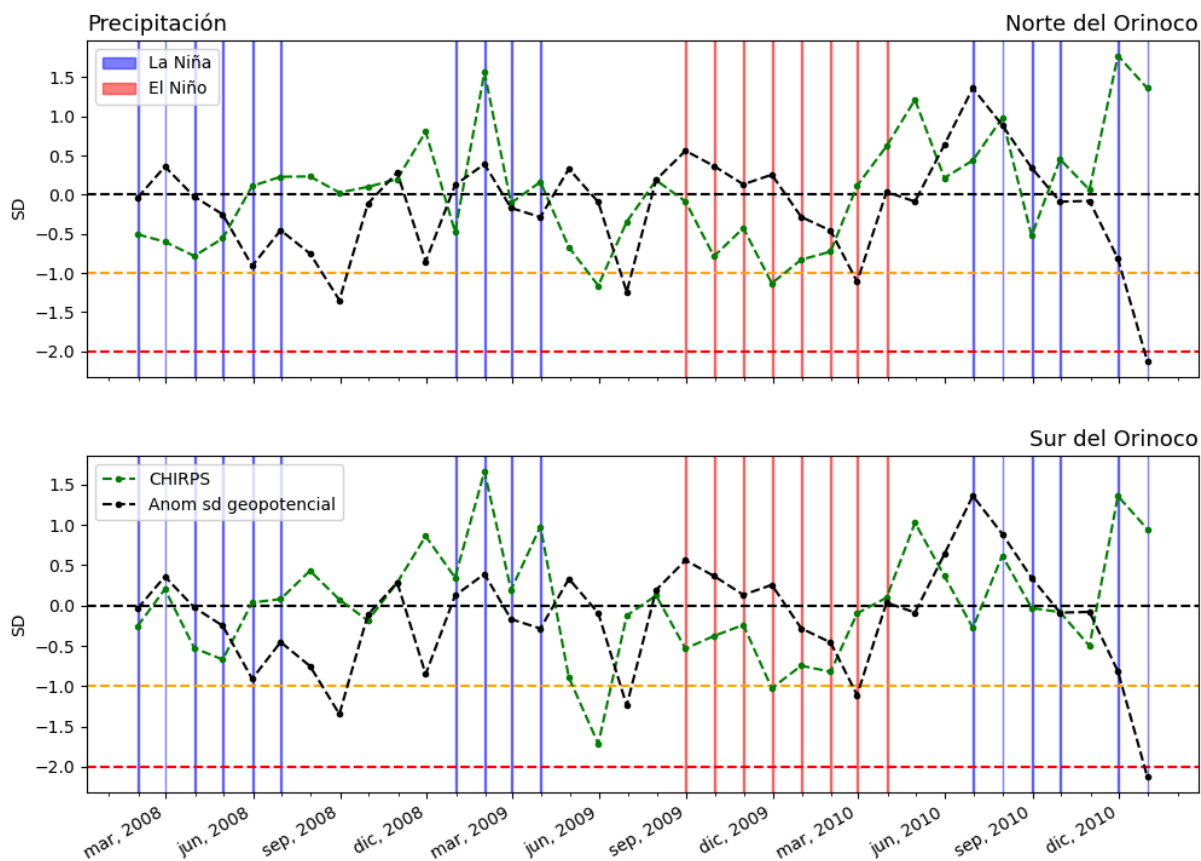


Figura 4.10. Series de tiempo de anomalías estandarizadas de precipitación según CHIRPS (línea verde) y anomalías estandarizadas de altura geopotencial a 500 hPa en el TNA (15°N-45°N; 85°W-35°W) según ERA5 (línea negra) durante el periodo 2008-2010, para el norte del Orinoco (arriba) y sur del Orinoco (abajo). Las líneas rojas (azules) indican la ocurrencia de condiciones El Niño (La Niña). Las líneas punteadas indican los umbrales de sequías severas (amarillo) y extremas (rojo)

En las Tablas 3.1 y 3.2 se muestran los coeficientes de correlación de Spearman entre los diferentes conjuntos de datos a partir de los cuales se calculó las anomalías estandarizadas de precipitación y el SPI, respectivamente. Para las correlaciones entre las distintas bases de datos del SPI en SORI, así como de anomalías estandarizadas de precipitación para ambas regiones, se observan valores altos para el evento de sequía. El hecho de que los valores de correlación sean valores superiores a 0.7 indica que las diferentes bases de datos están de acuerdo en las fluctuaciones de la precipitación y, por lo tanto, se tiene mayor robustez en la identificación de un evento de sequía meteorológica entre los meses de abril de 2009 y enero de 2010.

Tabla 3.1 Correlación de las anomalías estandarizadas de precipitación entre los diferentes conjuntos de datos para el evento de sequía 2009- 2010

Correlación Spearman NORI		Correlación Spearman SORI	
ERA5 vs GPM	0.813	ERA5 vs GPM	0.799
ERA5 vs CHIRPS	0.883	ERA5 vs CHIRPS	0.819
GPM vs CHIRPS	0.935	GPM vs CHIRPS	0.908

Tabla 3.2. Correlación del SPI-1 entre los diferentes conjuntos de datos para el evento de sequía 2009-2010

Correlación Spearman NORI		Correlación Spearman SORI	
ERA5 vs GPM	0.697	ERA5 vs GPM	0.747
ERA5 vs CHIRPS	-0.420	ERA5 vs CHIRPS	0.825
GPM vs CHIRPS	-0.238	GPM vs CHIRPS	0.857

4.4. Comportamiento espacial de la precipitación, la evapotranspiración, la humedad del suelo y el NDVI durante el evento de sequía 2009-2010

En la Figura 4.11 se observa el comportamiento espacial de las anomalías estandarizadas de precipitación desde marzo de 2009 hasta abril de 2010, según CHIRPS. En abril, mayo, septiembre, octubre, noviembre y diciembre de 2009, no sólo se observan valores negativos sobre la cuenca del río Orinoco sino que, en general, hubo un déficit de precipitación en el norte de Suramérica. En meses como junio, julio y agosto de 2009, el comportamiento espacial de las anomalías estandarizadas de precipitación se concentró en diferentes lugares. Por ejemplo, en junio y agosto se obtuvieron valores negativos principalmente en territorio venezolano de la Orinoquia, mientras que se presentaron anomalías positivas en territorio colombiano (ERA5 y GPM muestran un comportamiento espacial similar ver Figuras A4.3 y A4.4).

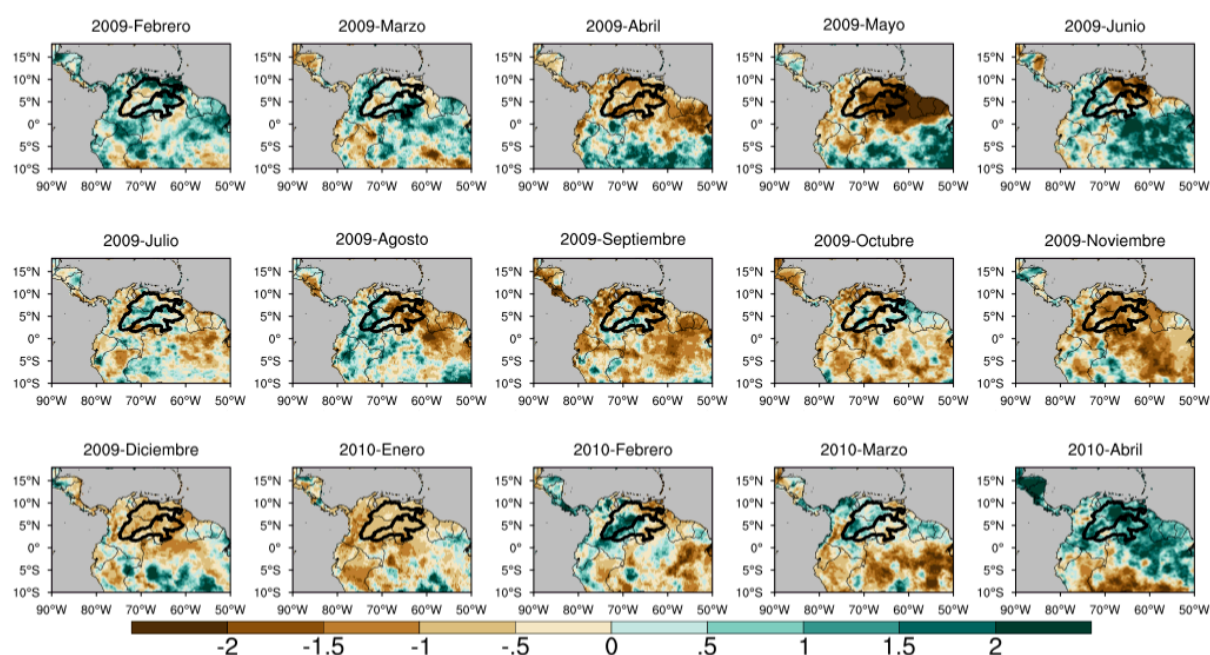


Figura 4.11. Anomalías estandarizadas de precipitación entre febrero de 2009 y abril de 2010, según CHIRPS

La Figura 4.12 muestra las anomalías estandarizadas de evapotranspiración desde marzo de 2009 hasta abril de 2010, según ERA5-land. El comportamiento espacial de las anomalías de ET durante el evento de sequía 2009-2010 muestra valores superiores al promedio en la cuenca del río Orinoco. Además, en el mes de mayo de 2009, en el cual se presentó el mayor déficit de P (Figura 4.11), se observó la mayor tasa de ET (Figura 4.12). Estudios anteriores han mostrado que el aumento de la ET bajo condiciones de sequía meteorológica pueden agravar las sequías debido a que empeoran las condiciones de disponibilidad de agua (Sörensson & Ruscica, 2018). En el mes de diciembre de 2009, la ET comienza a tener anomalías negativas en el norte de la región, y un mes después (enero 2010; recordar que para estos meses la P aún se encuentra por debajo del promedio), la cuenca en su

totalidad presenta anomalías negativas, las cuales permanecen hasta marzo de 2010 (dos meses después de que la precipitación alcanzó niveles positivos cercanos al promedio).

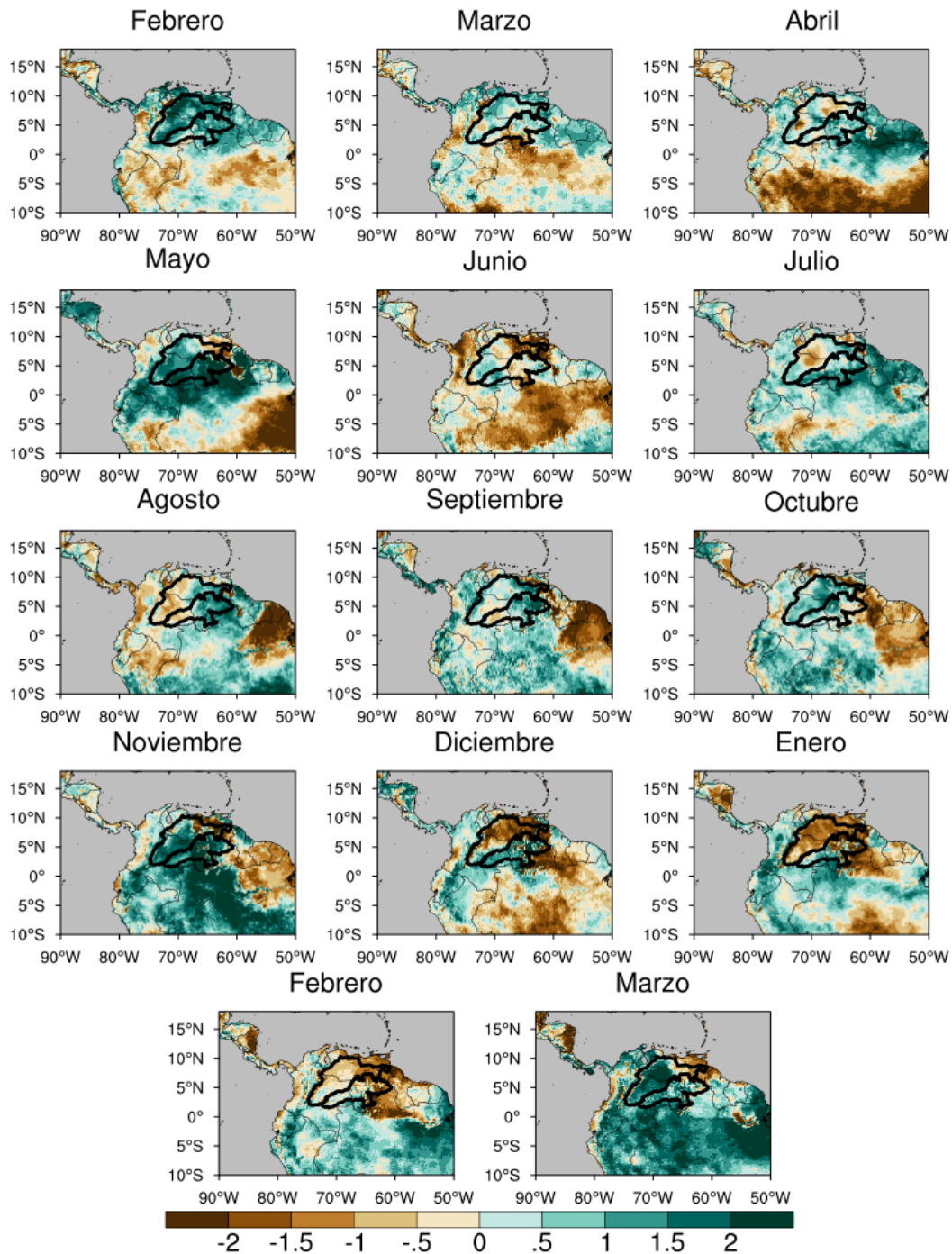


Figura 4.12. Anomalías estandarizadas de ET entre marzo de 2009 y abril de 2010, según ERA5-Land

En la Figura 4.13 se presentan las anomalías estandarizadas de humedad del suelo desde marzo de 2009 hasta abril de 2010, según ERA5-Land. La humedad del suelo presentó valores por debajo del promedio durante el evento de sequía, debido a la falta de precipitación y a la alta tasa de ET. Específicamente, la SM en NORI presentó anomalías estandarizadas negativas simultáneamente con las disminuciones de P, mientras que presentó un retraso de un mes para SORI. La SM presentó valores positivos en la totalidad de la cuenca en abril de 2010.

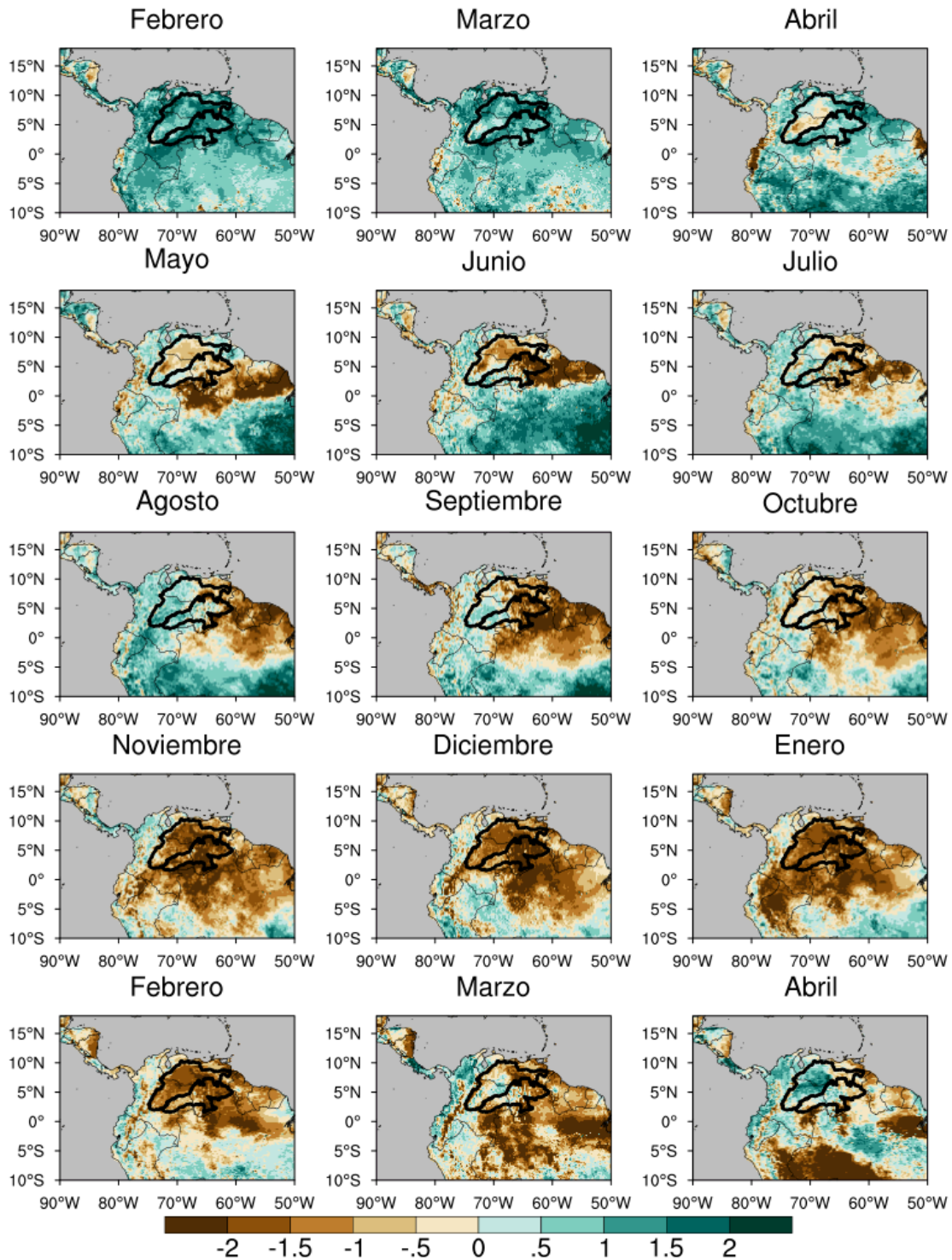


Figura 4.13. Anomalías estandarizadas de SM entre marzo de 2009 y abril de 2010, según ERA5-Land

En general, el NDVI presentó condiciones negativas cercanas al promedio en la región del Orinoco durante el evento de sequía 2009-2010 (Figura 4.14). Para este evento, no es muy clara la respuesta de la vegetación en NORI al déficit de SM o al aumento en Rn. Para SORI, el NDVI sigue el comportamiento de la Rn, es decir el NDVI presenta valores positivos con valores positivos de la Rn y no parece ser afectada por el déficit de P y SM tanto al norte como al sur del Orinoco (Figura 4.15).

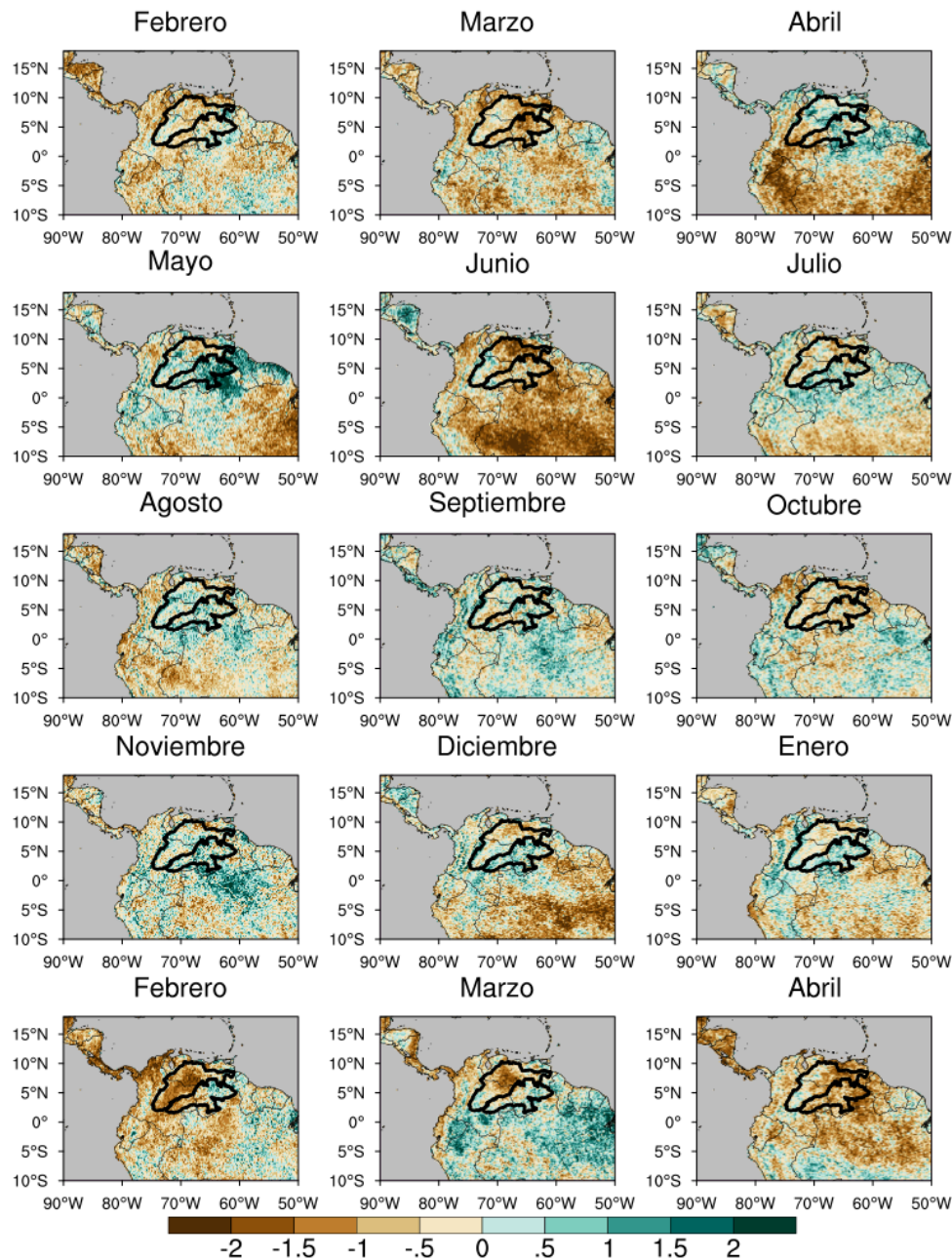


Figura 4.14. Anomalías estandarizadas de NDVI entre marzo de 2009 y abril de 2010, según AVHRR

4.5. Evolución temporal de la precipitación, la humedad del suelo, la evapotranspiración y la radiación neta en superficie durante el evento de sequía 2009-2010

El evento de sequía 2009-2010 inició con una disminución de la precipitación sobre el norte y el sur del Orinoco en abril de 2009 (Figuras 4.11 y 4.15). En NORI, la SM presentó anomalías negativas simultáneamente con las disminuciones de P, mientras que las anomalías negativas de SM se observaron un mes después (en mayo de 2009) en SORI. Durante este período, la ET estuvo por encima del promedio. P alcanzó anomalías positivas en febrero de 2010. Sobre NORI, la SM aumentó simultáneamente con la recuperación de P, mientras que en SORI la SM se recupera un mes después del aumento de P (marzo de 2010). La ET se mantiene por encima del promedio debido a que la Rn presenta anomalías positivas, en asociación con cielos despejados. Durante este evento de sequía,

cuando la P disminuye y la Rn presenta anomalías positivas, se tienen anomalías positivas de ET y NDVI (principalmente en SORI en el mes de mayo de 2009), las cuales ayudan a que la SM tenga anomalías negativas, sumadas al déficit de P. En diciembre de 2009 (enero-febrero de 2010) en NORI (SORI), la SM es tan baja que la ET empieza a ser más controlada por humedad, y adquiere anomalías negativas que no pueden explicarse por las anomalías positivas de Rn. El NDVI parece responder a los máximos de Rn durante el evento. En este sentido, la vegetación no parece ser afectada por el déficit de P y SM tanto al norte como al sur del Orinoco (Figura 4.15).

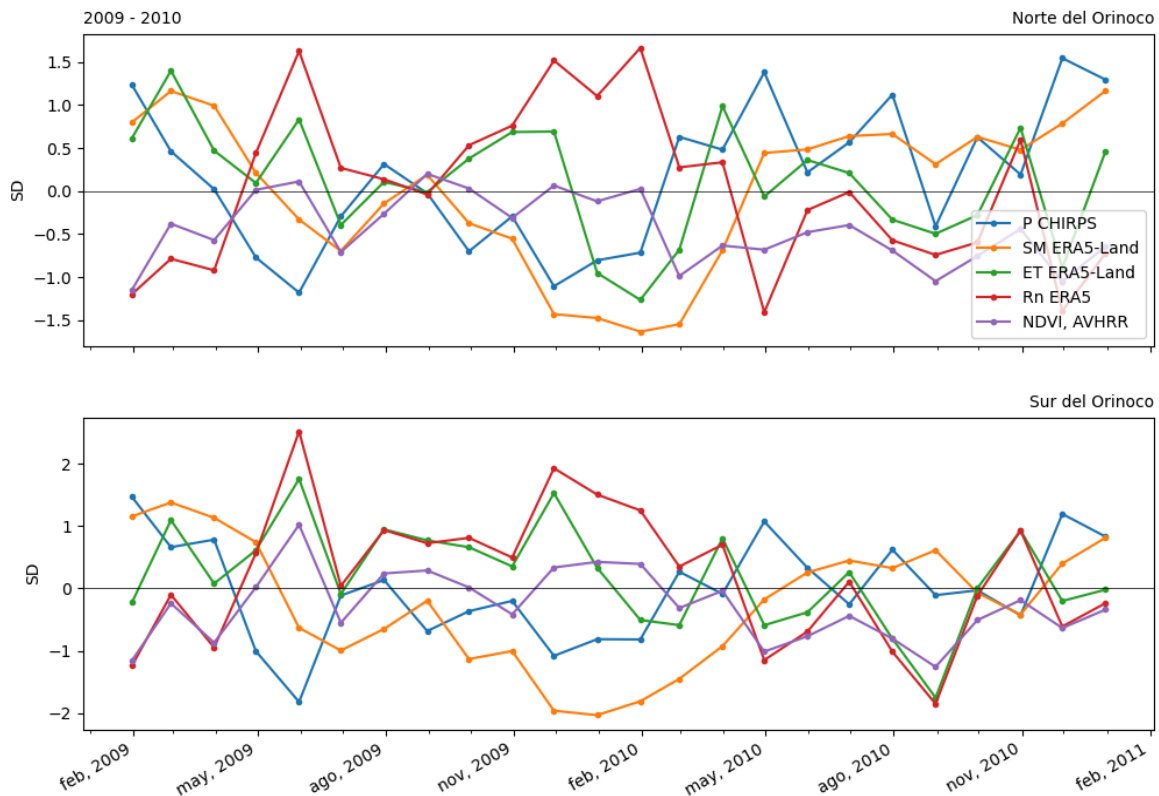


Figura 4.15. Evolución de la precipitación (línea azul), la humedad del suelo (línea naranja), la evapotranspiración (línea verde), la radiación neta en superficie (línea roja) y el NDVI (línea morada) en el norte del Orinoco (arriba) y el sur del Orinoco (abajo) durante el evento de sequía 2009-2010

Según diversos estudios, el déficit de precipitación es generalmente el factor principal que inicia una sequía. Existe una confianza alta de que la dinámica atmosférica es el factor que más aporta al déficit de esta variable en la mayoría de las regiones del mundo (Seneviratne et al., 2021). Adicionalmente, existe confianza alta en que la AED ha aumentado en diferentes regiones del mundo, incrementando los episodios de sequía, aportando al estrés de la vegetación y contribuyendo al agotamiento de la SM o la escorrentía debido a los aumentos de ET (Vicente-Serrano et al., 2020; Seneviratne et al., 2021). Por ejemplo, Xu et al. (2021), muestran la ocurrencia de una sequía que fue principalmente causada por el déficit de precipitación y el incremento de ET, debido a la ocurrencia de temperaturas altas, lo que causó déficit en la disponibilidad de agua y un impacto negativo en la producción agrícola y la salud del ecosistema. Bartoszek et al. (2021) sugieren que un incremento en la temperatura y una precipitación por debajo del promedio conllevan a la disminución de la disponibilidad de agua en el suelo, teniendo efectos adversos sobre la evapotranspiración estacional y anual.

Vicente-Serrano et al. (2012, 2013) sugieren que el SPEI representa mejor la respuesta de la escorrentía, la humedad del suelo, el crecimiento de la vegetación del bosque y de los cultivos a escala global durante el verano boreal, en comparación con los índices SPI y PDSI. Las tendencias en el SPEI (basado en PM) y PDSI (basado en PM) sugieren un ligero incremento en la frecuencia e

intensidad de las sequías, en comparación con el SPI en el oeste de Suráfrica, el Mediterráneo y el oeste de Asia. Esto es consistente con tendencias observadas en la SM, sugiriendo que la AED contribuye a incrementar la severidad de las sequías agrícolas o ecológicas, en comparación con las sequías meteorológicas, ya que si la SM es muy baja, las plantas sufren estrés hídrico y se desencadenan incendios forestales (Seneviratne et al., 2021).

Los índices de sequía basados en la atmósfera que combinan la precipitación y la AED/ET (e.g., el SPEI) se relacionan con el balance de agua en las regiones húmedas en las cuales la ET no es limitada por la SM. Se ha observado que los periodos secos en las regiones con escasez de agua están relacionados con condiciones propicias para el estrés de la vegetación bajo la limitación de SM. La falta de SM suficiente es amplificada (algunas veces) debido a un incremento de la AED (Seneviratne et al., 2021).

En resumen, el evento de sequía ocurrido entre abril de 2009 y enero de 2010 en el Orinoco se caracterizó por la ocurrencia de diversos mecanismos asociados a las diferentes etapas del evento. En la etapa inicial de la sequía se presentó un OLLJ fuerte, mientras que el viento en niveles medios de la troposfera presentó velocidades por debajo del promedio sobre la región del Orinoco. Estas condiciones atmosféricas son favorables para la divergencia de humedad en niveles bajos y pueden explicar las anomalías negativas de agua precipitable en la columna atmosférica y el déficit de HR en niveles medios en la fase inicial de la sequía. En la etapa intermedia de la sequía, se observa un anticiclón con anomalías positivas de altura geopotencial, tanto en niveles bajos como medios de la troposfera; adicionalmente, en esta etapa de la sequía comenzó el evento El Niño 2009-2010. Las estructuras anticiclónicas de escala regional favorecen la divergencia y el transporte de aire seco desde regiones más al norte (subtropicales) del océano Atlántico en niveles bajos y medios de la troposfera. Además, la presencia del evento El Niño puede explicar el déficit de agua precipitable en la columna atmosférica y de HR a 500 hPa en esta etapa de la sequía. Durante la etapa final de la sequía se observó una circulación anticiclónica, con anomalías positivas de altura geopotencial en niveles medios de la troposfera; además, la presencia del evento El Niño puede explicar el déficit de agua precipitable y HR en niveles medios.

Las variables en superficie durante el evento de sequía 2009-2010 muestran una respuesta al déficit de P. La SM respondió rápidamente al déficit de P (principalmente en NORI), en gran medida ayudada por la alta tasa de ET asociada a las condiciones de cielo despejado, es decir, a una R_n con valores por encima del promedio. Una vez la SM presentó el mayor déficit, la ET presentó anomalías por debajo del promedio en toda la cuenca del río Orinoco.

Anexos Capítulo 4



Figura A4.1. Serie de tiempo de las anomalías estandarizadas de precipitación, para el periodo 2008-2010 para el norte del Orinoco (arriba) y el sur del Orinoco (abajo). Las líneas horizontales en color amarillo y rojo indican los umbrales de sequía moderada y severa, respectivamente

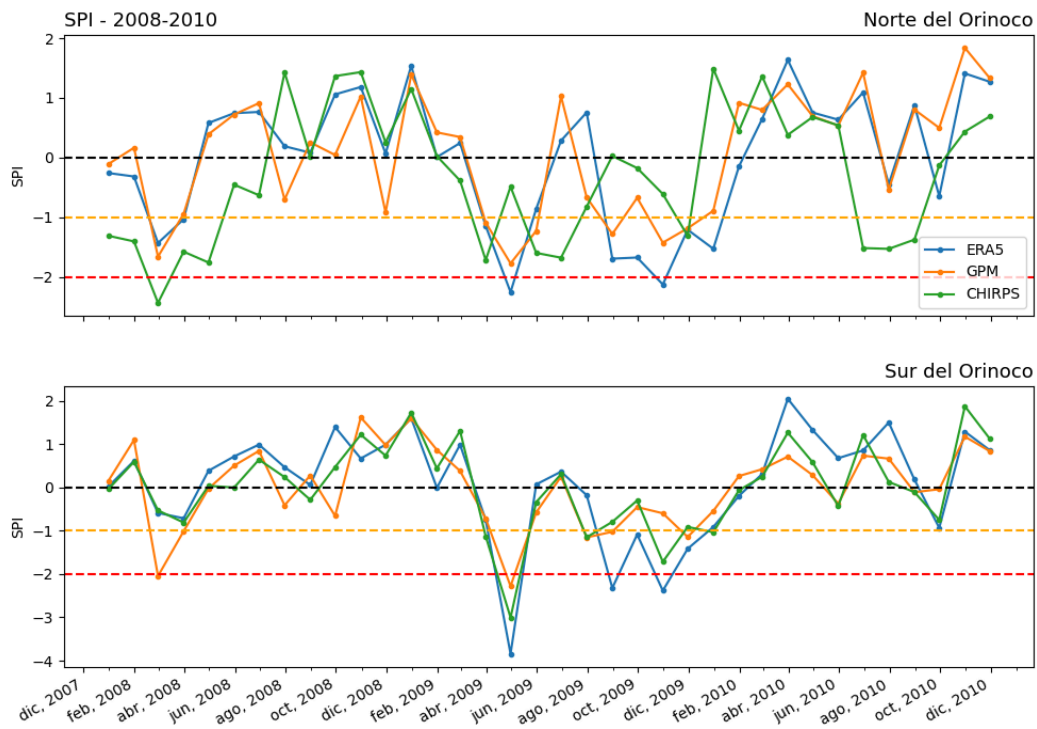


Figura A4.2. Serie de tiempo del SPI, para el periodo 2008-2010 para el norte del Orinoco (arriba) y el sur del Orinoco (abajo). Las líneas horizontales en color amarillo y rojo indican los umbrales de sequía moderada y severa, respectivamente

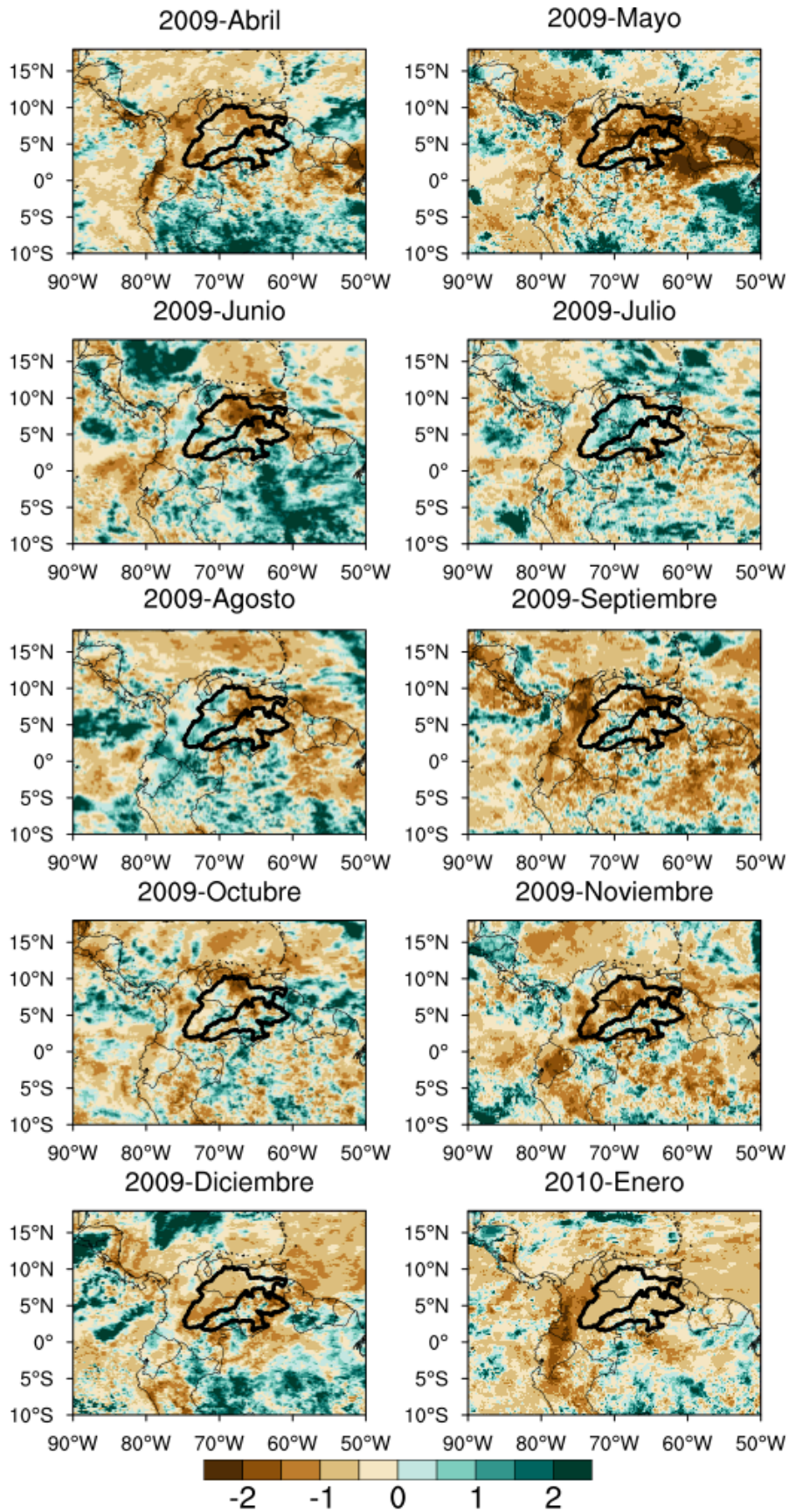


Figura A4.3. Anomalías estandarizadas de precipitación entre febrero de 2009 y abril de 2010, según GPM

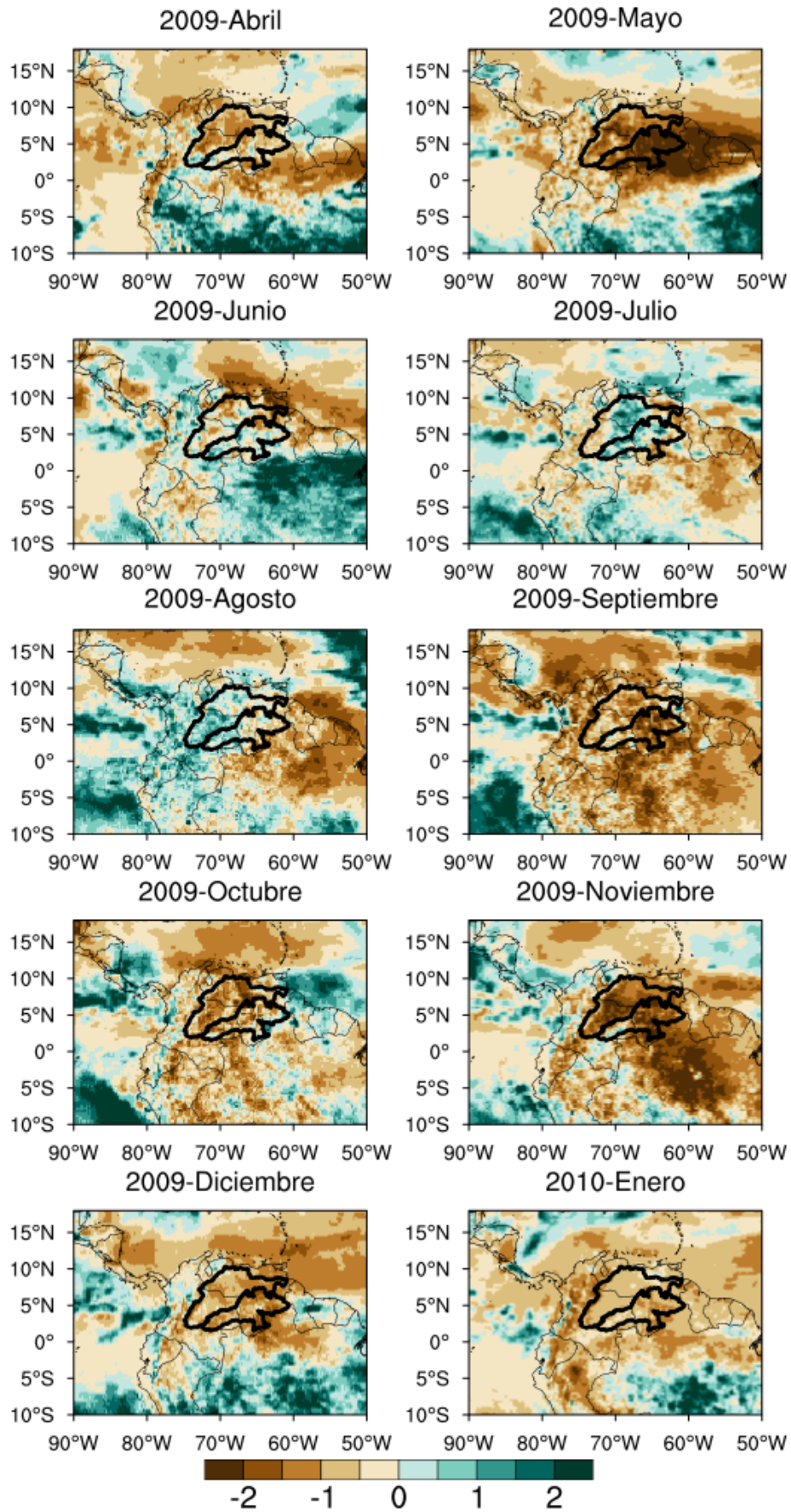


Figura A4.4. Anomalías estandarizadas de precipitación entre febrero de 2009 y abril de 2010, según ERA5

Capítulo 5

Periodo 2012-2016: eventos de sequía 2013-2014 y 2015-2016

Es importante resaltar que durante el periodo 2012-2016 ocurrieron diferentes eventos de sequía en el continente suramericano. Freitas et al. (2021) sugieren que la sequía de 2014-2015 en el noreste de Brasil estuvo asociada a una actividad convectiva anómala en la región de Australia, que desencadenó un sistema anómalo de alta presión atmosférica sobre el Océano Atlántico Sur. El análisis desarrollado por estos autores identificó un patrón de propagación de ondas atmosféricas desde las cercanías de Australia hasta la región del sureste de Brasil durante los meses de diciembre de 2014 a marzo de 2015. En el sureste de Brasil, este patrón alcanzó valores positivos de altura geopotencial y circulación atmosférica anticiclónica, lo que caracteriza a una región con un sistema de alta presión atmosférica. Las regiones sureste y noreste de Brasil fueron las más afectadas, con déficits de lluvia que alcanzaron los 250 mm en enero de 2015. En cuanto a las anomalías de vientos en niveles bajos, se identificó una circulación anticiclónica anómala en o cerca de la costa sur y el sureste de Brasil.

Abatan et al. (2022) muestran que el Estado de São Paulo, en Brasil, se vio afectado por una sequía intensa en el verano austral de 2013-2014 y 2014-2015. Los eventos de sequía en esta región están relacionados con un patrón de subsidencia sobre la región, asociado con un déficit de humedad atmosférica. Los eventos secos ocurridos en 2013-2014 y 2014-2015 coinciden con la ocurrencia de condiciones El Niño, La Niña y neutrales, por lo que los autores sugieren la existencia de diferentes mecanismos asociados a las sequías observadas sobre su región de estudio.

Este capítulo describe las condiciones espacio-temporales de variables asociadas con los balances de agua y energía, la actividad de la vegetación, y la dinámica atmosférica que generaron la sequía meteorológica en la región del Orinoco durante el periodo 2012-2016. Específicamente, nos centramos en los periodos secos de octubre de 2013 a julio de 2014 (10 meses de duración; evento 2013-2014), y de abril de 2015 a abril de 2016 (12 meses de duración; evento 2015-2016), debido a que fueron los eventos más largos e intensos en SORI y en NORI. Es importante mencionar que en NORI, el déficit de precipitación fue más largo e intermitente (i.e., fluctúa entre valores negativos y cercanos al promedio) que en SORI, lo que hace difícil seleccionar un umbral de inicio y final de la sequía. Sin embargo, es claro que en el periodo 2012-2016 (5 años) predominaron condiciones secas en NORI (ver Figura 3.11).

5.1. Condiciones regionales durante el periodo 2012-2016

En el año 2012, el fenómeno ENSO no dominó las condiciones hidrológicas regionales en el planeta. Para ese año, el océano Atlántico fue la única cuenca que experimentó condiciones de temperatura por encima del promedio. La precipitación durante enero a marzo estuvo por encima del promedio en Venezuela (excepto al oeste y sureste). Sin embargo, la época de lluvias (junio - noviembre) presentó un marcado déficit de precipitación. Adicionalmente, se registraron condiciones secas en la región Andina colombiana durante la segunda mitad del año. Los ríos Orinoco y Caroní (en Venezuela) presentaron condiciones por debajo del promedio en mayo y junio. Por el contrario, los ciclones tropicales causaron lluvias en la zona costera del Caribe, que es típicamente seca. La frecuente intrusión de humedad amazónica y su interacción con la actividad ciclónica generó precipitaciones

por encima del promedio en las regiones de la Orinoquía y la Amazonía de Colombia (Blunden & Arndt, 2013).

En 2013 se presentaron condiciones neutrales del ENSO. Este año fue dominado por patrones regionales extremos de temperatura. En el norte de Suramérica, la temperatura estuvo por encima del promedio en la mayor parte de Venezuela durante enero a junio. Por su parte, en Colombia hubo anomalías por encima del promedio durante el primer semestre del año (especialmente en el Caribe y en los Andes). Para este año, se presentaron condiciones de la fase positiva de la NAO (Blunden et al., 2014).

En el año 2014 se observaron condiciones neutrales del ENSO, aunque la SST global obtuvo récord cálido particularmente en el Pacífico norte. La precipitación estuvo por debajo del promedio en general en el norte de Suramérica. En Venezuela, las condiciones más secas se presentaron durante enero, febrero, marzo, octubre, noviembre y diciembre. El déficit de P se asoció a una subsidencia anómala sobre la región. En Colombia, la P estuvo por debajo del promedio la mayor parte del año. Además, el río Orinoco presentó una descarga anual por debajo del promedio. La temperatura estuvo por encima del promedio en Venezuela durante abril-septiembre, mientras que en Colombia, la temperatura estuvo cercana al promedio (Blunden et al., 2015).

En 2015 sucedió uno de los eventos El Niño más fuertes desde al menos 1950, durante la primavera boreal de 2015 y que continuó durante el año. La precipitación estuvo por debajo del promedio sobre gran parte del noreste de Suramérica. Las condiciones secas observadas desde el año 2014 persistieron y, en algunos casos, empeoraron durante 2015, especialmente en el norte de Suramérica. Durante este año, la temperatura estuvo por encima del promedio, predominante en Venezuela. En Venezuela y Colombia, se experimentaron condiciones más secas de lo normal durante 2015. Durante la primera mitad del año, la principal causa del déficit de P (en el noreste y sureste de Venezuela) fue una anomalía asociada a la subsidencia de masas atmosféricas (Blunden & Arndt, 2016).

En 2016, el evento El Niño fuerte continuó hasta la primavera boreal; luego, al finalizar el año, se desarrolló un evento La Niña débil. Durante enero a marzo, se experimentaron récords máximos de temperatura en diversos lugares de Colombia (en el Amazonas, en los Andes y en el Caribe); durante enero a mayo también se registraron condiciones de temperatura por encima del promedio (superiores a +3° C) en Venezuela. Para este año, la precipitación en el norte de Suramérica estuvo por encima del promedio (Blunden et al., 2016).

La Figura 5.1 hace un resumen de las principales condiciones regionales durante el periodo 2012-2016.

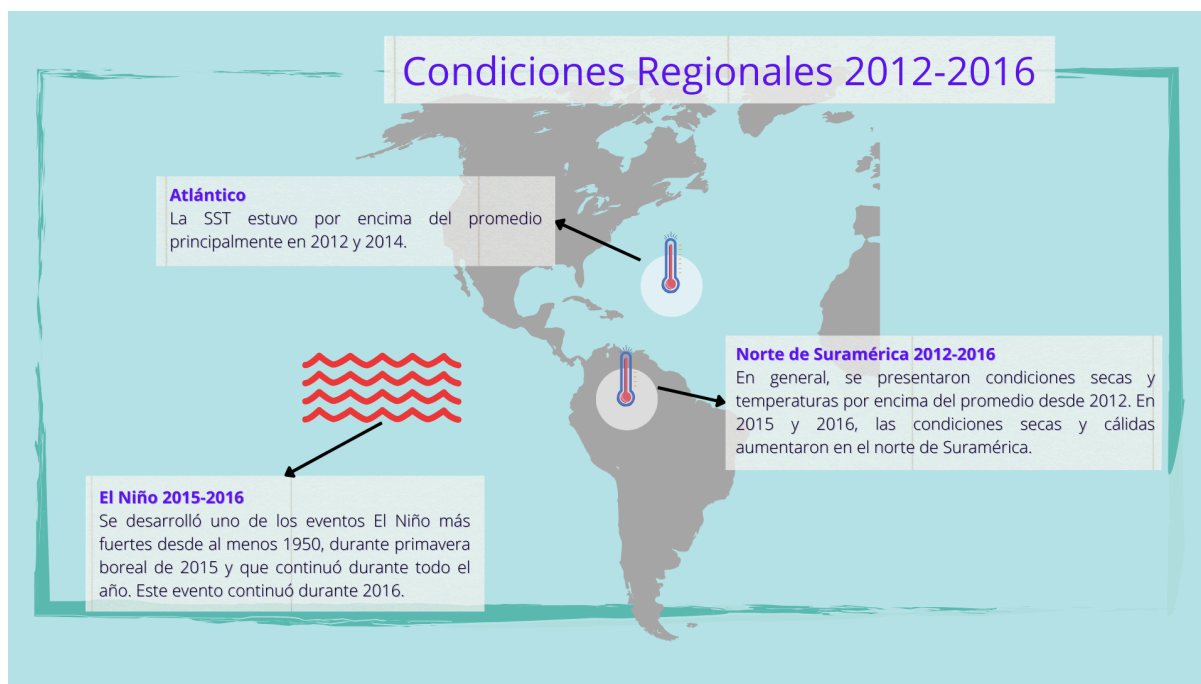


Figura 5.1. Resumen de las condiciones climáticas regionales durante el periodo 2012-2016

5.2. Condiciones atmosféricas durante los eventos de sequía 2013-2014 y 2015-2016

A continuación, se describen las condiciones de la atmósfera en los niveles de 850 hPa (~1.500 msnm) y a 500 hPa (5.500 msnm), para los eventos de sequía 2013-2014 y 2015-2016, con el fin de detallar el comportamiento del viento y la humedad durante estos periodos.

5.2.1. Vientos alisios y OLLJ

Durante los episodios de sequía de interés, 2013-2014 y 2015-2016, los vientos alisios se comportaron de manera diferente. En el evento 2013-2014, estuvieron cercanos al promedio durante el inicio de las condiciones secas (entre octubre de 2013 y febrero de 2014), y obtuvieron valores anómalos negativos de alrededor de -1.0 a -2.0 SD entre junio y agosto de 2014, es decir, los últimos meses de déficit de precipitación (Figura 5.2). A diferencia del evento 2013-2014, para el evento 2015-2016, los vientos alisios presentaron condiciones por encima del promedio entre julio y noviembre de 2015 (Figura 5.2). En el evento 2015-2016, se presentó el mayor déficit de P (con respecto al periodo 2012-2016), según los tres índices de sequía. En ese periodo, tres patrones importantes pueden explicar las condiciones secas: (i) circulaciones anticiclónicas fuertes que a su vez favorecen que (ii) los vientos alisios se intensifiquen y (iii) la ocurrencia de un evento El Niño.

En la Figura 5.3 se presenta el índice del OLLJ durante el periodo 2012-2016. En general, en la serie se observa que intensificaciones en el chorro del Orinoco parecen estar asociadas a anomalías negativas de P, y debilitamientos en el OLLJ están asociados a recuperaciones en la P. Por ejemplo, durante el déficit de P de 2013-2014, el OLLJ estuvo anómalamente fuerte. Para el evento 2013-2014, el déficit de precipitación sugerido por los índices puede explicarse debido a (i) la presencia de una circulación anticiclónica fortalecida y a (ii) un OLLJ fuerte. En las siguientes secciones de este capítulo se analizan las diferentes condiciones observadas durante las etapas iniciales, intermedias y

finales de los eventos de sequía 2013-2014 y 2015-2016.

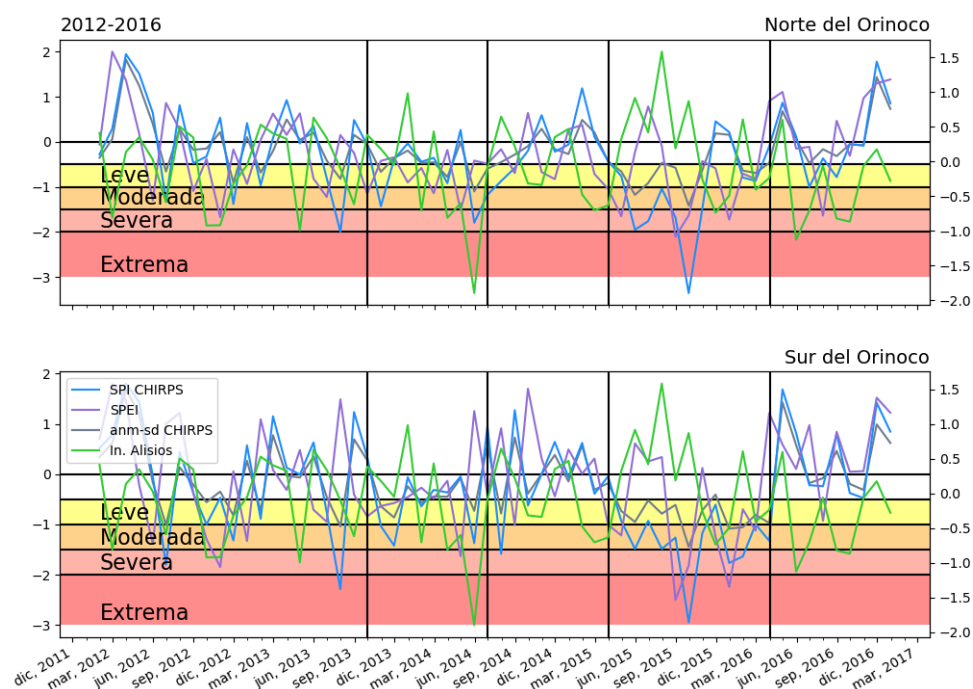


Figura 5.2. Serie de tiempo de los índices: anomalías estandarizadas de precipitación, según CHIRPS; SPI, según CHIRPS y SPEI, según ERA5; y el índice de los vientos alisios, para el periodo 2012-2016 en NORI (arriba) y SORI (abajo). Las franjas leve (amarilla), moderada (naranja), severa (salmón) y extrema (roja), respectivamente de arriba a abajo, indican la categoría de la sequía. En el eje izquierdo se observa las categorías de los índices de sequía y en el eje derecho las anomalías estandarizadas de los vientos alisios

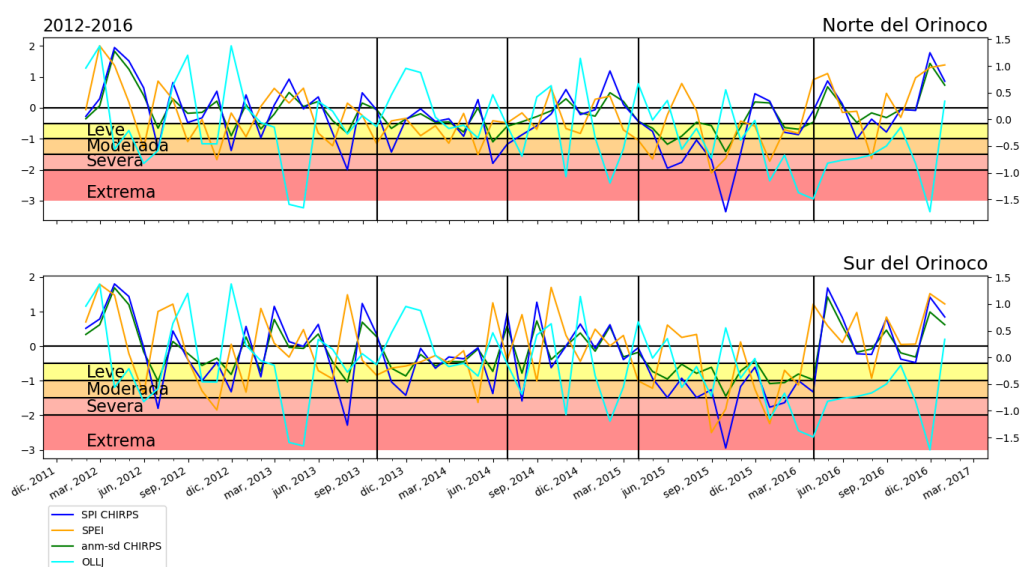


Figura 5.3. Serie de tiempo de los índices: anomalías estandarizadas de precipitación, según CHIRPS; SPEI, según CHIRPS y SPEI, según ERA5; y el índice C3.4 del OLLJ, para el periodo 2008-2009 en NORI (arriba) y SORI (abajo). Las franjas amarilla (leve), naranja (moderada), salmón (severa) y roja (extrema), respectivamente de arriba a abajo, indican la categoría de la sequía. En el eje izquierdo se observa las categorías de los índices de sequía y en el eje derecho las anomalías estandarizadas del OLLJ

5.2.2. Etapa inicial de la sequía 2013-2014

En la Figura A5.1 y A5.3 se muestran las anomalías del viento a 850 y 500 hPa para el año 2012, respectivamente. Aunque este año no se estudia a detalle, es importante mencionar que fue un año de sequías mensuales intermitentes en el norte de Suramérica. Este año presentó condiciones de déficit de agua precipitable en febrero, mayo, junio, julio, septiembre y noviembre (Figura A5.2); además, la HR a 500 hPa estuvo por debajo del promedio durante los meses de enero (solo NORI), febrero, junio, julio y noviembre (Figura A5.4). En este año se observa una circulación anticiclónica en enero, febrero, junio, julio y noviembre. Las condiciones asociadas a condiciones anómalas negativas de TCWV y HR probablemente están asociadas con entradas de aire relativamente más seco desde el Atlántico debido a la presencia de un sistema anticiclónico.

Para el inicio de la sequía 2013-2014, se observa un fortalecimiento del anticiclón en el nivel de 850 hPa durante los meses de octubre a diciembre. Estas condiciones contribuyen con la entrada de aire seco desde el Atlántico norte hacia el norte de Suramérica, y/o con la divergencia de humedad sobre esta región continental. Adicionalmente, en este nivel y etapa de la sequía se observan vientos por encima del promedio sobre el Orinoco, principalmente en NORI (Figura 5.4).

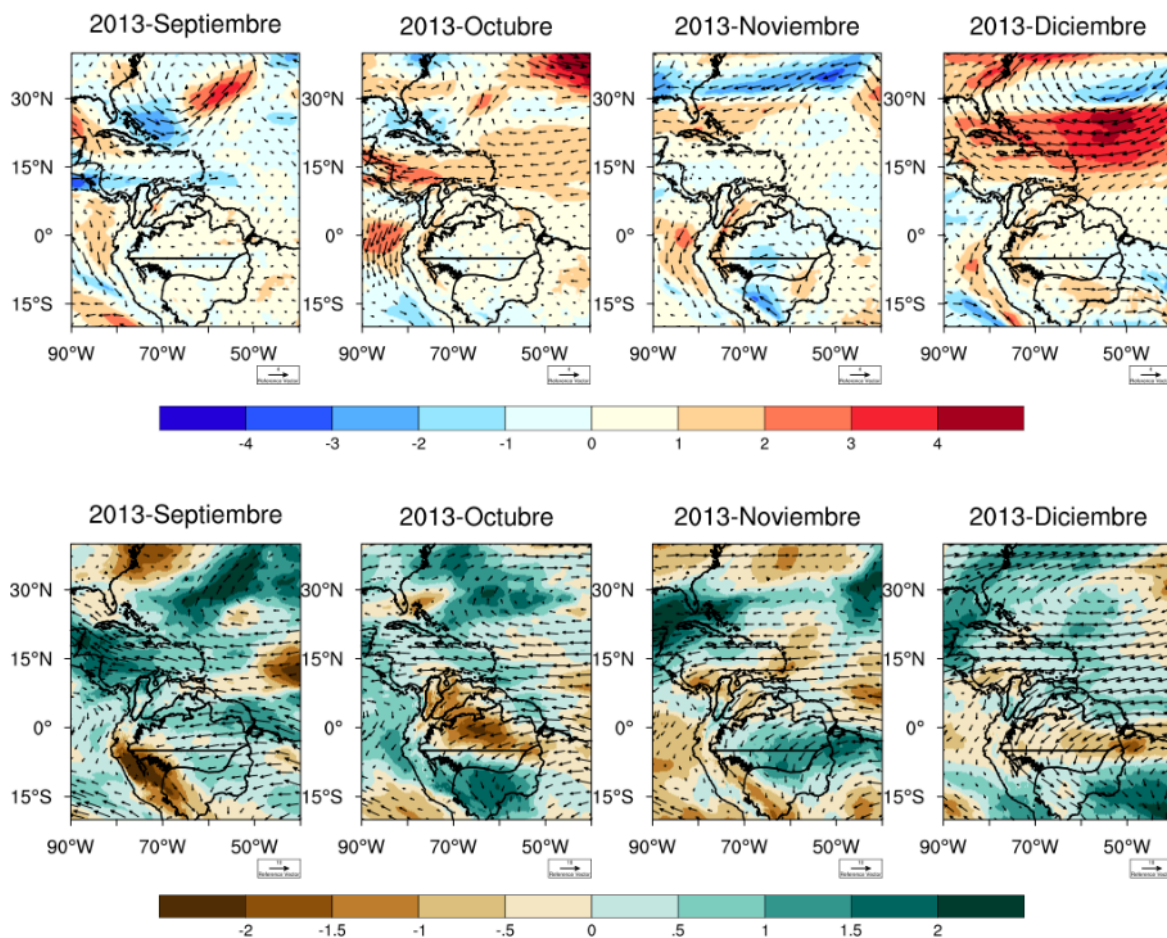


Figura 5.4. Arriba: anomalías de viento (m/s) a 850 hPa. Abajo: anomalías estandarizadas de TCWV (colores) y viento a 850 hPa (vectores) durante la etapa inicial de la sequía 2013-2014

Durante la etapa inicial de la sequía, la HR en niveles medios muestra valores por debajo del promedio para los meses de octubre y noviembre. Adicionalmente, se observan anomalías positivas de viento a 500 hPa, indicando un anticiclón en estos meses (octubre y noviembre). Este sistema explica el ingreso de aire seco y condiciones de divergencia sobre la región (Figura 5.5). En particular, durante enero de 2013, se puede observar una anomalía de una circulación anticiclónica muy fuerte sobre el Atlántico, asociado con condiciones muy secas sobre gran parte de la región (Figuras A5.5 y A5.6). En julio de 2013, la circulación anticiclónica sobre el Caribe y el Atlántico no es demasiado anómala (ver Figura A5.5), pero incluye una región de salida al oeste con vientos del este más fuertes de lo usual, contribuyendo con divergencia sobre el norte de Suramérica y condiciones relativamente más secas (Figura A5.6).

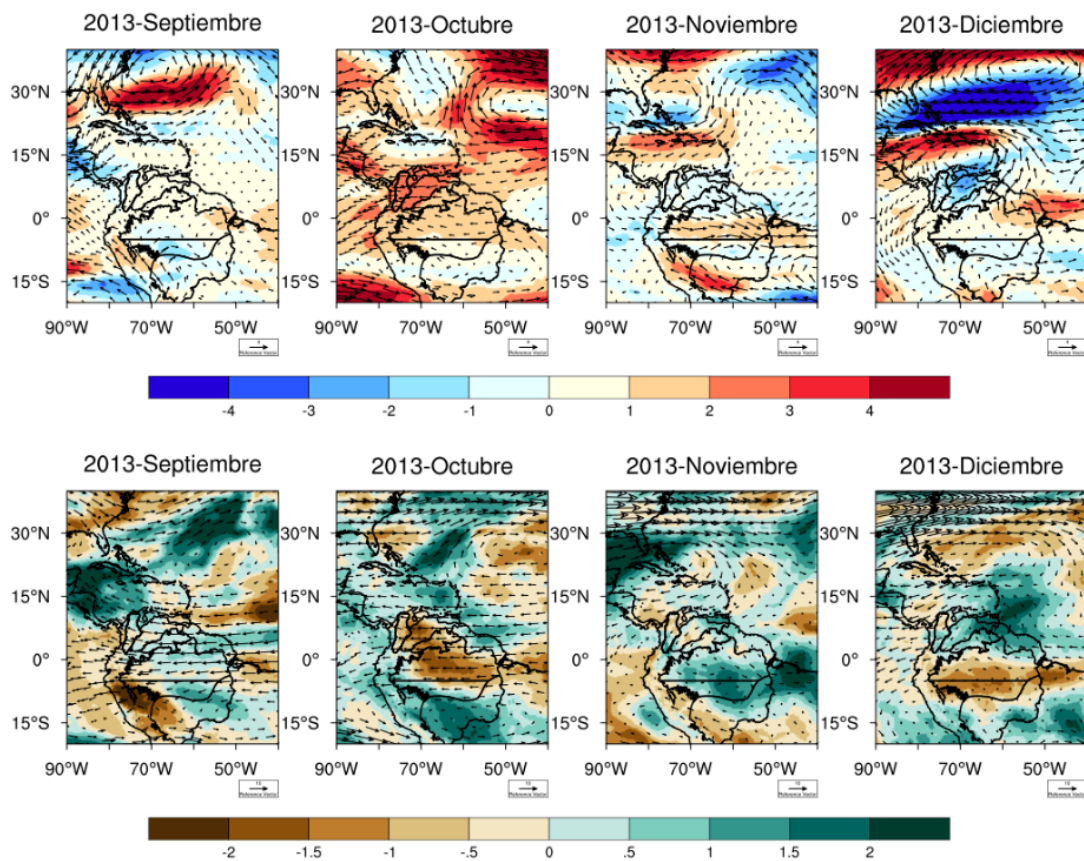


Figura 5.5. Arriba: anomalías del viento (m/s) a 500 hPa. Abajo: anomalías estandarizadas de HR a 500 hPa (colores) y viento a 500 hPa (vectores) durante la etapa inicial de la sequía 2013-2014

5.2.3. Etapa intermedia de la sequía 2013-2014

En la etapa intermedia de la sequía 2013-2014, se aprecian circulaciones anticiclónicas sobre el Atlántico entre enero y abril, contribuyendo con vientos fuertes sobre el Caribe (Figura 5.6, panel inferior). Adicionalmente, las anomalías del viento a 850 hPa muestran una circulación anticiclónica anómala positiva para este periodo (enero-abril), lo cual produce condiciones favorables para la divergencia de humedad en niveles bajos (Figura 5.6, panel superior). En la Figura 5.6 (panel inferior) se observan anomalías negativas del agua precipitable, principalmente en enero y marzo.

Para el intermedio de la sequía 2013-2014, el campo de vientos muestra el sistema de alta presión en enero y marzo (en este mes el sistema se ubica sobre Centroamérica y el norte de Suramérica; Figura 5.7, panel inferior). En estos meses, las anomalías del viento a 500 hPa muestran que el sistema de alta presión estuvo anómalamente fuerte (Figura 5.7, panel superior). La HR a este nivel obtuvo valores por debajo del promedio en los meses de enero, febrero (en NORI y el Caribe) y marzo. Durante estos meses, las condiciones anómalamente secas sobre el norte de Suramérica pueden explicarse por las condiciones fuertes del sistema de alta presión, que contribuye a una mayor divergencia (y menor acumulación de humedad) sobre la región (Figura 5.7). En particular, durante enero y marzo, estos vientos hacían parte de la rama sur de circulaciones anticiclónicas fuertes sobre el Atlántico.

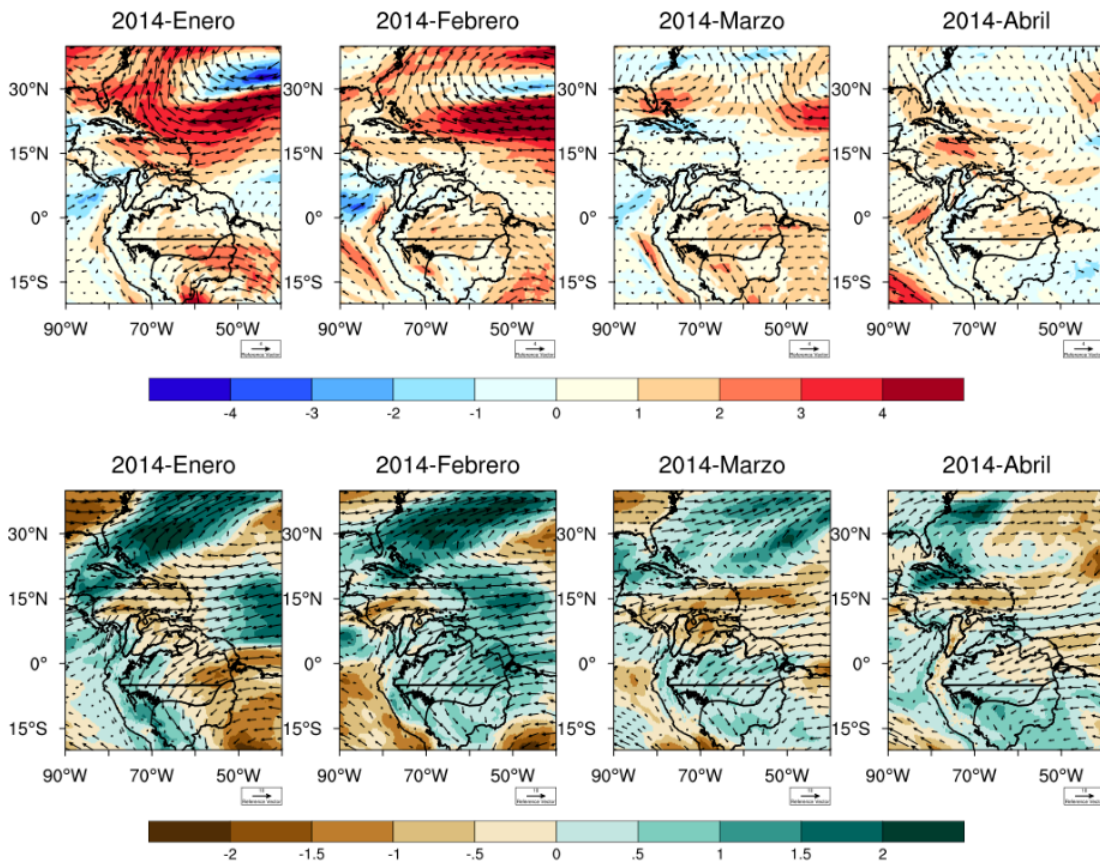


Figura 5.6. Arriba: anomalías de viento (m/s) a 850 hPa. Abajo: anomalías estandarizadas de TCVW (colores) y viento a 850 hPa (vectores) durante la etapa intermedia de la sequía 2013-2014

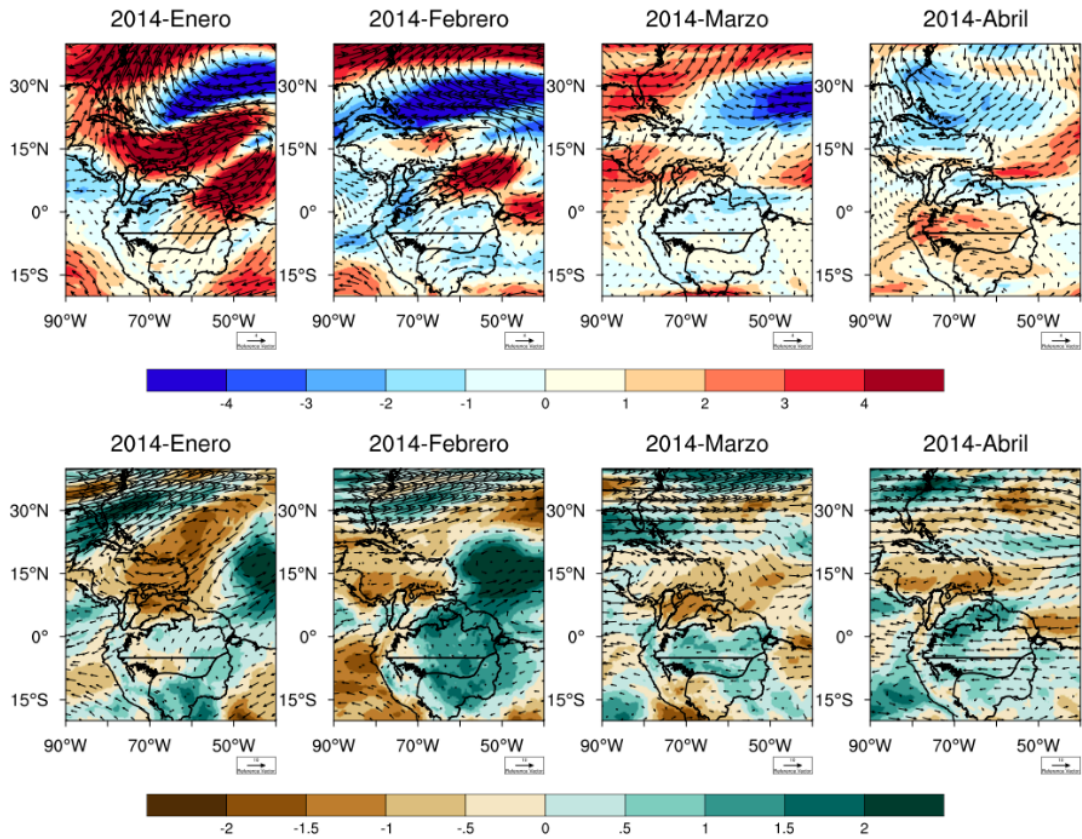


Figura 5.7. Arriba: anomalías del viento (m/s) a 500 hPa. Abajo: anomalías estandarizadas de HR a 500 hPa (colores) y viento a 500 hPa (vectores) durante la etapa intermedia de la sequía 2013-2014

5.2.4. Etapa final de la sequía 2013-2014

Para la etapa final de la sequía 2013-2014, se aprecian circulaciones anticiclónicas sobre el Atlántico entre mayo y agosto, contribuyendo con los vientos fuertes sobre el Caribe. Además, las anomalías del viento a 850 hPa muestran anomalías positivas de la circulación anticiclónica en este periodo de la sequía (mayo-agosto). Para esta etapa de la sequía, se observan vientos a niveles bajos por encima del promedio sobre el mar Caribe y sobre el Orinoco, lo cual produce condiciones favorables para la divergencia de humedad en niveles bajos. El agua precipitable sobre el Orinoco estuvo por debajo del promedio entre mayo y agosto. Las condiciones anómalamente secas sobre la región pueden explicarse por las condiciones fuertes del sistema de alta presión y la ocurrencia de vientos fuertes en niveles bajos sobre la región, que generan una mayor divergencia y menor acumulación de humedad (Figura 5.8).

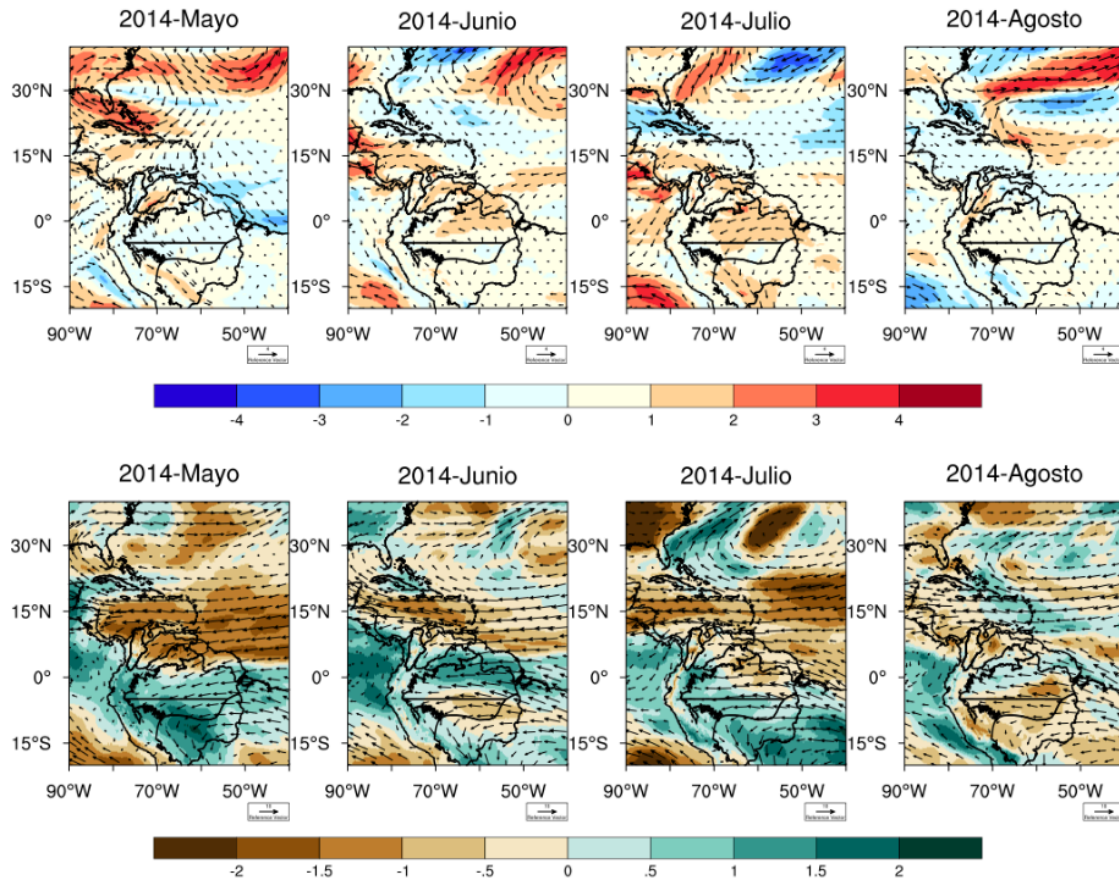


Figura 5.8. Arriba: anomalías de viento (m/s) a 850 hPa. Abajo: anomalías estandarizadas de TCVW (colores) y viento a 850 hPa (vectores) durante la etapa final de la sequía 2013-2014

El campo de vientos en niveles medios muestra una circulación anticiclónica entre mayo y agosto (Figura 5.9, panel inferior). En las anomalías del viento a 500 hPa, se observa un fortalecimiento del sistema de alta presión principalmente en junio y agosto (Figura 5.9, panel superior). Por otro lado, los vientos que viajan desde el este se observan con velocidades por encima del promedio en junio, julio y agosto (Figura 5.9, panel superior). Para esta etapa de la sequía, la HR en niveles medios sugiere valores por debajo del promedio en los meses de mayo, junio, julio, agosto, septiembre, noviembre (solo en territorio colombiano) y diciembre (Figura 5.9, panel inferior y Figura A5.12). Durante los meses de enero, marzo, junio, julio, septiembre y diciembre, se notan condiciones anómalamente secas sobre el norte de Suramérica, con vientos alisios más fuertes, contribuyendo a una mayor divergencia (y menor acumulación de humedad) sobre la región. En particular, durante enero, marzo y diciembre, estos vientos hacían parte de la rama sur de circulaciones ciclónicas fuertes sobre el Atlántico (Figura A5.11 y Figura A5.12).

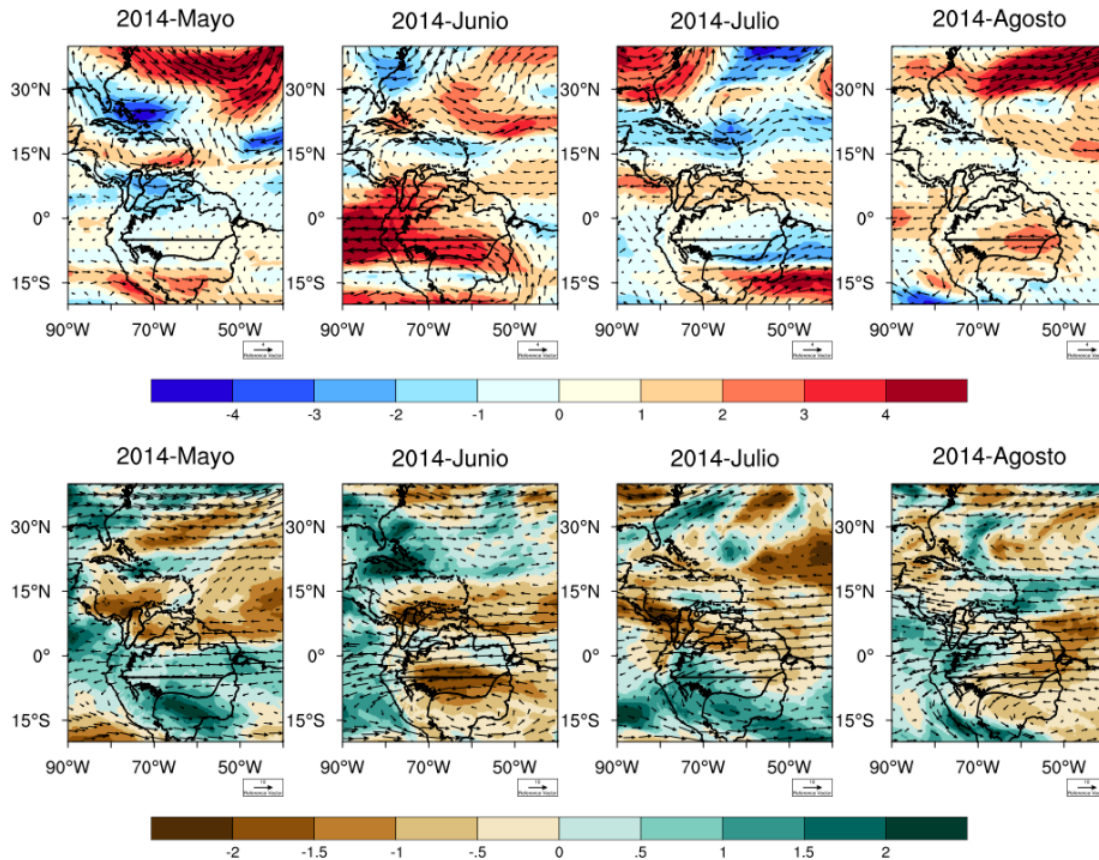


Figura 5.9. Arriba: anomalías del viento a 500 hPa. Abajo: anomalías estandarizadas de HR a 500 hPa (colores) y viento a 500 hPa (vectores) durante la etapa final de la sequía 2013-2014

5.2.5. Etapa inicial de la sequía 2015-2016

En la Figura 5.10 (panel inferior) se observa una circulación anticiclónica entre abril y agosto de 2015. Adicionalmente, las anomalías del viento a 850 hPa muestran un anticiclón más fuerte entre abril y junio (Figuras 5.10, panel superior). Además, los vientos sobre la Orinoquia estuvieron más fuertes que el promedio durante este periodo. El agua precipitable muestra valores por debajo del promedio en abril y mayo. Las condiciones anómalamente secas sobre la región del Orinoco pueden explicarse debido a un anticiclón fuerte y a vientos en niveles bajos más fuertes que generan una mayor divergencia (y menor acumulación de humedad) sobre la región.

En la Figura 5.11 (panel inferior) se observa una circulación anticiclónica entre mayo y julio de 2015. Las anomalías del viento en niveles medios muestran que la circulación anticiclónica se fortalece entre marzo y julio (Figura 5.11 y Figura A5.15). Los vientos del este son fuertes en mayo y junio. La HR a 500 hPa estuvo por debajo del promedio en enero, febrero, marzo, abril (SORI y NAMA), mayo, junio y agosto (SORI; Figura 5.11 y Figura A5.16). Durante enero, marzo, mayo, junio y agosto, se observan condiciones especialmente secas sobre el norte de Suramérica, incluyendo vientos alisios fuertes, nuevamente asociados con la rama sur de una circulación anticiclónica fuerte sobre el Atlántico. De este modo, las condiciones secas a 500 hPa sobre el Orinoco durante estos meses pueden asociarse con el transporte de aire relativamente más seco desde el norte y/o divergencia sobre el Orinoco por la presencia de vientos alisios fuertes asociados con estructuras anticiclónicas de escala regional.

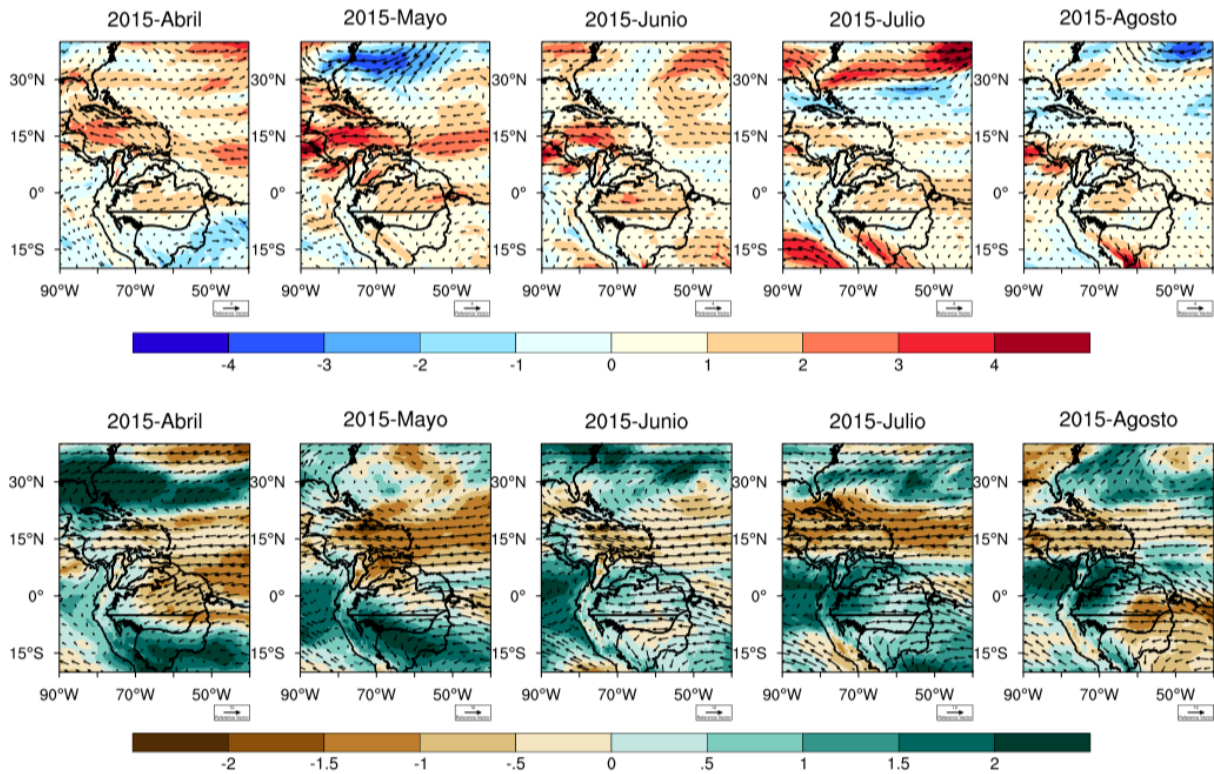


Figura 5.10. Arriba: anomalías de viento (m/s) a 850 hPa. Abajo: anomalías estandarizadas de TCWV (colores) y viento a 850 hPa (vectores) durante la etapa inicial de la sequía 2015-2016

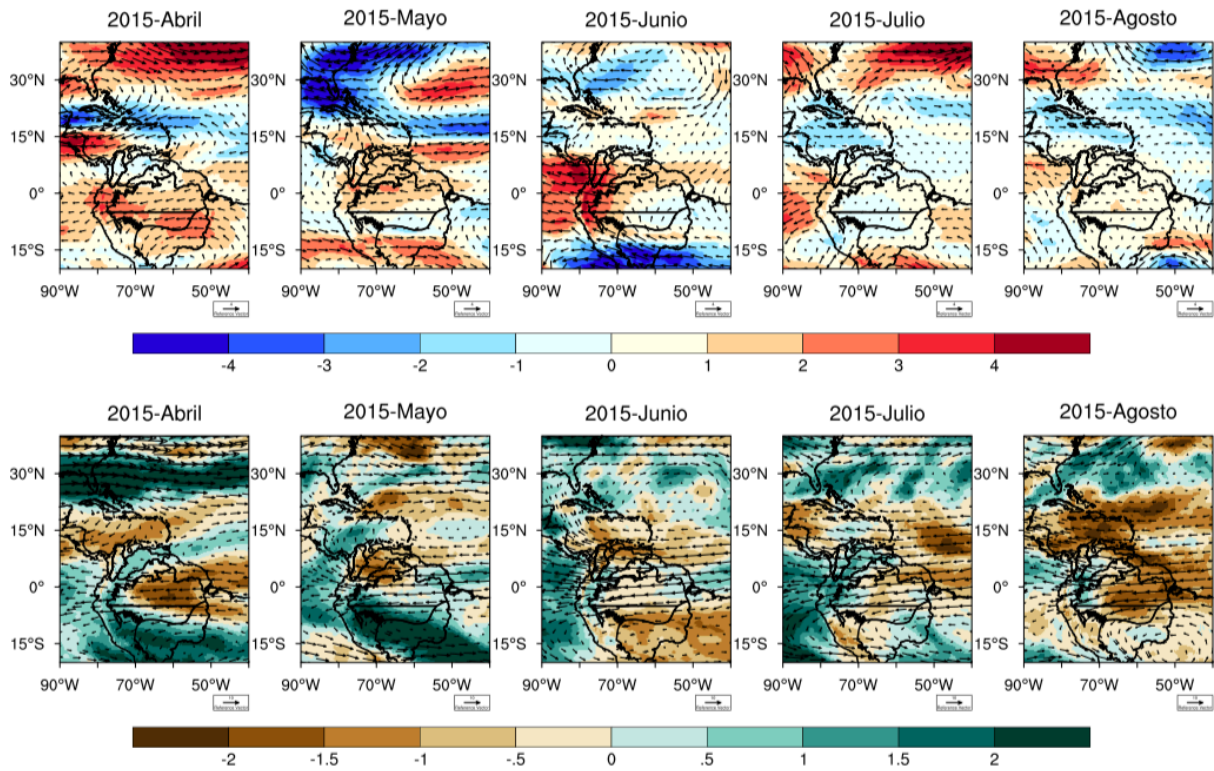


Figura 5.11. Arriba: anomalías del viento (m/s) a 500 hPa. Abajo: anomalías estandarizadas de HR a 500 hPa (colores) y viento a 500 hPa (vectores) durante la etapa final de la sequía 2015-2016

5.2.6. Etapa intermedia de la sequía 2015-2016

Durante la etapa intermedia de la sequía 2015-2016, se observa una circulación anticiclónica en niveles bajos de la troposfera (i.e., de septiembre a diciembre). Las anomalías del viento en estos niveles muestran un fortalecimiento del anticiclón, principalmente en diciembre (Figuras 5.12, panel superior). Sin embargo, el agua precipitable muestra valores por debajo del promedio sólo en el mes de septiembre (Figura 5.12, panel inferior).

Para la etapa intermedia de la sequía 2015-2016, se observa una circulación anticiclónica en niveles medios entre septiembre y diciembre. Las anomalías del viento a 500 hPa muestran que la circulación anticiclónica se fortalece en los meses octubre y noviembre (Figura 5.13, panel superior). La HR a 500 hPa estuvo por debajo del promedio en septiembre y octubre. Específicamente, durante septiembre se notan condiciones secas sobre el norte de Suramérica, incluyendo vientos alisios fuertes, nuevamente asociados con la rama sur de una circulación anticiclónica sobre el Atlántico. De este modo, las condiciones secas a 500 hPa sobre el Orinoco en estos meses pueden asociarse con el transporte de aire relativamente más seco desde el norte y/o divergencia sobre el Orinoco por la ocurrencia de vientos alisios fuertes asociados con estructuras anticiclónicas de escala regional.

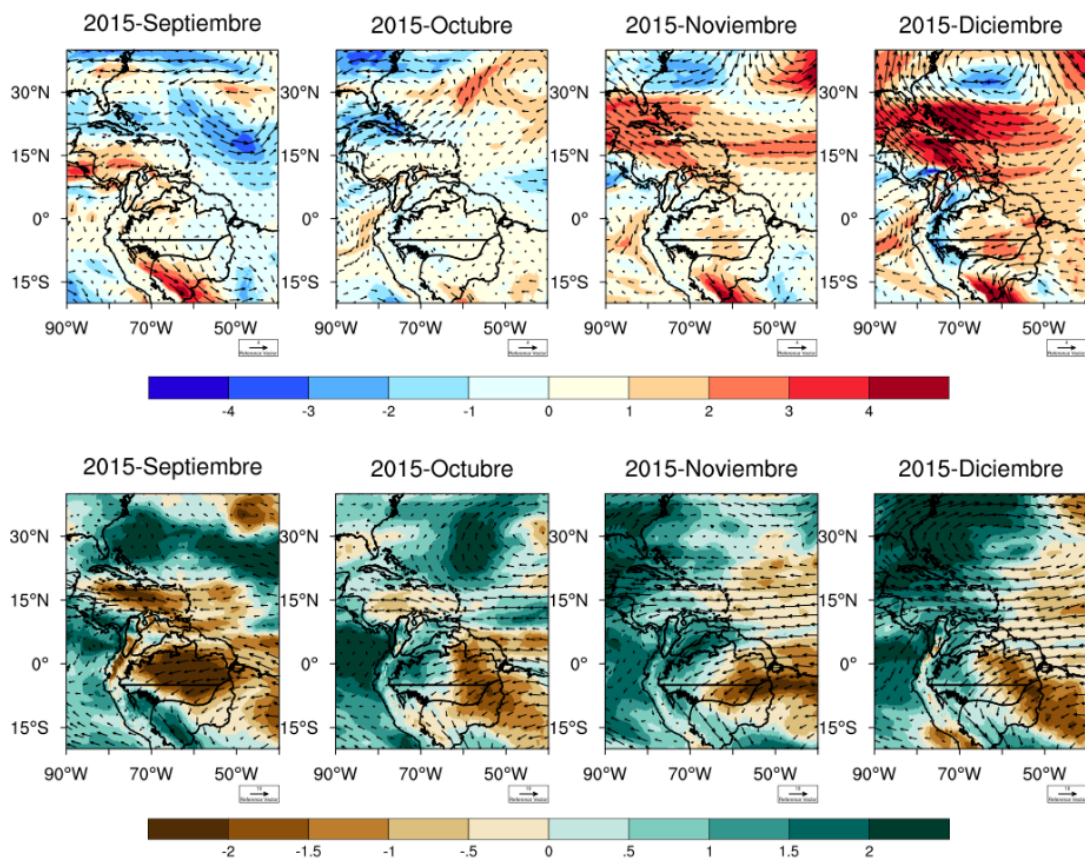


Figura 5.12. Arriba: anomalías de la magnitud del viento (m/s) y resta de vectores a 850 hPa. Abajo: anomalías estandarizadas de TCWV (colores) y viento a 850 hPa (vectores) durante la etapa intermedia de la sequía 2015-2016

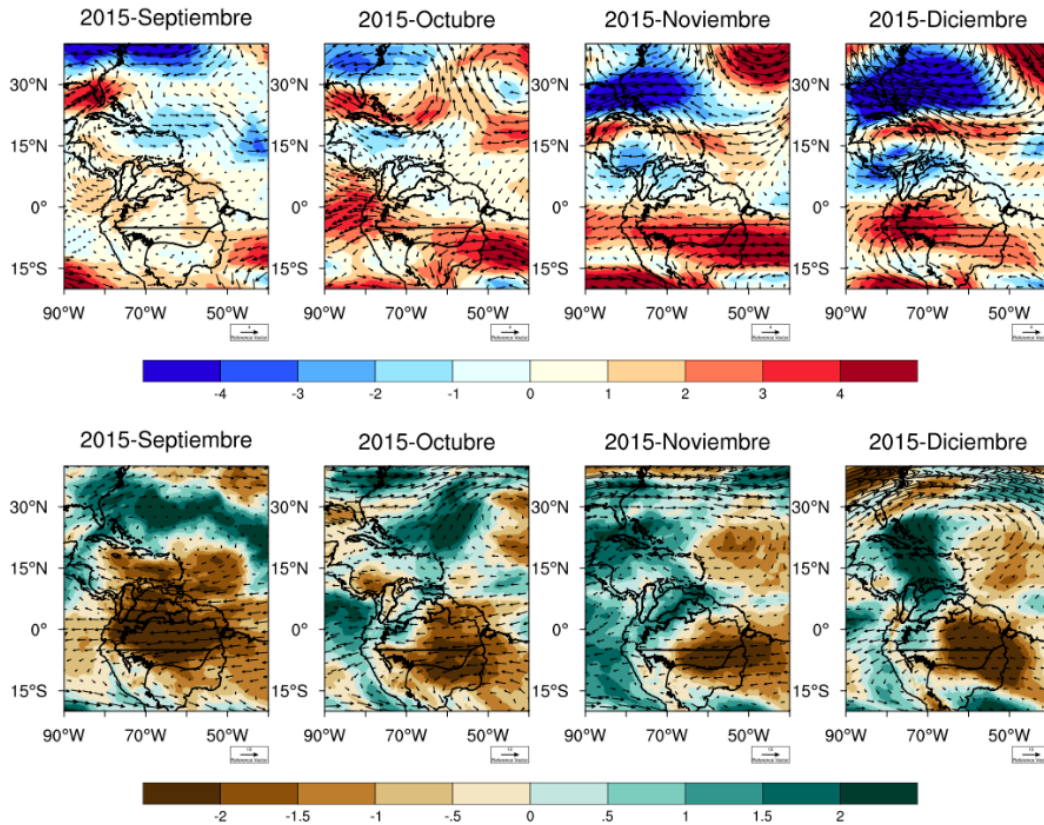


Figura 5.13. Arriba: anomalías del viento (m/s) a 500 hPa. Abajo: anomalías estandarizadas de HR a 500 hPa (colores) y viento a 500 hPa (vectores) durante la etapa intermedia de la sequía 2015-2016

5.2.7. Etapa final de la sequía 2015-2016

En la etapa final de la sequía 2015-2016 se observa un anticiclón de bajo nivel sobre el Atlántico. Las anomalías del viento a 850 hPa muestran anomalías anticiclónicas sobre el Atlántico en los meses de marzo, mayo y diciembre (Figura 5.14, panel inferior). Adicionalmente, sobre la región del Orinoco se presentaron condiciones anómalamente débiles del viento en niveles bajos entre enero y abril (esto significa un OLLJ débil). El agua precipitable sobre el Orinoco estuvo por debajo del promedio entre enero y marzo, meses en los que se presentó un sistema anticiclónico más fuerte de lo usual (Figura 5.14).

En el nivel de 500 hPa, se observa una circulación anticiclónica en enero y marzo (Figura 5.15, panel inferior). Se observa, además, un fortalecimiento de la circulación anticiclónica en estos meses (Figuras 5.15, panel superior). Sobre el Orinoco, los vientos del este fueron anómalamente fuertes en los meses de enero y marzo, condición favorable para un debilitamiento en la acumulación de humedad. Para el final de la sequía 2015-2016, la HR sobre el Orinoco estuvo por debajo del promedio entre enero y marzo. Las anomalías negativas de HR sobre el Orinoco tienden a coincidir con vientos alisios fuertes y/o con la rama sur de la circulación anticiclónica sobre el Atlántico.

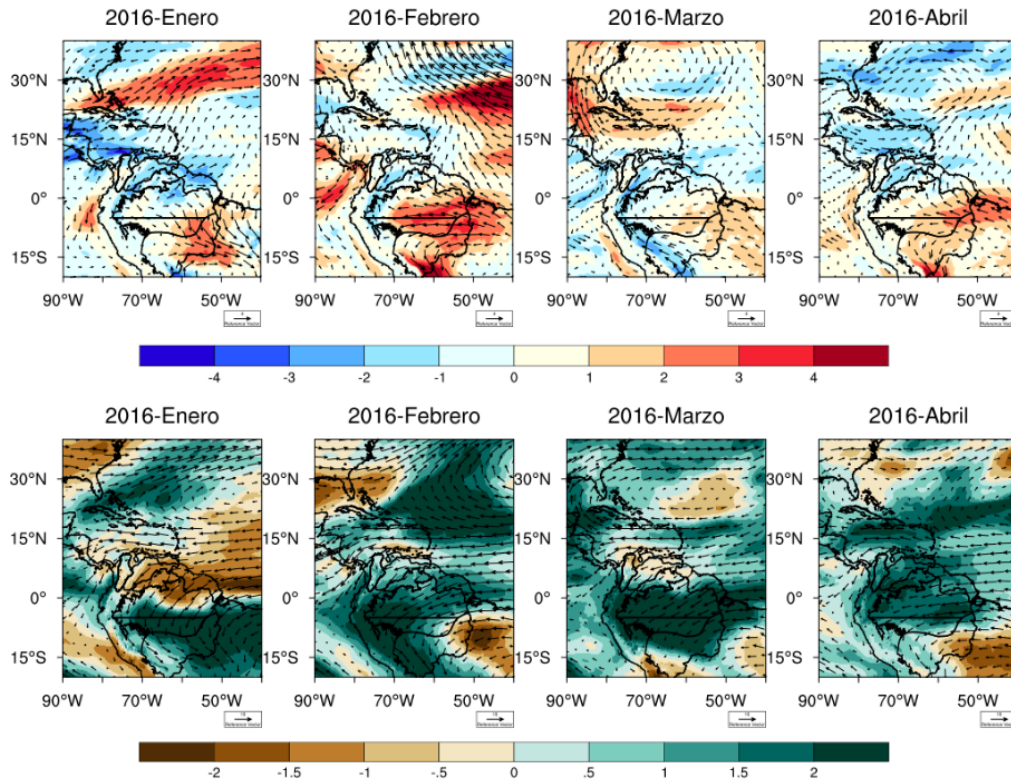


Figura 5.14. Arriba: anomalías de viento (m/s) a 850 hPa. Abajo: anomalías estandarizadas de TCWV (colores) y viento a 850 hPa (vectores) durante la etapa final de la sequía 2015-2016

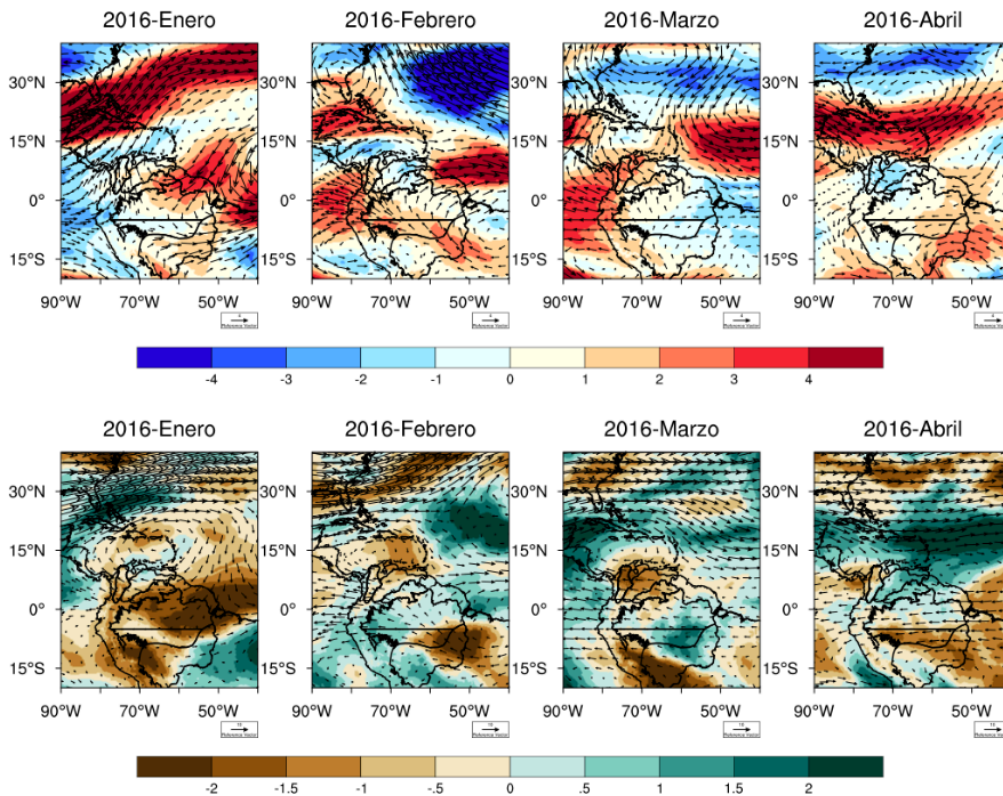


Figura 5.15. Arriba: anomalías del viento (m/s) a 500 hPa. Abajo: anomalías estandarizadas de HR a 500 hPa (colores) y viento a 500 hPa (vectores) durante la etapa final de la sequía 2015-2016

5.3. Evolución temporal de la precipitación durante el periodo 2012-2016

En la Figura 5.16 se observa que entre noviembre de 2014 y mayo de 2016 ocurrió un evento El Niño. Adicionalmente, durante este evento El Niño se observan las anomalías más positivas de la altura geopotencial en niveles medios sobre el TNA, que a su vez favorece que los vientos alisios sean más fuertes entre abril y octubre de 2015 (ver Figura 5.2). Algo similar se observa en el evento de sequía anterior (2009-2010), en la que también se identifica la ocurrencia simultánea de un evento El Niño, anomalías positivas de altura geopotencial a 500hPa y vientos alisios anormalmente fuertes. Es importante resaltar que el sistema de alta presión sobre el océano Atlántico propició condiciones secas sobre la Orinoquia (principalmente en NORI desde 2012) y en general sobre el norte de Suramérica durante el periodo 2012-2016, intensificando las anomalías negativas de precipitación generadas debido a la ocurrencia de condiciones El Niño.

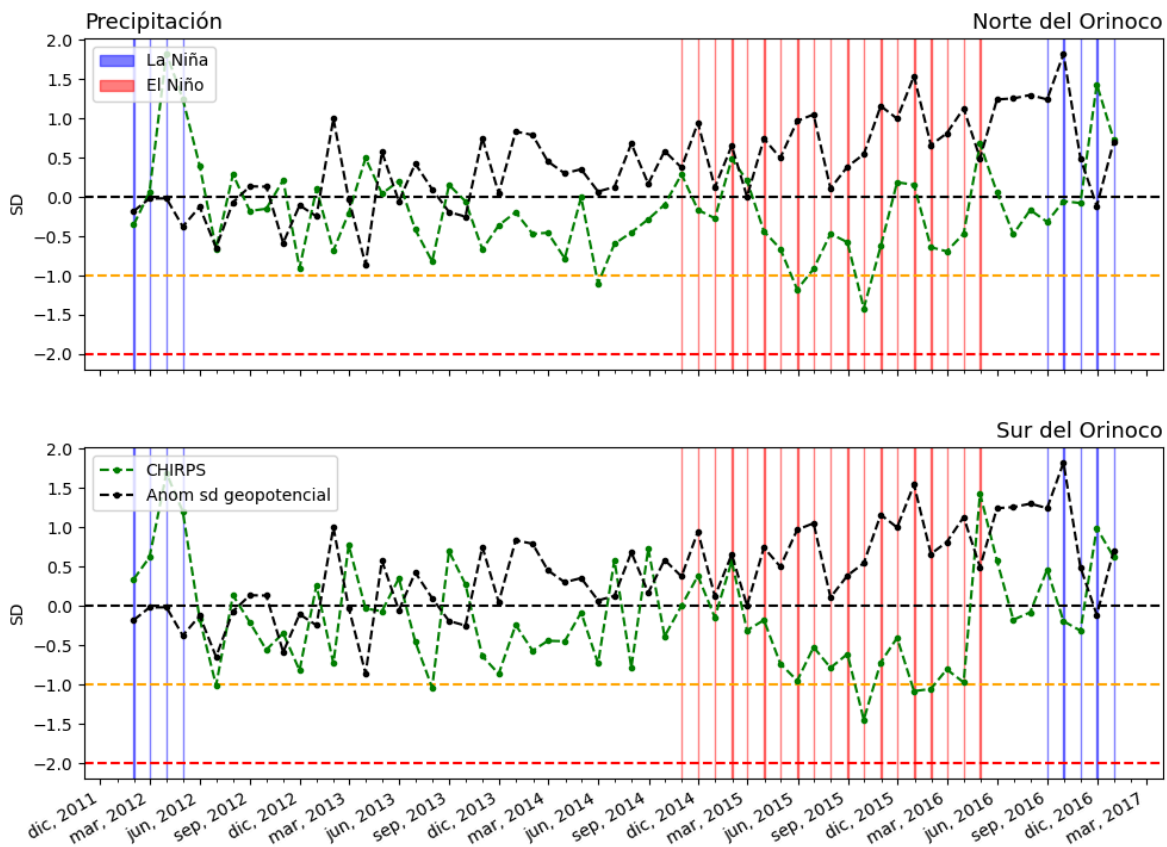


Figura 5.16. Series de tiempo de anomalías estandarizadas de precipitación según CHIRPS (línea verde) y anomalías estandarizadas de altura geopotencial a 500 hPa en el TNA (15°N-45°N; 85°W-35°W) según ERA5 (línea negra) durante el periodo 2012-2016, para el norte del Orinoco (arriba) y sur del Orinoco (abajo). Las líneas rojas (azules) indican la ocurrencia de condiciones El Niño (La Niña). Las líneas punteadas indican los umbrales de sequías severas (amarillo) y extremas (rojo)

5.4. Comportamiento espacial de la precipitación, la evapotranspiración, la humedad del suelo y el NDVI durante el periodo 2012-2016

En las Figuras 5.17 a 5.21 se presenta el comportamiento espacial de las anomalías estandarizadas de precipitación para los años 2012, 2013, 2014, 2015 y 2016, según CHIRPS. En general, se observa la ocurrencia de condiciones secas desde el año 2012 sobre el norte de Suramérica (i.e., parches de déficit en el norte de Suramérica). Estas condiciones permanecieron durante el 2013. Las condiciones secas aumentaron, principalmente en la región más al norte del continente, durante los años 2014 y 2015. Para el año 2016, las condiciones de déficit de precipitación se mantuvieron hasta marzo.

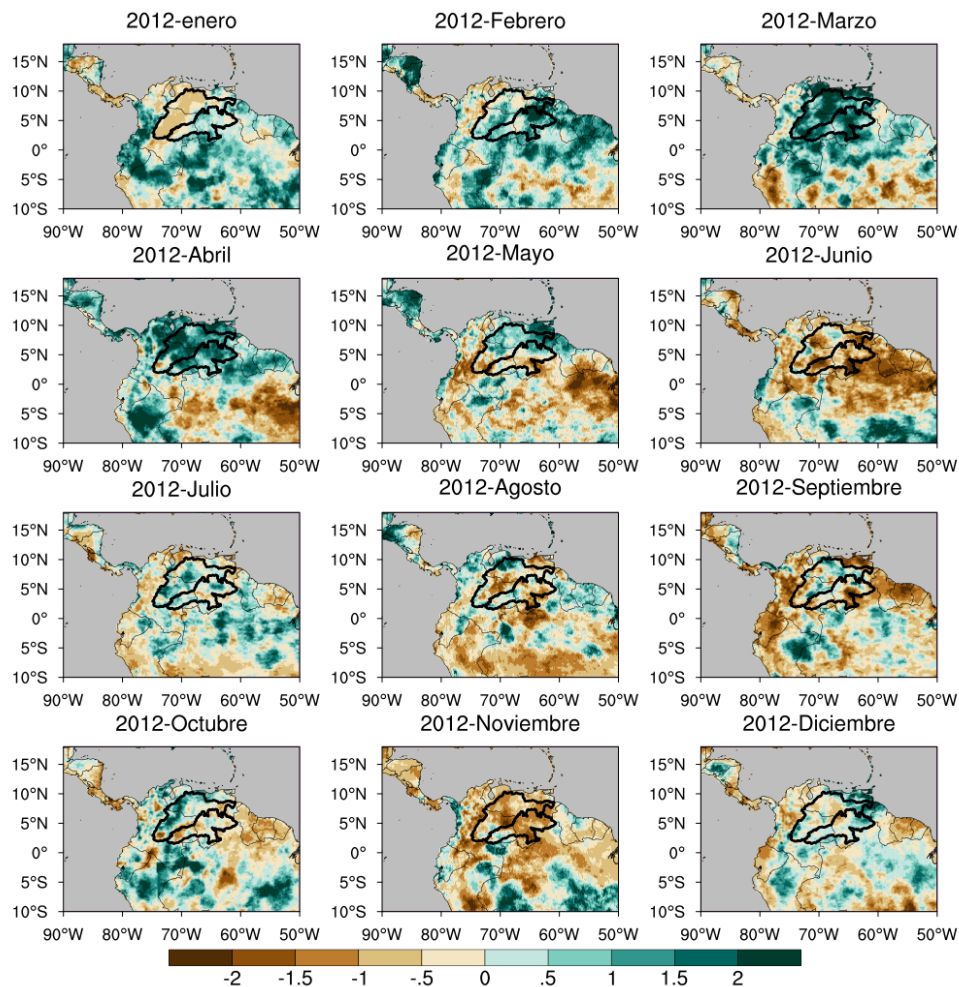


Figura 5.17. Comportamiento espacial de las anomalías estandarizadas de precipitación para el año 2012, según CHIRPS

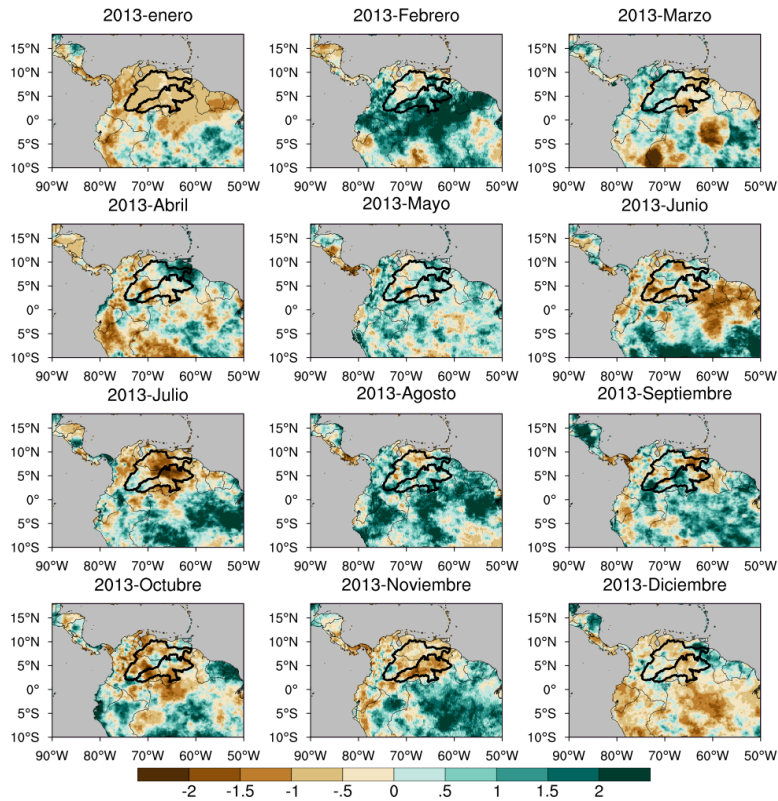


Figura 5.18. Comportamiento espacial de las anomalías estandarizadas de precipitación para el año 2013, según CHIRPS

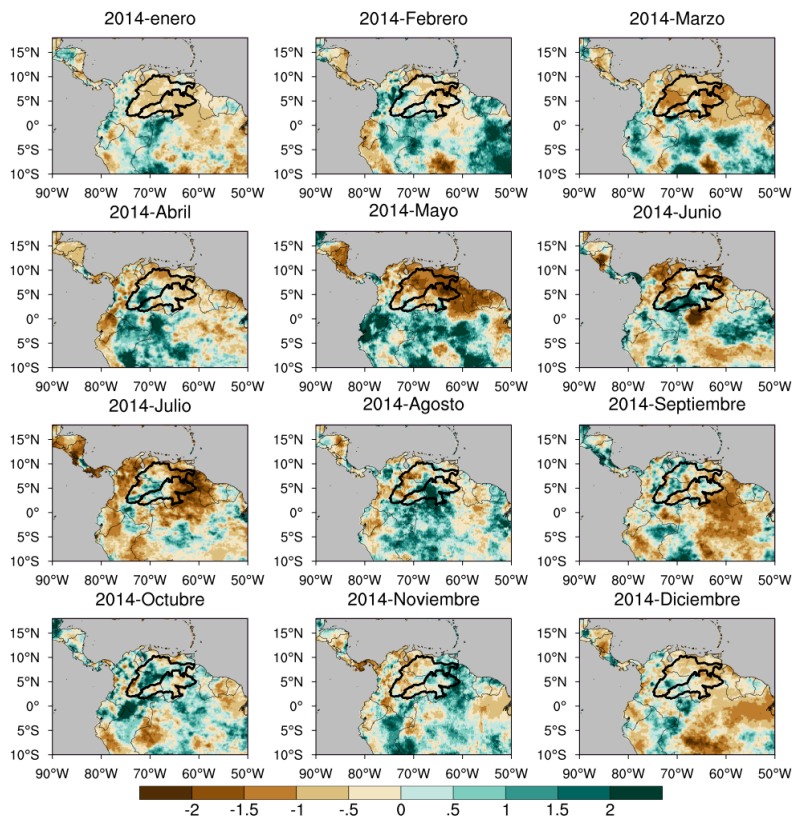


Figura 5.19. Comportamiento espacial de las anomalías estandarizadas de precipitación para el año 2014, según CHIRPS

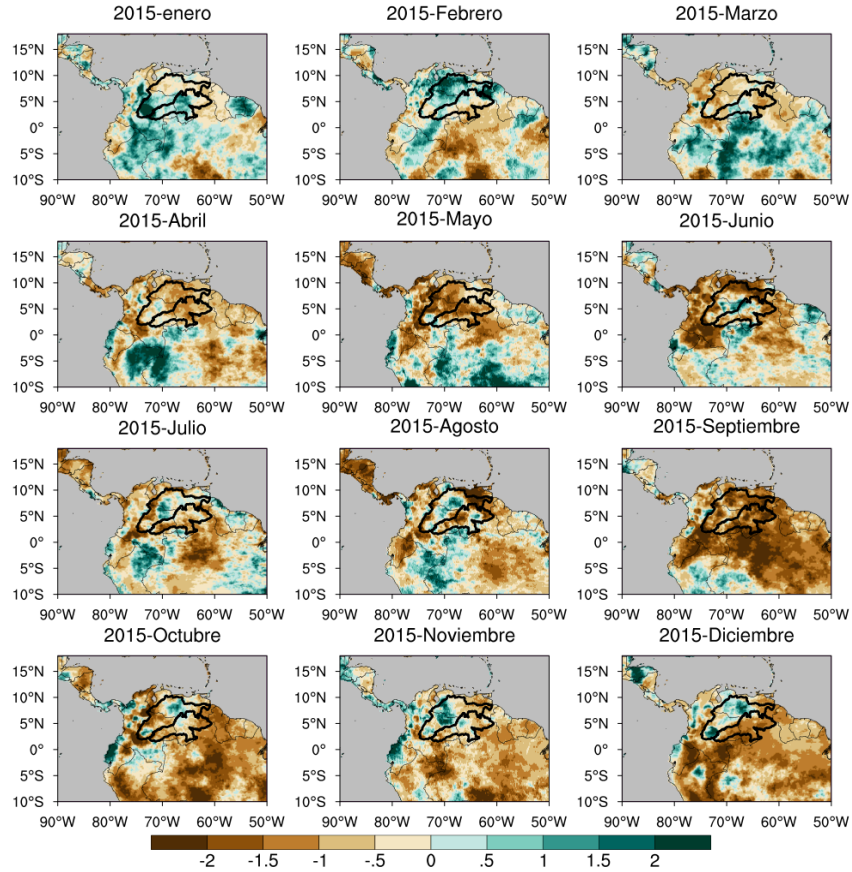


Figura 5.20. Comportamiento espacial de las anomalías estandarizadas de precipitación para el año 2015, según CHIRPS

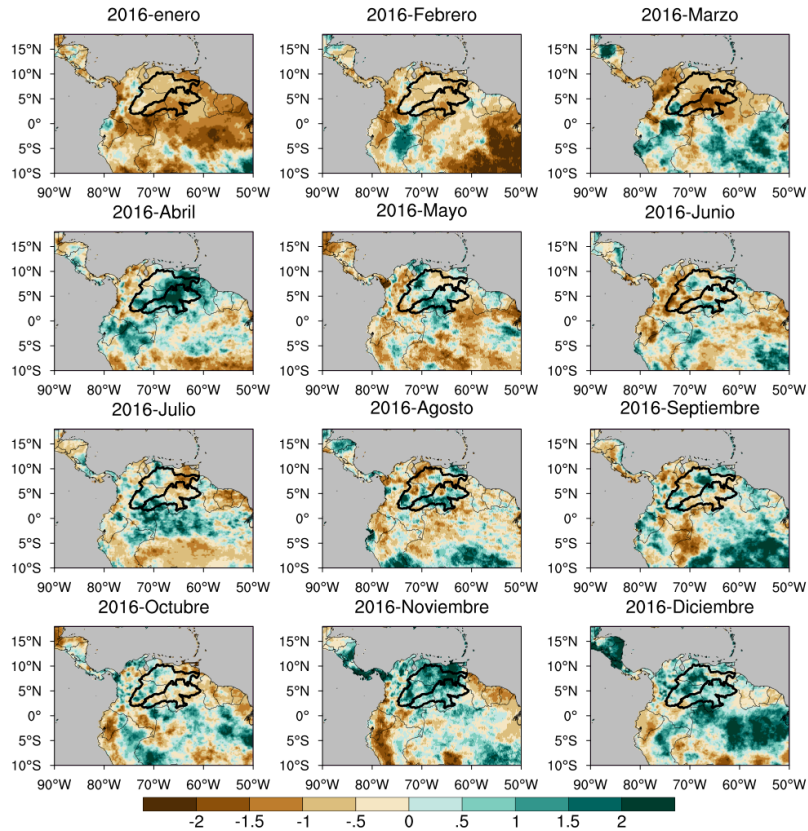


Figura 5.21. Comportamiento espacial de las anomalías estandarizadas de precipitación para el año 2016, según CHIRPS

El comportamiento espacial de la ET para el periodo 2012-2016 se muestra en las Figuras 5.22 a 5.26. En el año 2012, en general, la ET tiene un comportamiento inverso a la P (ver Figura 5.25). Por ejemplo, en los meses de enero, junio y noviembre, el déficit de P abarca un área extensa y, en estos meses, la ET presentó condiciones por encima del promedio en un área similar. Enero de 2013 empieza con déficit de ET. Este mes presentó déficit de P (el déficit de P estuvo desde noviembre de 2012; en estos meses (noviembre y diciembre) de déficit de P, la ET presentó condiciones por encima del promedio). En general, el déficit de precipitación en el año 2013 varió mucho espacio-temporalmente en el norte de Suramérica. Sin embargo, en el Orinoco prevalecieron condiciones secas. Por su parte, la ET tuvo un comportamiento espacial similar, con la predominancia de anomalías positivas. En el mes de agosto, la precipitación estuvo por encima del promedio y la ET por debajo del promedio (i.e., la ET responde a las variaciones de la Rn en superficie, cuando aún hay humedad disponible). En 2014, las condiciones secas aumentaron y predominaron a lo largo del año. La ET presentó condiciones por debajo del promedio en los meses de temporada seca (enero-abril). Para los meses posteriores, la ET presentó anomalías positivas, tal vez en respuesta a la precipitación de la época de lluvia. En los últimos meses del año, la ET presentó valores anómalos negativos, principalmente en octubre y diciembre (opuesto a la precipitación). 2015 fue el año con mayor déficit de P; en consecuencia, durante los tres primeros meses del año (temporada-seca + anomalías secas) prevalecieron las condiciones por debajo del promedio de la ET, aunque en general, el comportamiento de la ET fluctuó mucho sobre la cuenca de interés y el norte de Suramérica. Se destaca que en octubre, noviembre y diciembre, se observa un déficit de ET muy fuerte en las Guyanas y en la zona noreste de Brasil. Por último, de nuevo en el periodo de enero a marzo de 2016 (temporada seca + anomalías secas) se observan condiciones de ET por debajo del promedio. En estos meses, aún continúa el déficit de P. Luego, en el transcurso del año, comienzan a predominar condiciones cercenar al promedio y condiciones más húmedas.

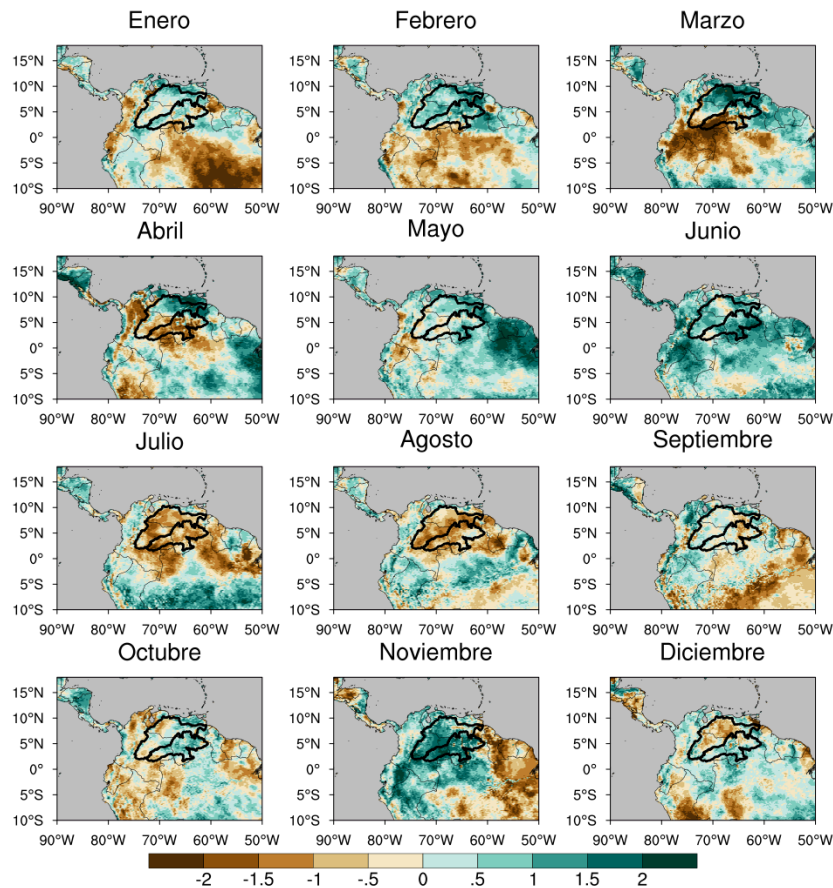


Figura 5.22. Comportamiento espacial de las anomalías estandarizadas de evapotranspiración para el año 2012, según ERA5-Land

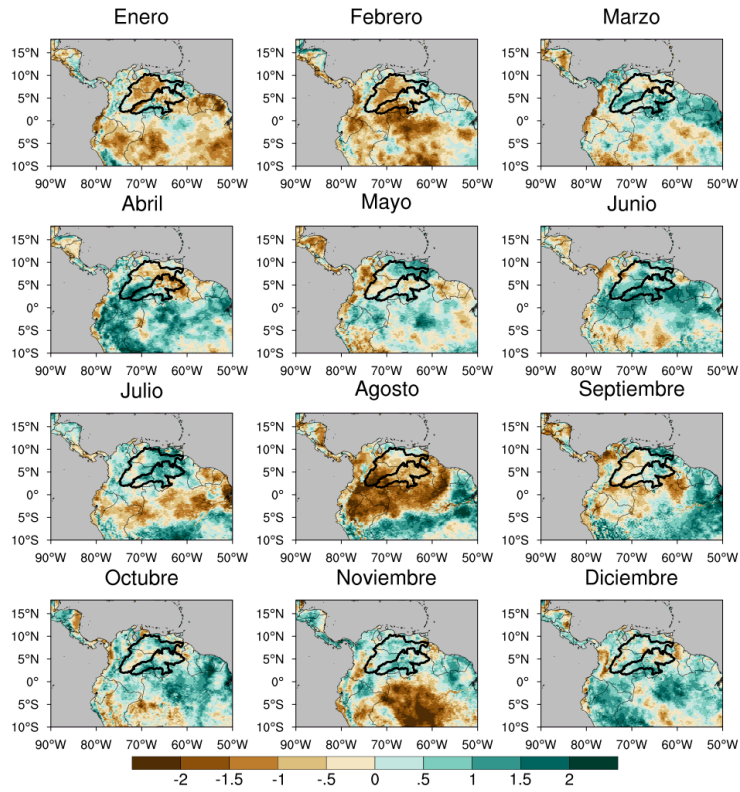


Figura 5.23. Comportamiento espacial de las anomalías estandarizadas de evapotranspiración para el año 2013, según ERA5-Land

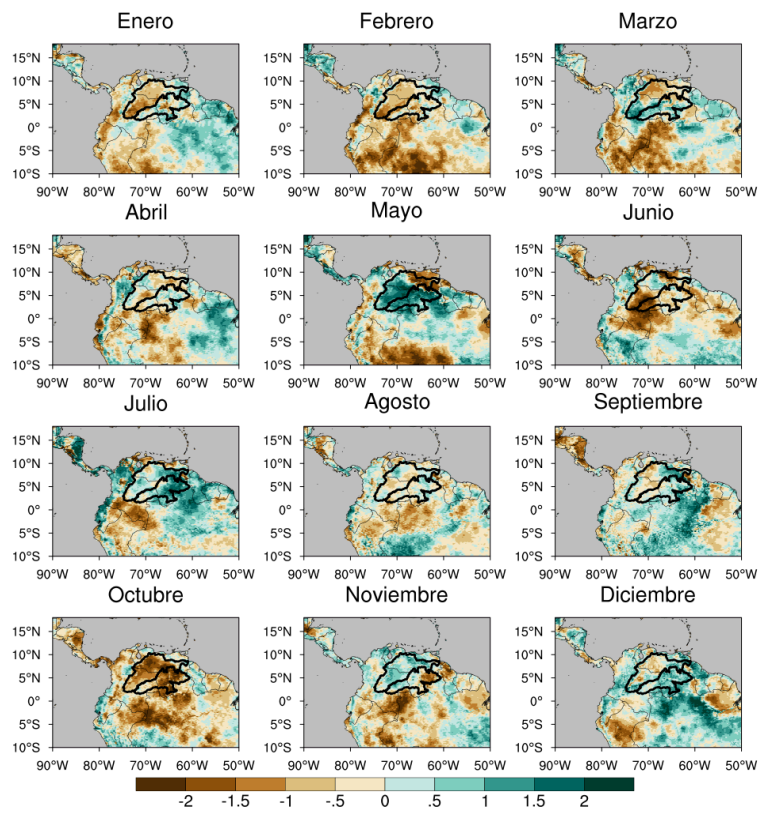


Figura 5.24. Comportamiento espacial de las anomalías estandarizadas de evapotranspiración para el año 2014, según ERA5-Land

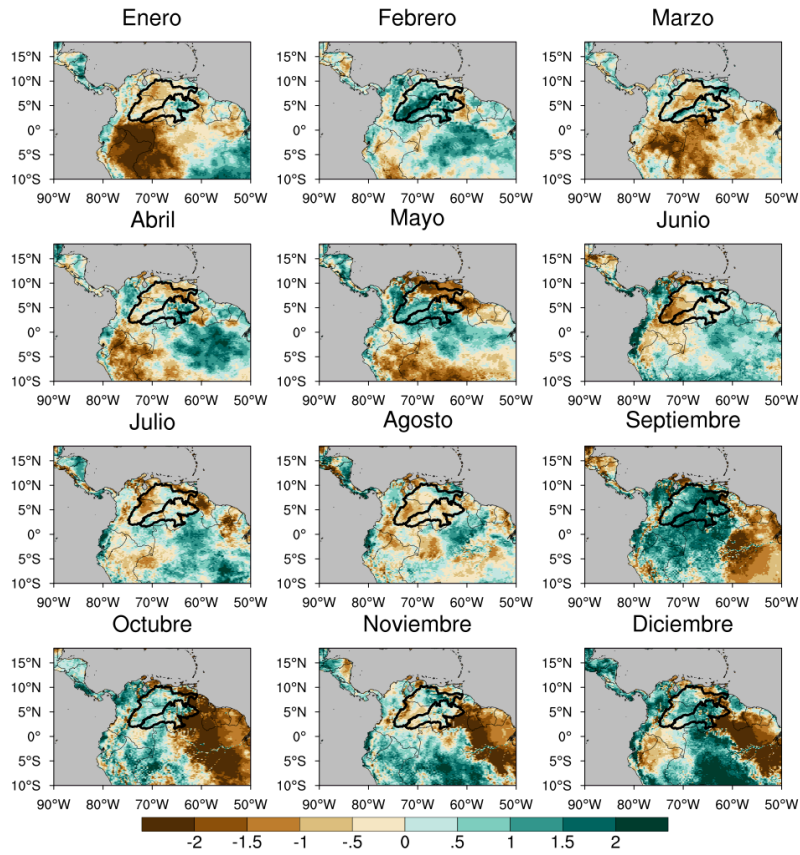


Figura 5.25. Comportamiento espacial de las anomalías estandarizadas de evapotranspiración para el año 2015, según ERA5-Land

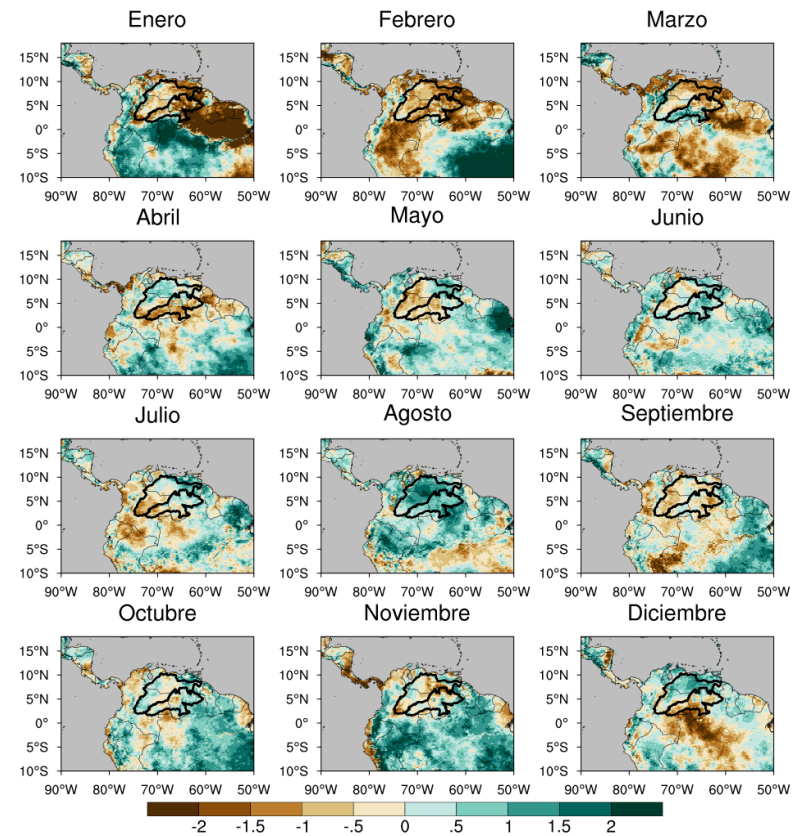


Figura 5.26. Comportamiento espacial de las anomalías estandarizadas de evapotranspiración para el año 2016, según ERA5-Land

En general, durante el periodo 2012-2016, la humedad del suelo en el norte de Suramérica fue decreciendo progresivamente hasta alcanzar valores que superan en magnitud las 2 SD, y abarcan la mayor área sobre el continente durante el periodo de octubre de 2015 a marzo de 2016 (ver Figura 3.27 a Figura 3.31). Sobre la región de interés, la SM obtuvo valores positivos durante los meses de temporada húmeda del año 2013. Luego volvieron las condiciones secas del suelo en los meses de transición a temporada seca. Se observa que los meses de temporada seca (enero, febrero, marzo) se identifica el mayor déficit de SM durante la sequía meteorológica.

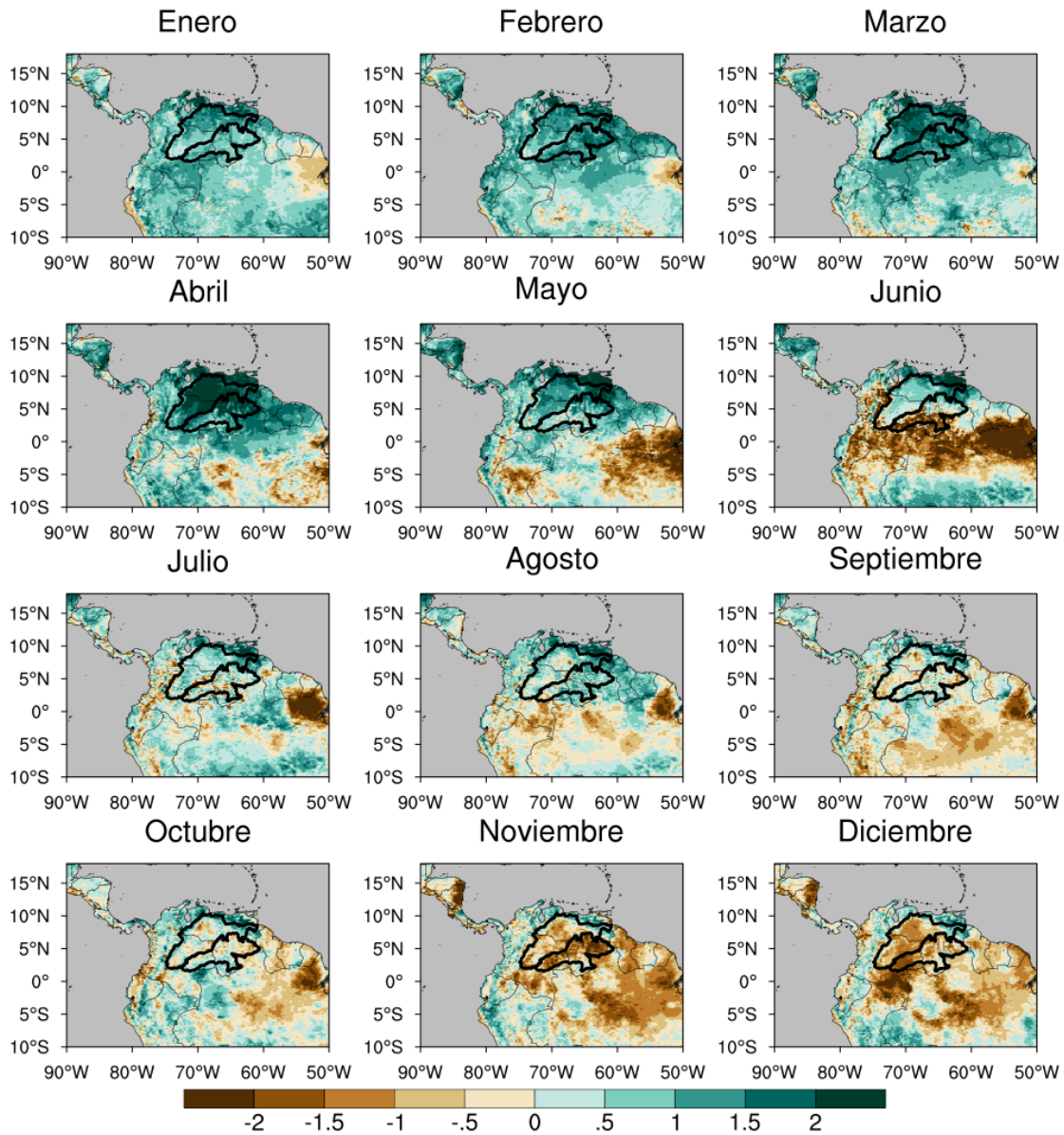


Figura 5.27. Comportamiento espacial de las anomalías estandarizadas de la humedad del suelo para el año 2012, según ERA5-Land

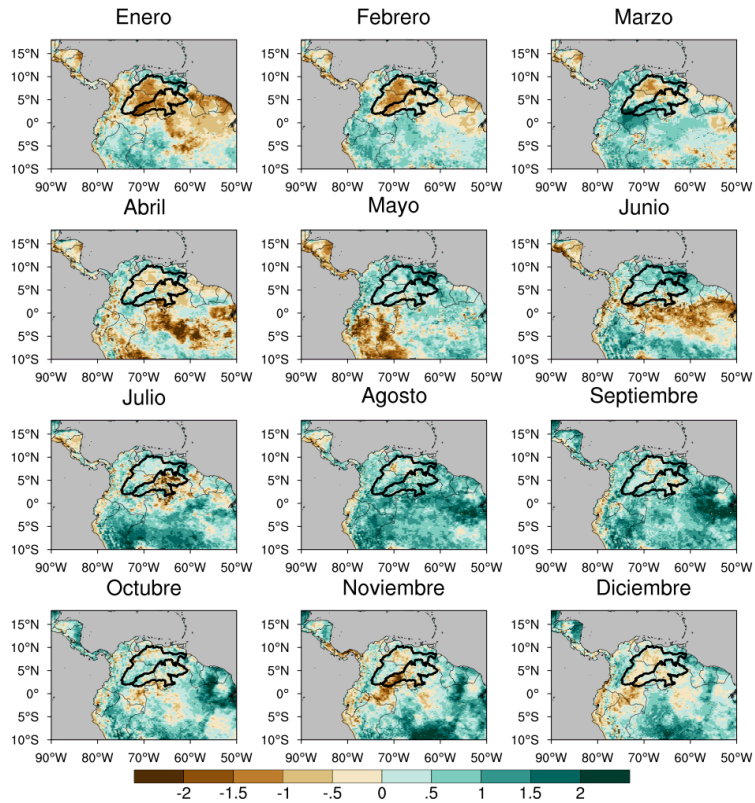


Figura 5.28. Comportamiento espacial de las anomalías estandarizadas de la humedad del suelo para el año 2013, según ERA5-Land

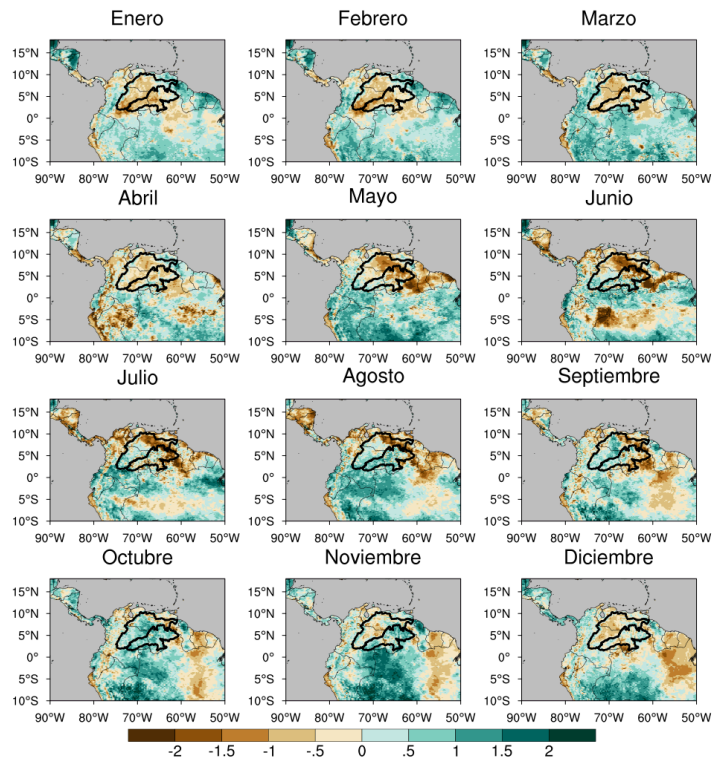


Figura 5.29. Comportamiento espacial de las anomalías estandarizadas de la humedad del suelo para el año 2014, según ERA5-Land

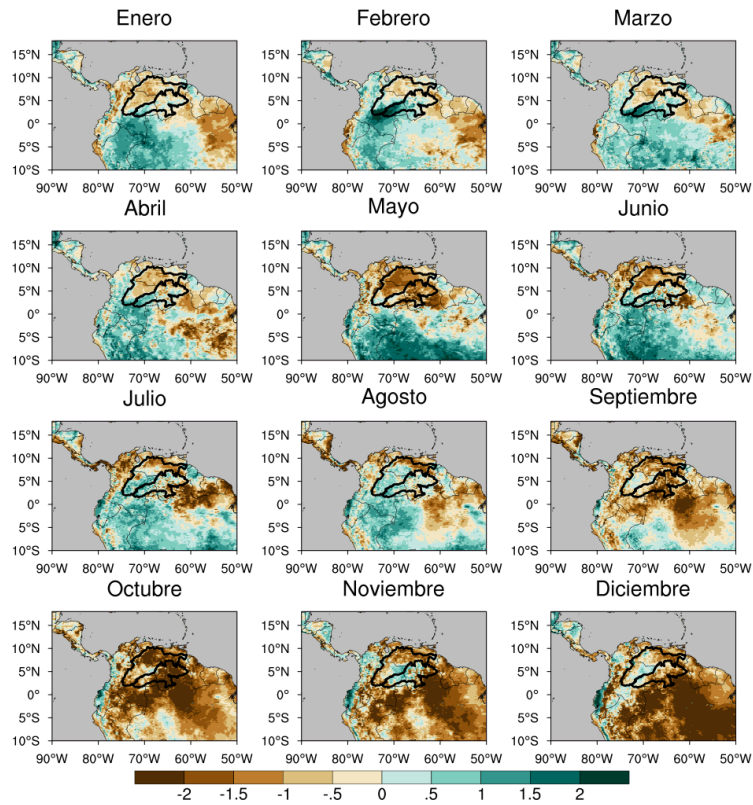


Figura 5.30. Comportamiento espacial de las anomalías estandarizadas de la humedad del suelo para el año 2015, según ERA5-Land

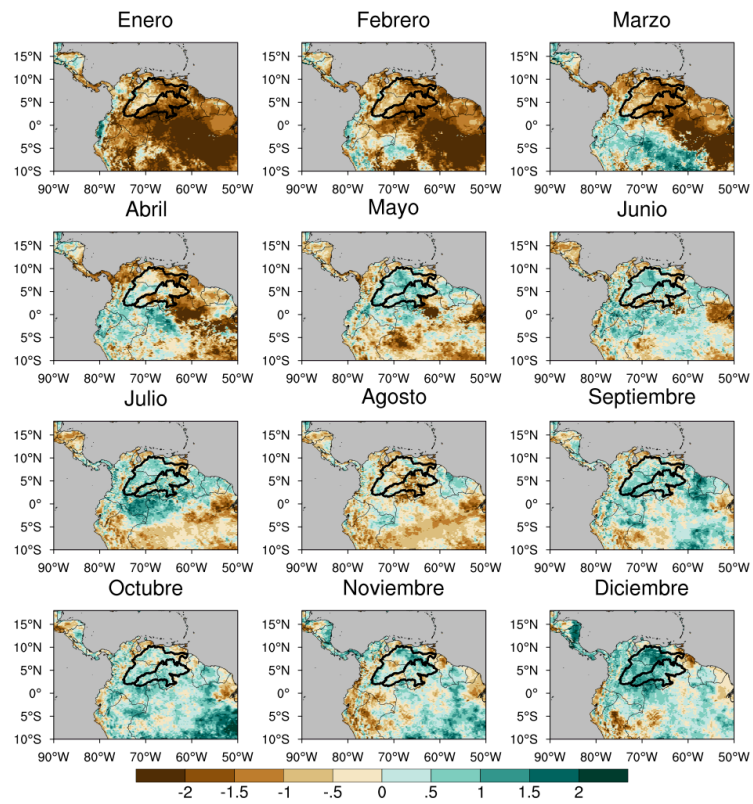


Figura 5.31. Comportamiento espacial de las anomalías estandarizadas de la humedad del suelo para el año 2016, según ERA5-Land

El comportamiento espacial del NDVI durante el periodo 2012-2016 se muestra entre la Figura 5.32 y la Figura 5.36. En general, durante los años 2012 y 2013, el NDVI en el Orinoco y el norte de Suramérica estuvo por debajo del promedio. En contraste, durante los años 2014, 2015 y 2016, el NDVI presentó principalmente condiciones por encima del promedio en el norte de Sudamérica, incluida la región del Orinoco.

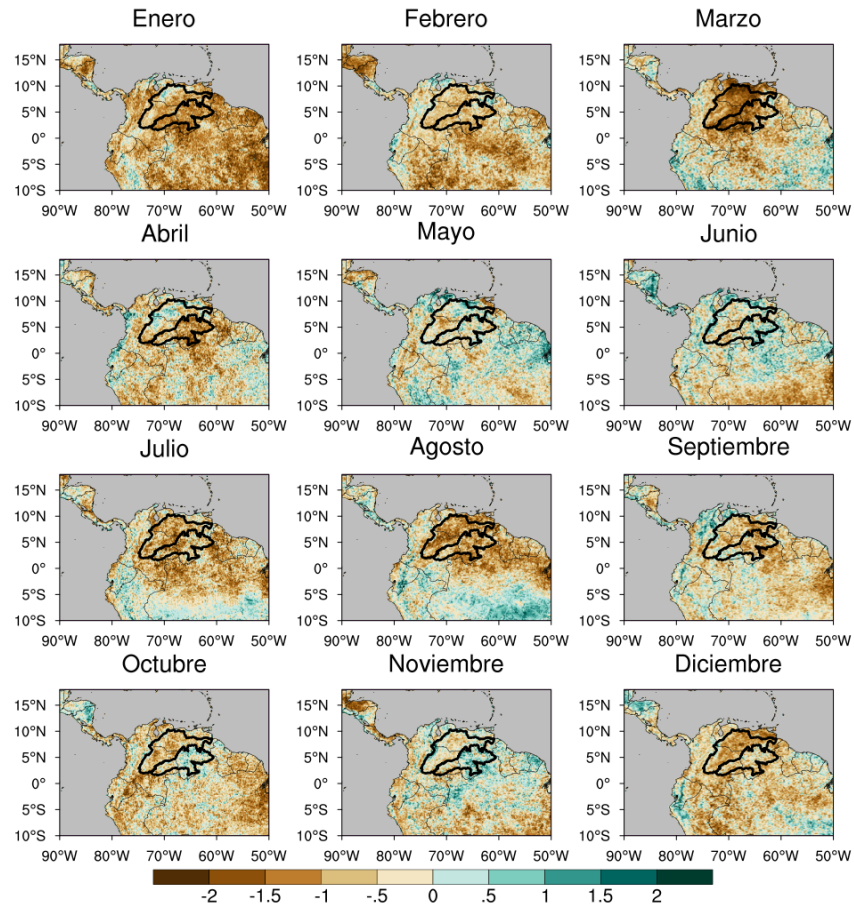


Figura 5.32. Comportamiento espacial de las anomalías estandarizadas de NDVI para el año 2012, según AVHRR

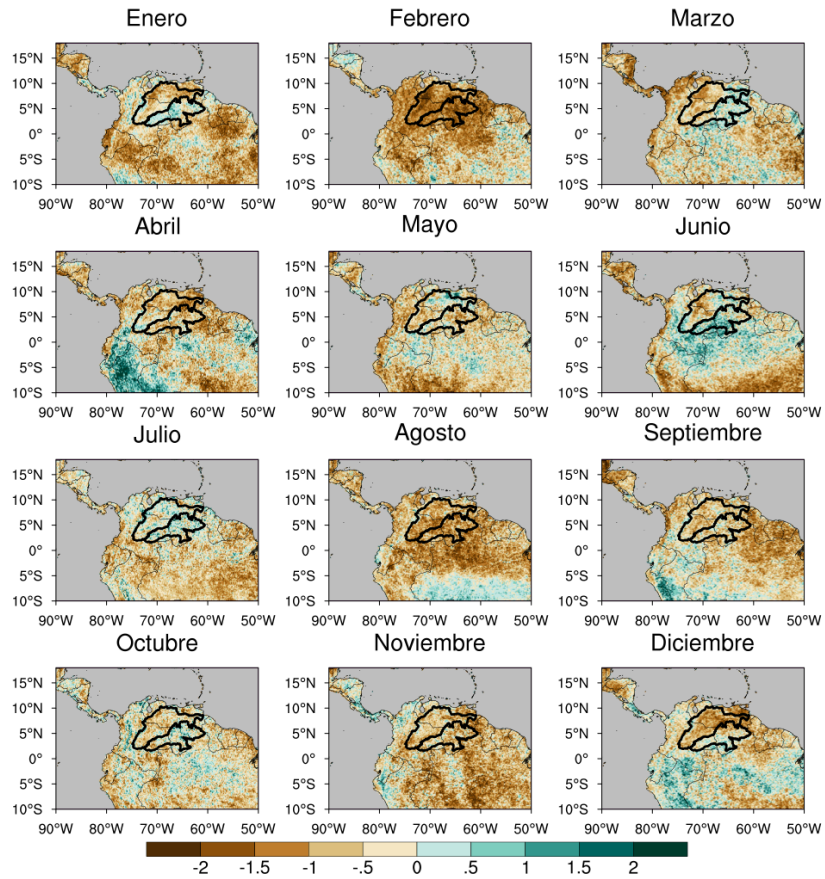


Figura 5.33. Comportamiento espacial de las anomalías estandarizadas de NDVI para el año 2013 según AVHRR

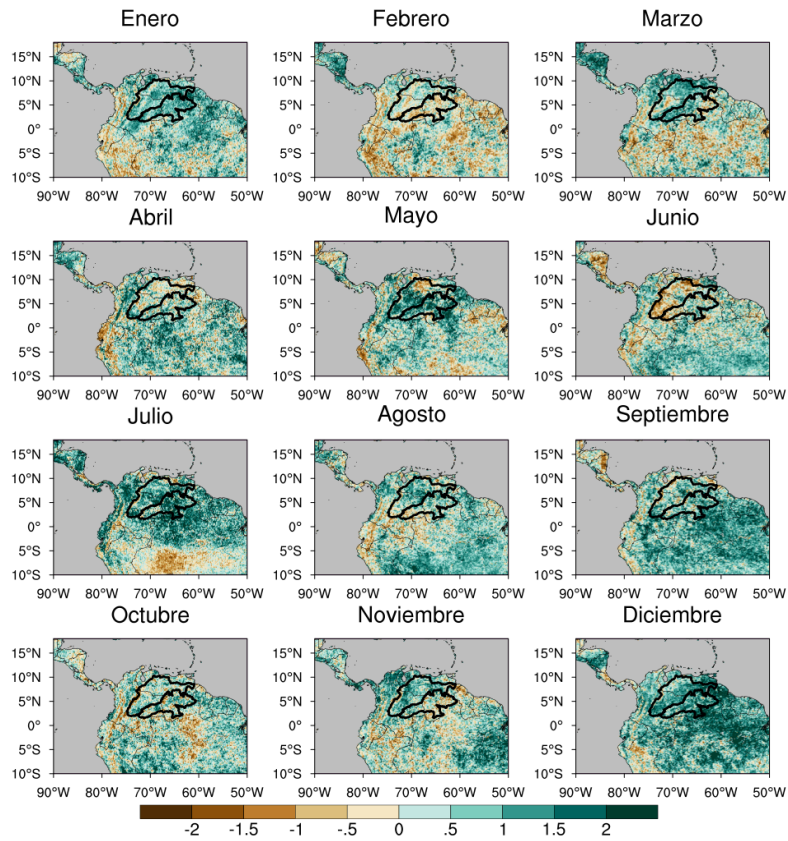


Figura 5.34. Comportamiento espacial de las anomalías estandarizadas de NDVI para el año 2014 según AVHRR

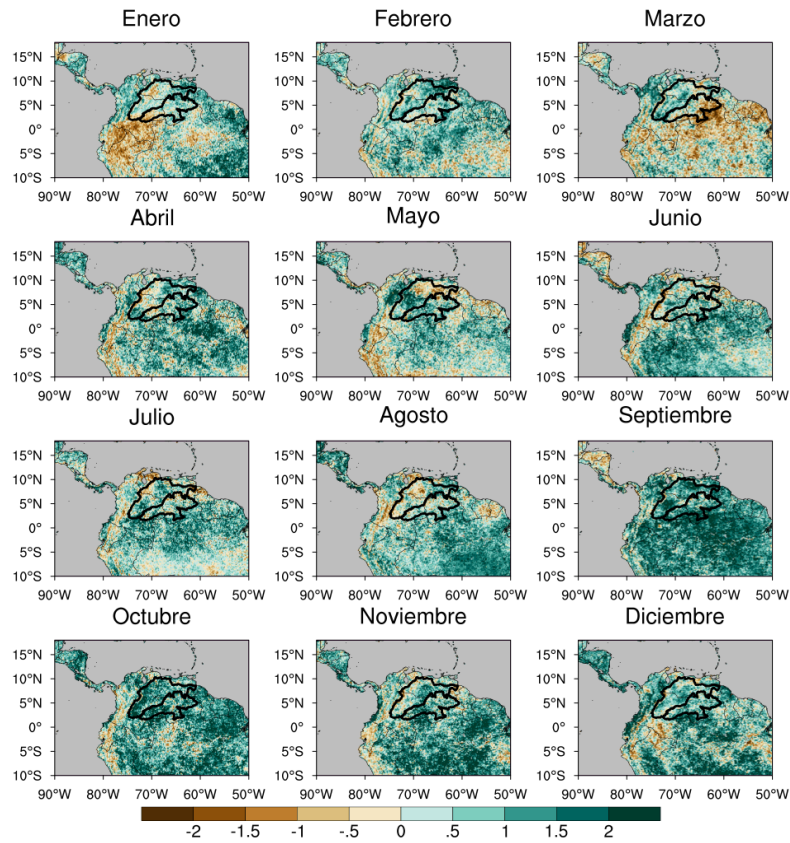


Figura 5.35. Comportamiento espacial de las anomalías estandarizadas de NDVI para el año 2015 según AVHRR

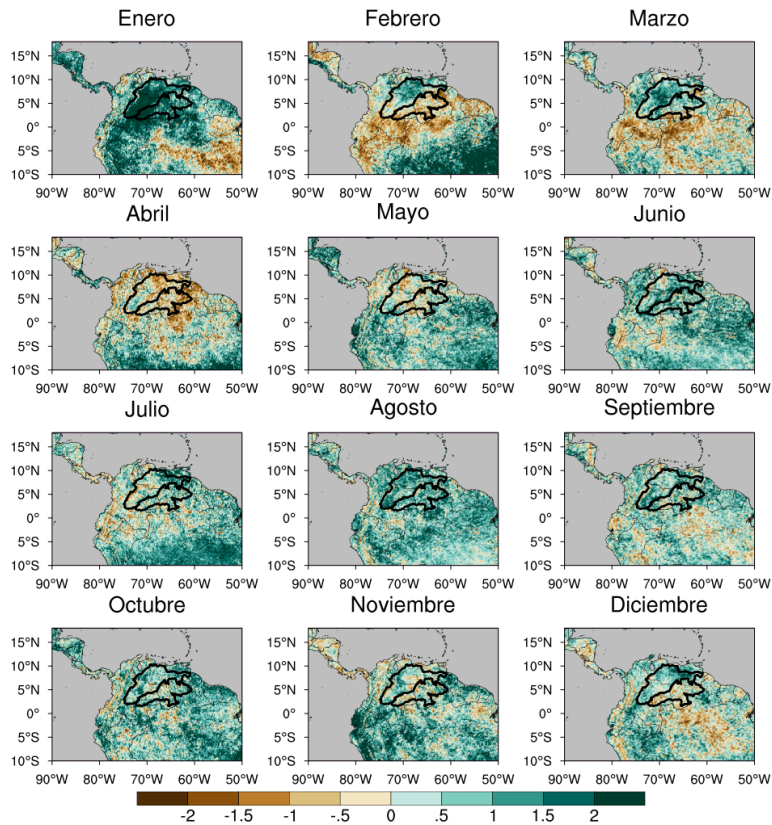


Figura 5.36. Comportamiento espacial de las anomalías estandarizadas de NDVI para el año 2016 según AVHRR

5.5. Evolución temporal de la precipitación, la humedad del suelo, la evapotranspiración, el NDVI y la radiación neta en superficie durante el periodo 2012-2016

Para el periodo 2012-2016, el déficit de precipitación comenzó en junio de 2012. En general, se observa que los mayores déficits de precipitación coinciden con máximos de Rn (esto es, radiación extra por la ausencia de nubes). La humedad del suelo para ambas regiones responde muy rápido cuando hay déficit o aumento de la precipitación. Es importante mencionar que la SM en NORI estuvo por debajo del promedio durante el periodo febrero de 2013 a octubre de 2014 (durante este periodo hubo múltiples reportes de prensa en el país que hablaban de una sequía en el departamento del Casanare, ubicado en NORI). Adicionalmente, la SM presentó valores por debajo del promedio en NORI, entre diciembre de 2014 y junio de 2016 (toma valores positivos dos meses después de que se recupera la precipitación). Para el año 2016, la ET presenta valores de déficit durante los primeros meses del año, debido al déficit de humedad en el suelo (Figura 5.37).

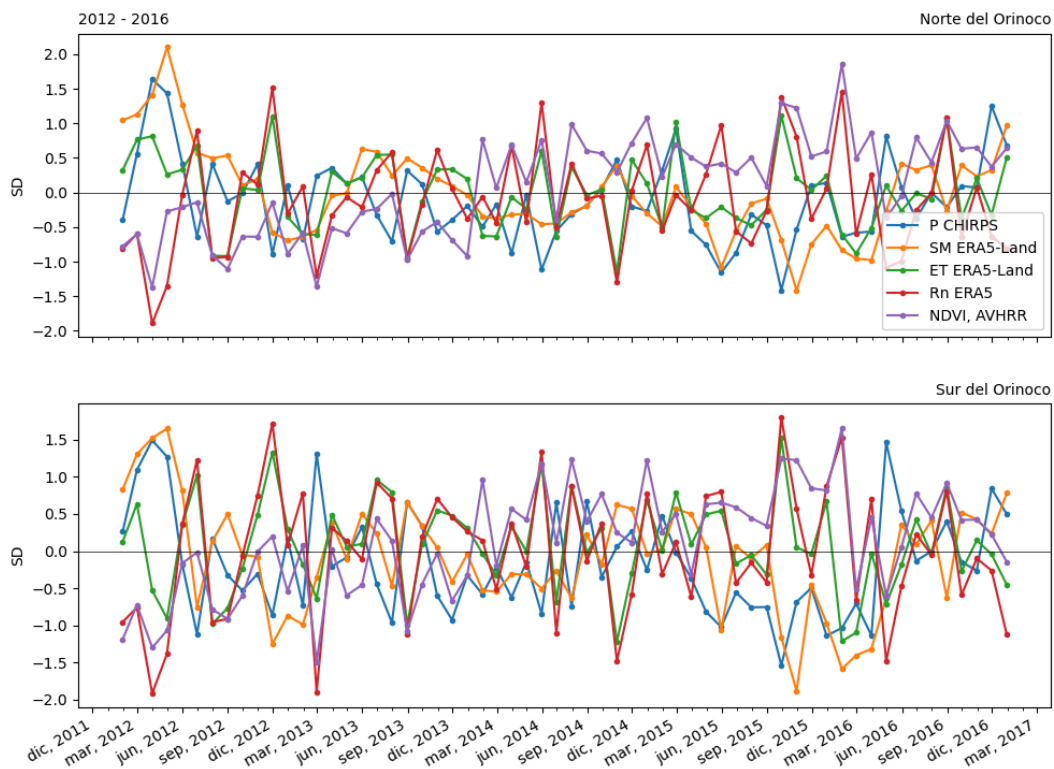


Figura 5.37. Comportamiento de la precipitación, la humedad del suelo, la evapotranspiración y la radiación neta en superficie durante el periodo 2012-2016

En general, el periodo 2012-2016 estuvo caracterizado por la ocurrencia de dos eventos de sequía, identificados en 2013-2014 y 2015-2016. Estos eventos estuvieron caracterizados por la presencia de diferentes patrones atmosféricos que favorecen condiciones secas en la región del Orinoco.

En el evento de sequía 2013-2014 se observa una circulación anticiclónica fortalecida en niveles bajos y medios de la troposfera, un OLLJ fuerte y unos vientos alisios débiles (anomalías negativas) al final de la sequía. En la etapa inicial se presentó un anticiclón fuerte en niveles bajos y medios, además de un OLLJ fuerte. Estos mecanismos favorecen mayor divergencia y menor acumulación de humedad, explicando las anomalías negativas de TCWV y HR a 500 hPa. En la etapa intermedia, se presentaron

anomalías positivas de altura geopotencial, indicando un fortalecimiento del anticiclón en niveles bajos y medios. Estas estructuras regionales de alta presión pueden explicar las condiciones secas en la columna atmosférica y en niveles medios de la troposfera. La etapa final de la sequía 2013-2014 se caracteriza por la presencia de anomalías positivas de un sistema de alta presión; además, se observa un OLLJ fuerte. La circulación anticiclónica fuerte en niveles bajos y medios y un chorro del Orinoco fuerte favorecen la divergencia y menor acumulación de humedad que explican las anomalías negativas de TCWV y HR a 500 hPa.

Por su parte, en las diferentes etapas del evento de sequía 2015-2016 se observa: (i) una circulación anticiclónica fuerte en niveles bajos y medios que (ii) favorece que se intensifiquen los vientos alisios durante la etapa inicial e intermedia de la sequía, (iii) un OLLJ fuerte y (iiiv) la ocurrencia de un episodio El Niño durante todo el evento. Específicamente, en la etapa inicial de la sequía se presenta un anticiclón en niveles bajos y medios de la troposfera, un OLLJ fuerte, y vientos alisios fuertes. La combinación de todos estos mecanismos causa un déficit de humedad en toda la columna atmosférica, particularmente en niveles medios de la troposfera. En la etapa intermedia se observa un anticiclón fortalecido en niveles bajos y medios, y vientos alisios fuertes que favorecen la entrada de aire relativamente más seco desde regiones subtropicales del Atlántico, lo que explica las anomalías negativas de TCWV y HR en niveles medios. Por último, en la etapa final de la sequía se presenta un anticiclón en niveles bajos y medios, un OLLJ débil (coincide con la recuperación de P en NORI) y vientos alisios fuertes. Todos estos mecanismos pueden explicar las anomalías negativas de TCWV en el Orinoco.

Las variables en superficie durante el periodo 2012-2016 respondieron al déficit de P ocurrido en respuesta a la dinámica atmosférica. La SM responde rápidamente al déficit de P y a la alta tasa de ET que, a su vez, responde a las anomalías positivas de Rn. Particularmente, la ET presenta anomalías negativas asociadas a anomalías muy negativas de SM en el transcurso de los meses de transición a temporada seca, en la temporada seca y durante los meses de transición a temporada húmeda.

Anexos Capítulo 5

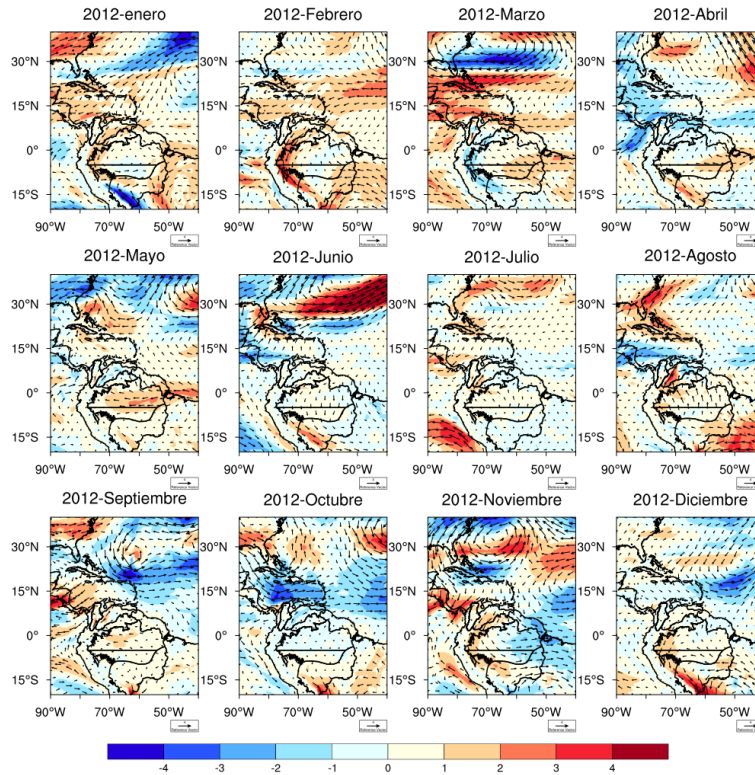


Figura A5.1. Anomalías del viento (m/s) a 850 hPa durante el año 2012

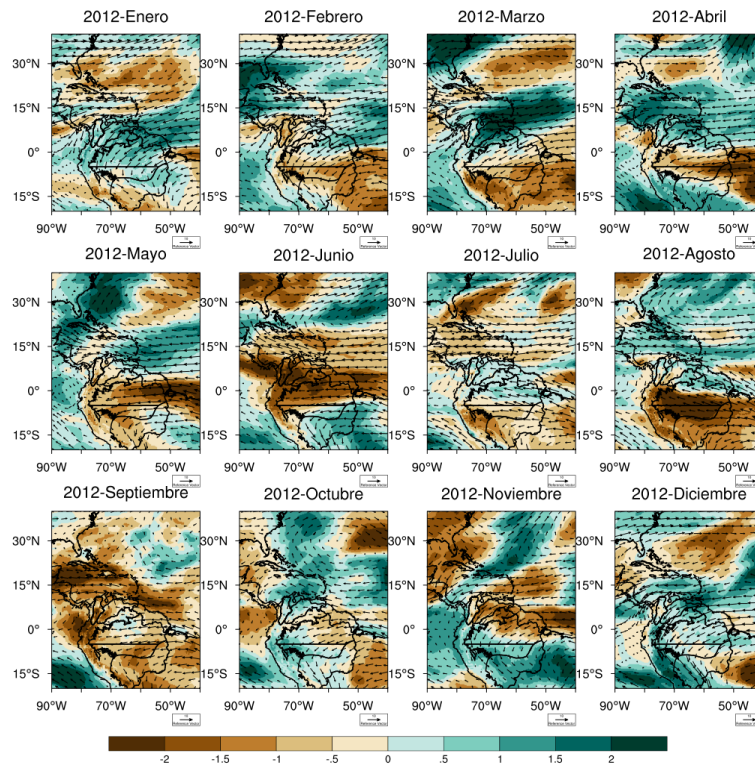


Figura A5.2. Anomalías estandarizadas de TCVW y viento a 850 hPa durante el año 2012

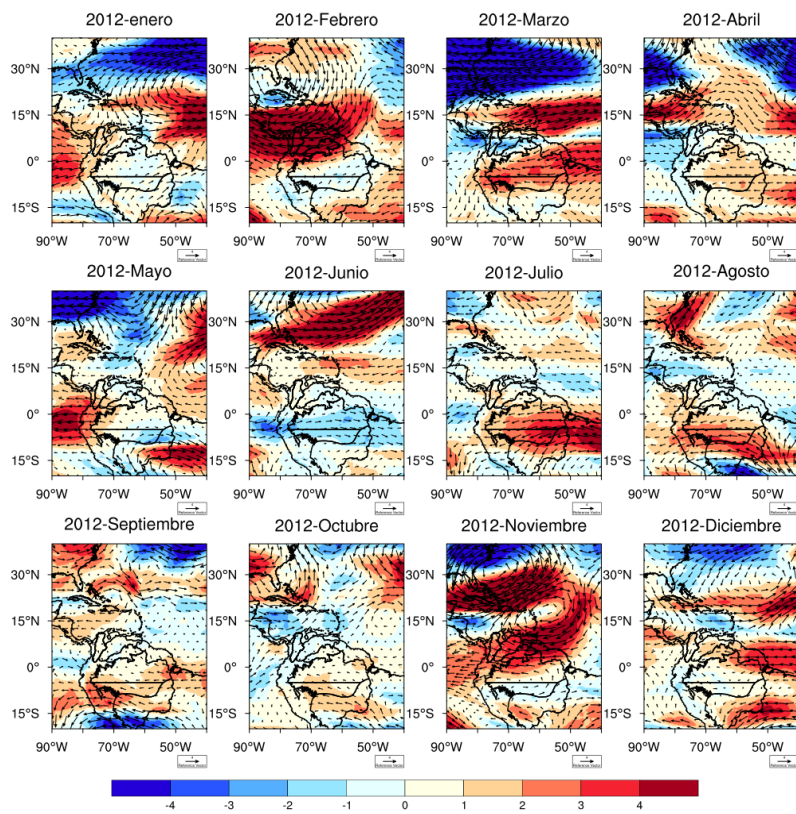


Figura A5.3. Anomalías del viento (m/s) a 500 hPa durante el año 2012

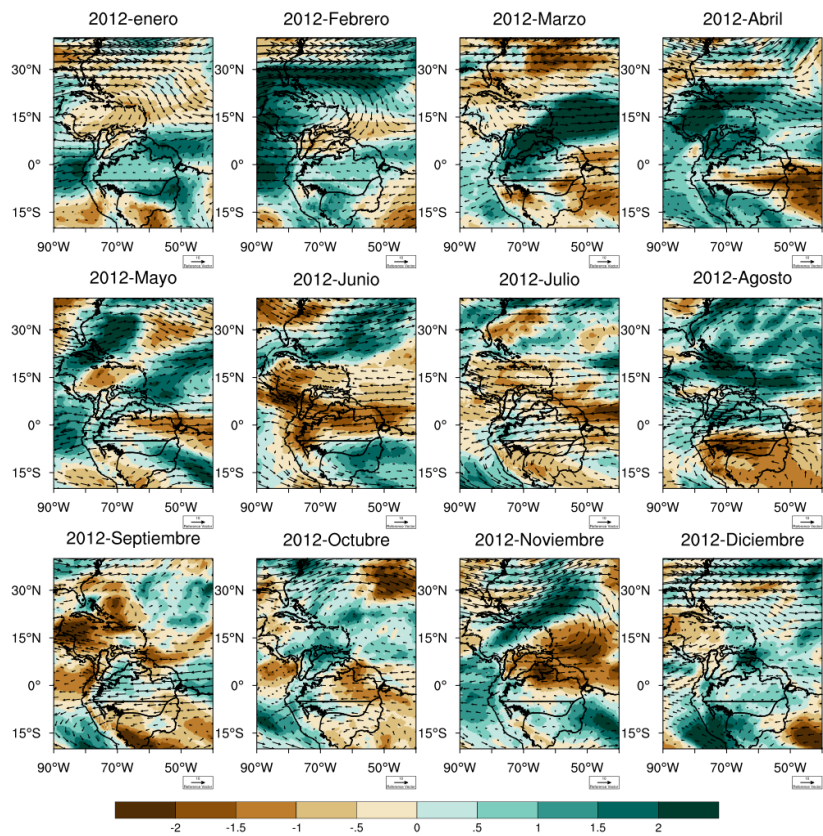


Figura A5.4. Anomalías estandarizadas de HR y viento a 500 hPa durante el año 2012

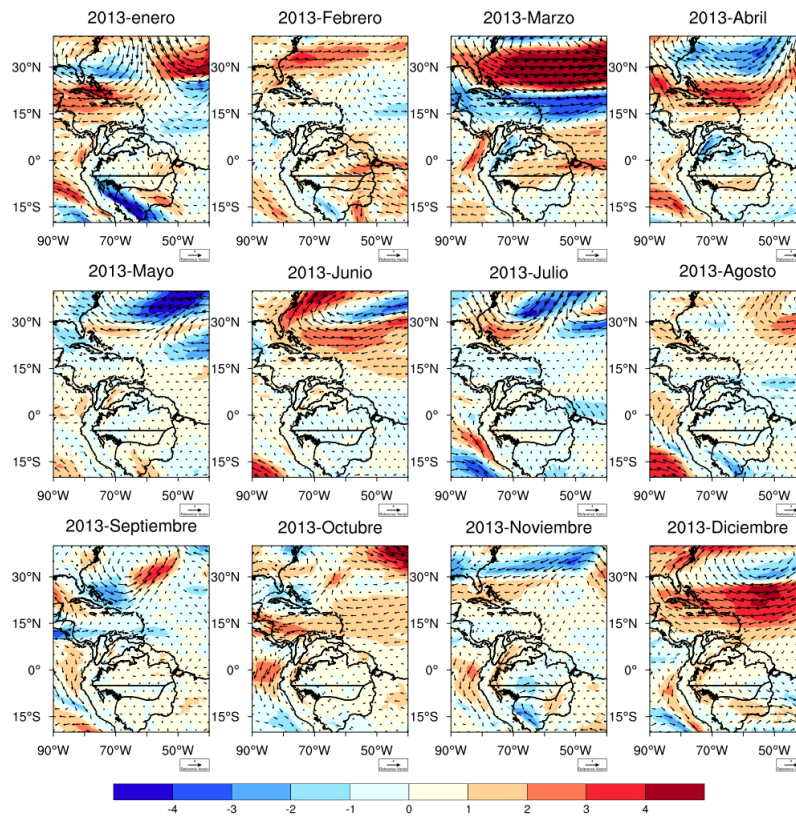


Figura A5.5. Anomalías del viento (m/s) a 850 hPa durante el año 2013

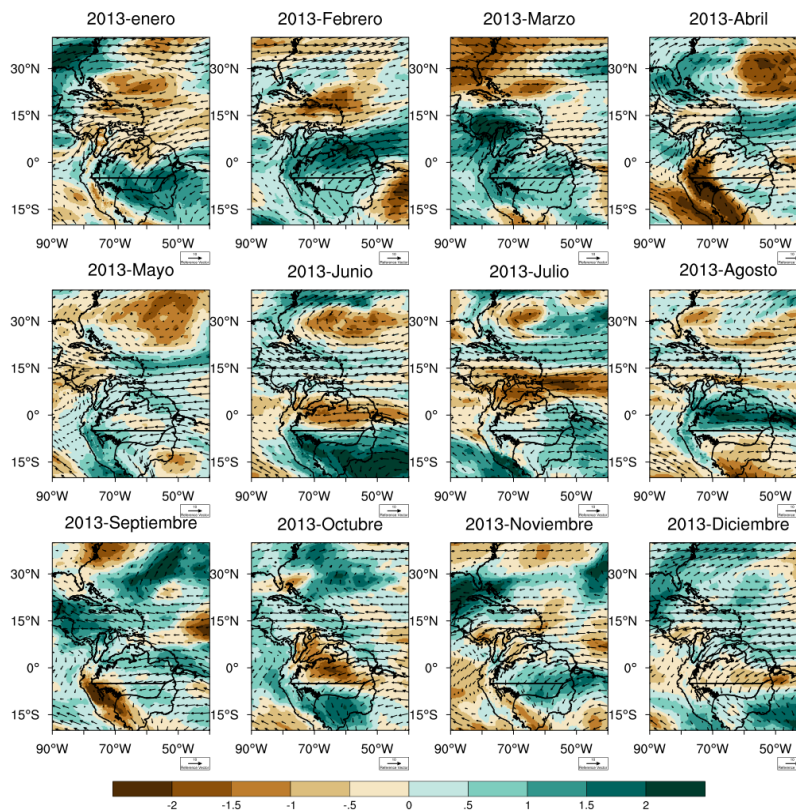


Figura A5.6. Anomalías estandarizadas de TCW y viento a 850 hPa durante el año 2013

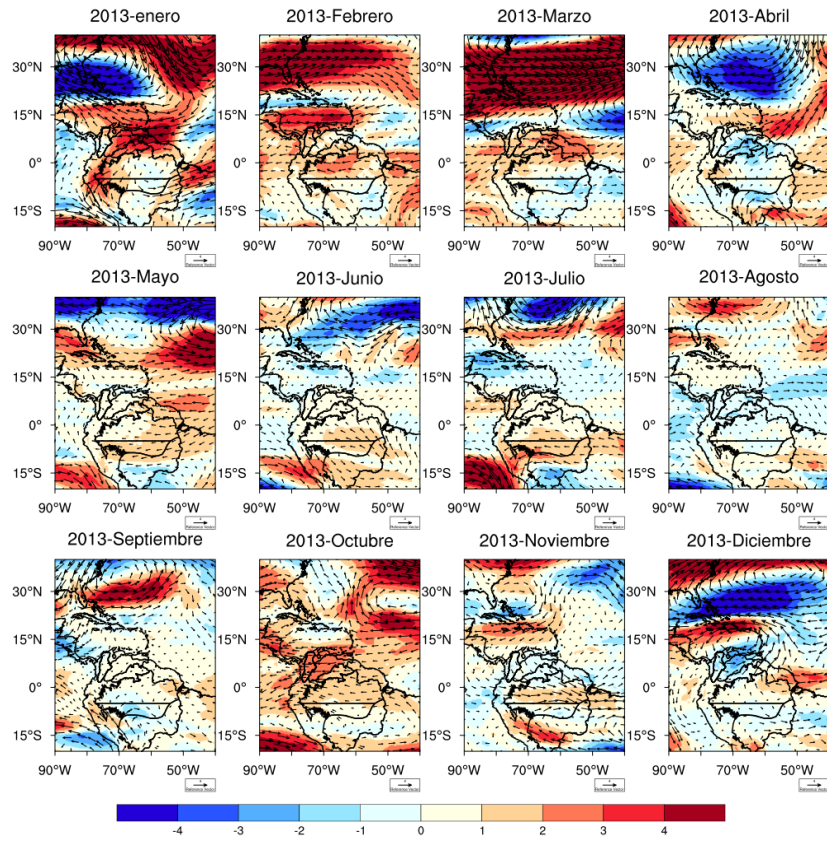


Figura A5.7. Anomalías del viento (m/s) a 500 hPa durante el año 2013

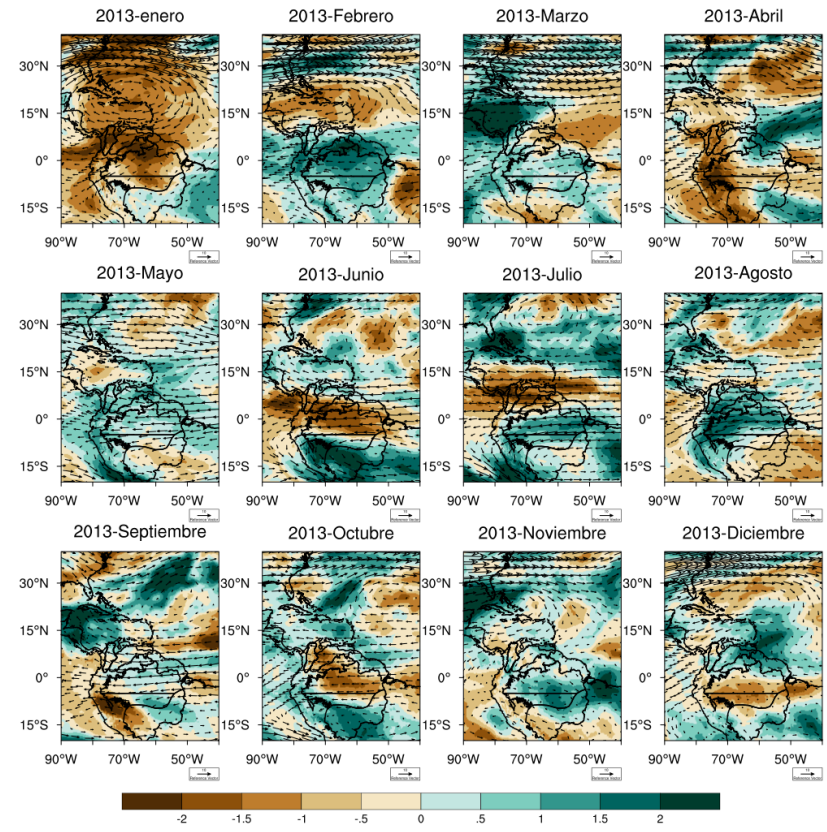


Figura A5.8. Anomalías estandarizadas de HR y viento a 500 hPa durante el año 2013

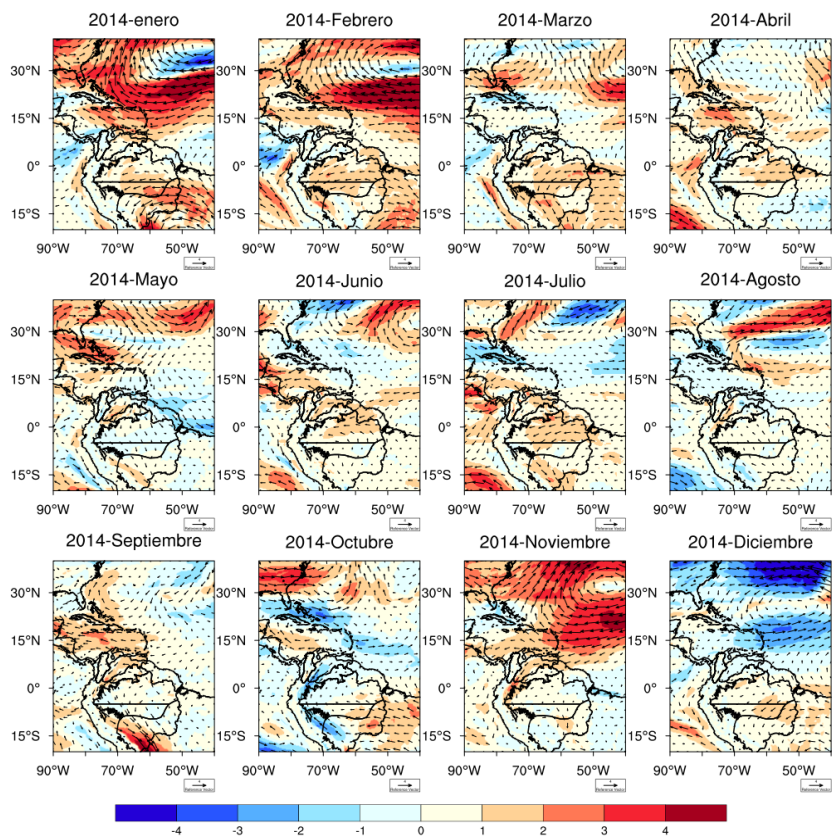


Figura A5.9. Anomalías del viento (m/s) a 850 hPa durante el año 2014

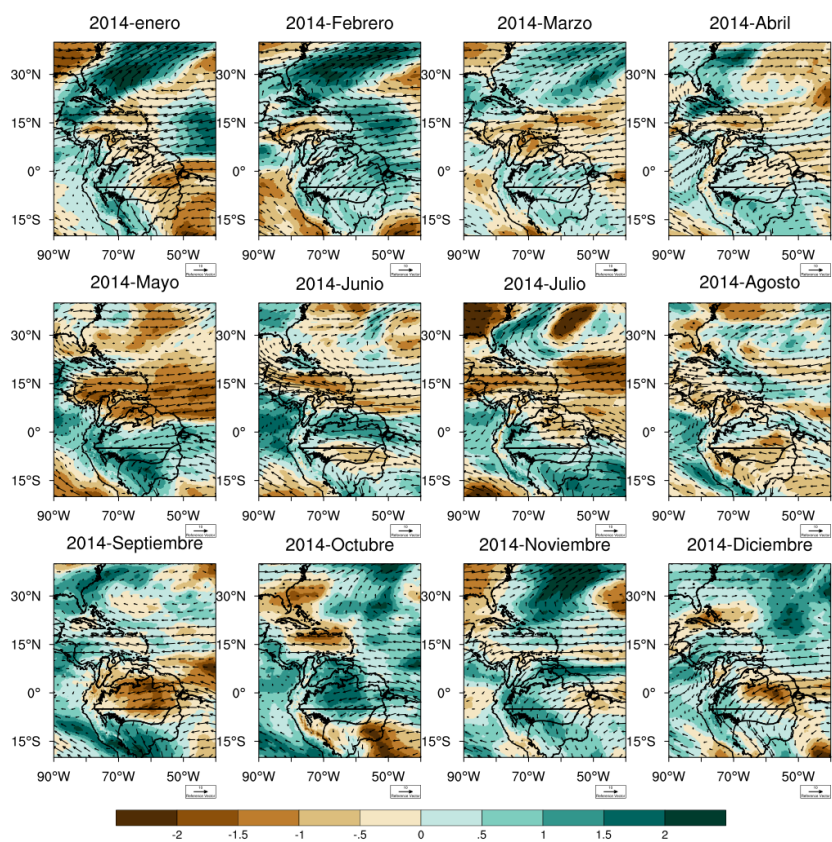


Figura A5.10. Anomalías estandarizadas de TCVW y viento a 850 hPa durante el año 2014

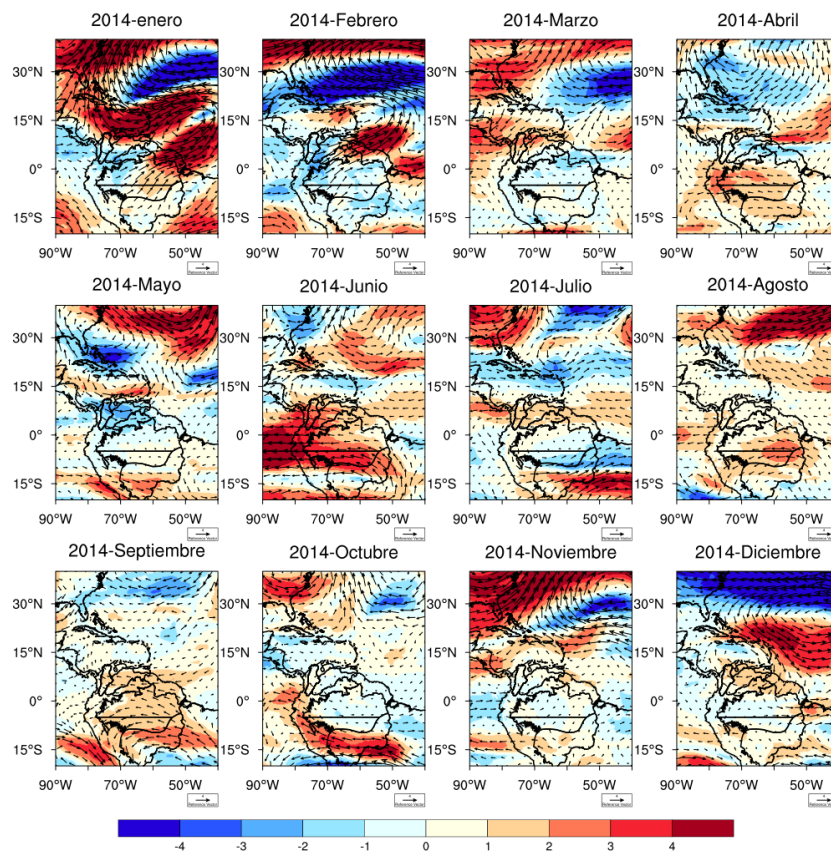


Figura A5.11. Anomalías del viento (m/s) a 500 hPa durante el año 2014

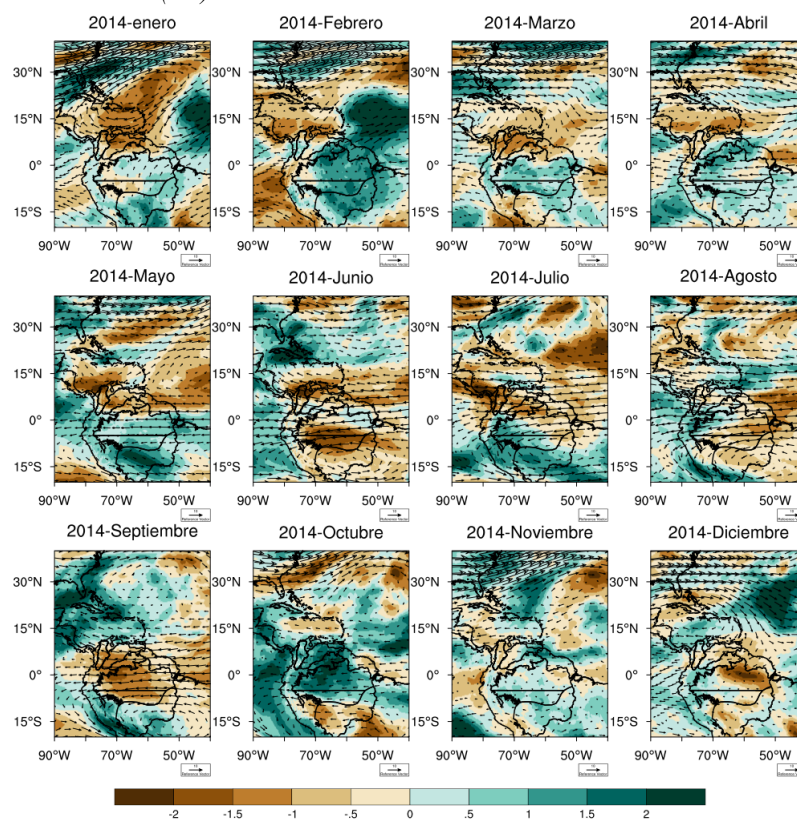


Figura A5.12. Anomalías estandarizadas de HR y viento a 500 hPa durante el año 2014

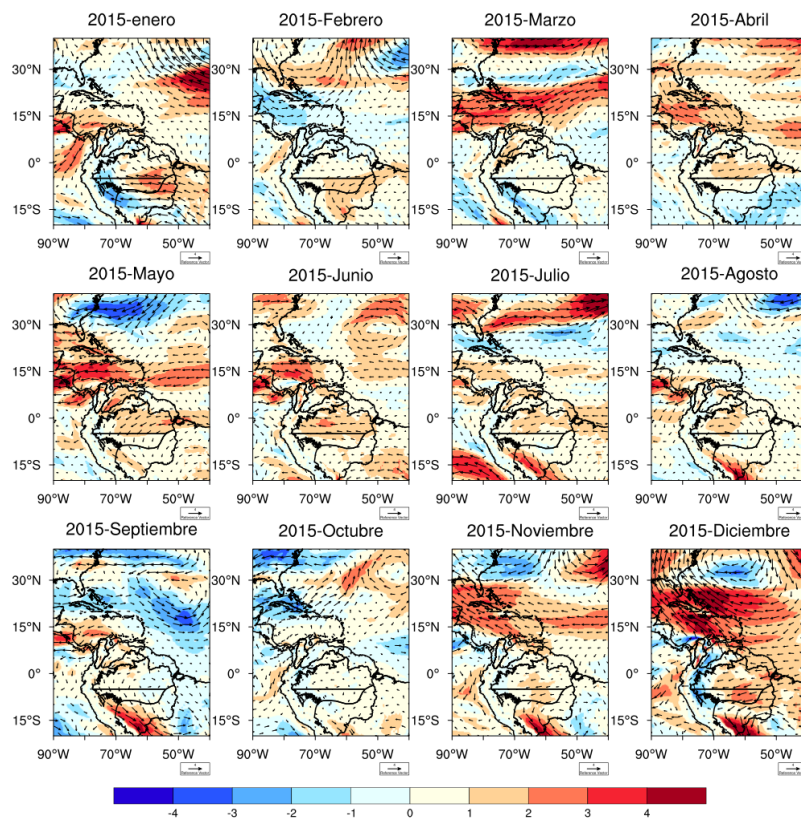


Figura A5.13. Anomalías del viento (m/s) a 850 hPa durante el año 2015

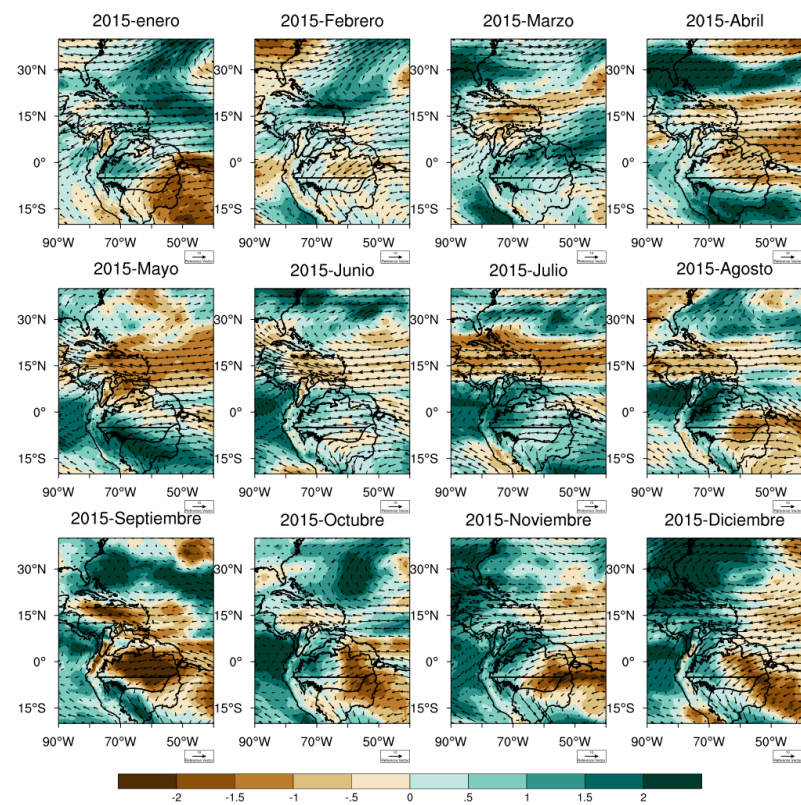


Figura A5.14. Anomalías estandarizadas de TCW y viento a 850 hPa durante el año 2015

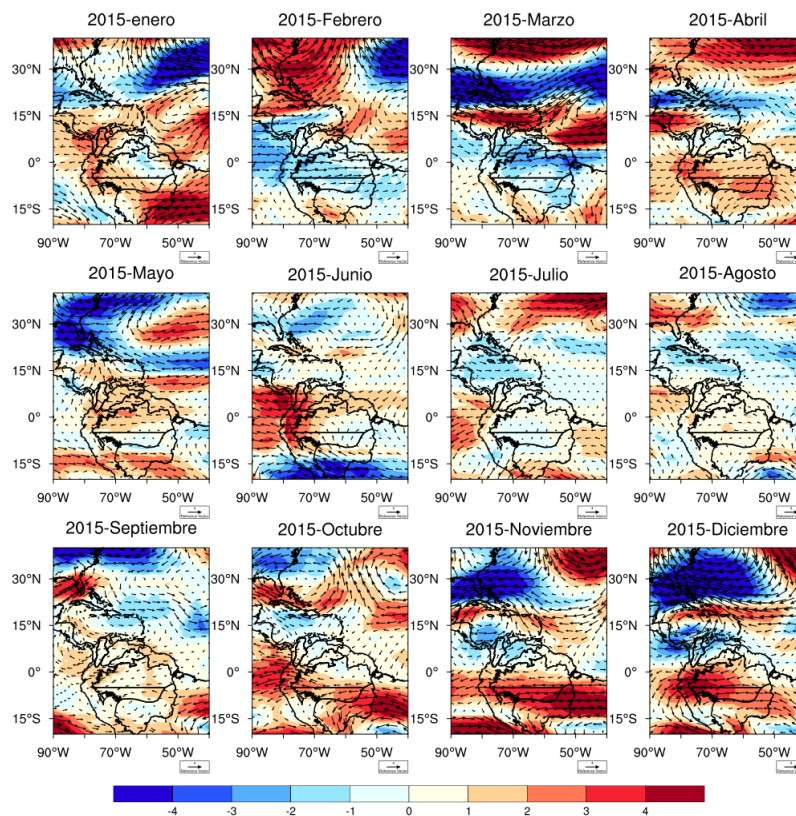


Figura A5.15. Anomalías del viento (m/s) a 500 hPa durante el año 2015

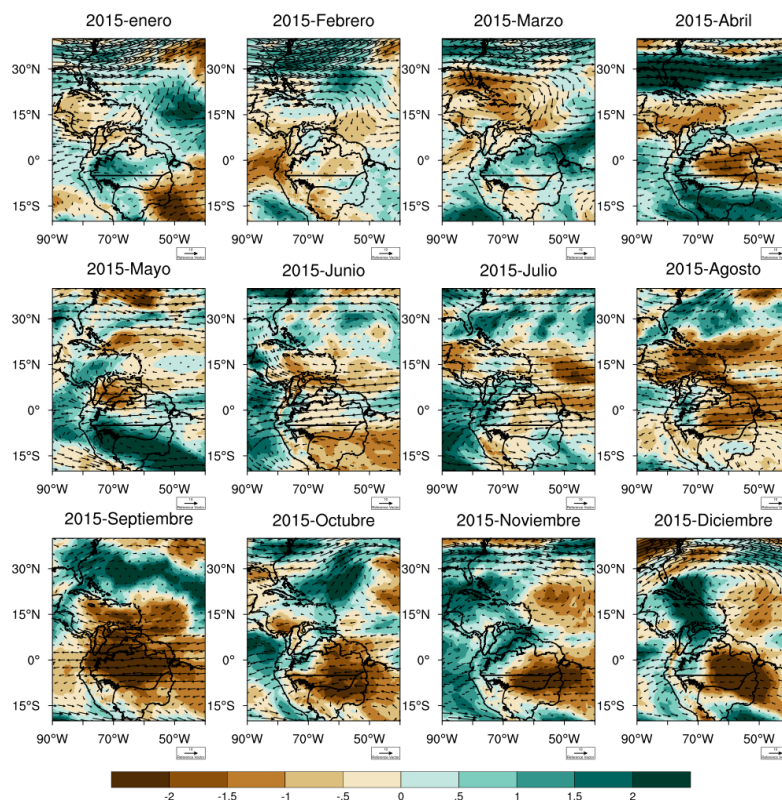


Figura A5.16. Anomalías estandarizadas de HR y viento a 500 hPa durante el año 2015

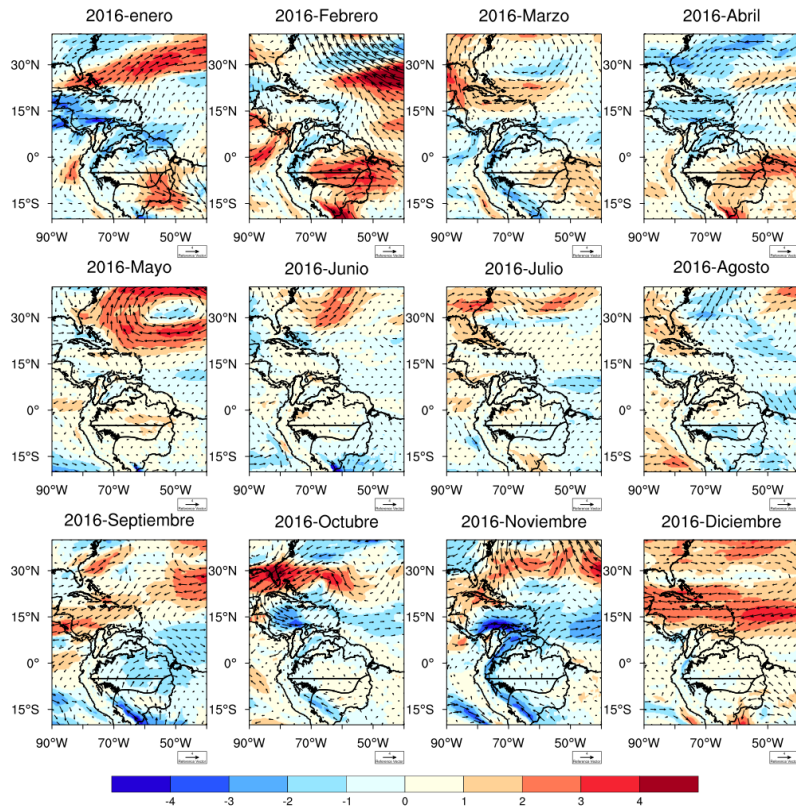


Figura A5.17. Anomalías del viento (m/s) a 850 hPa durante el año 2016

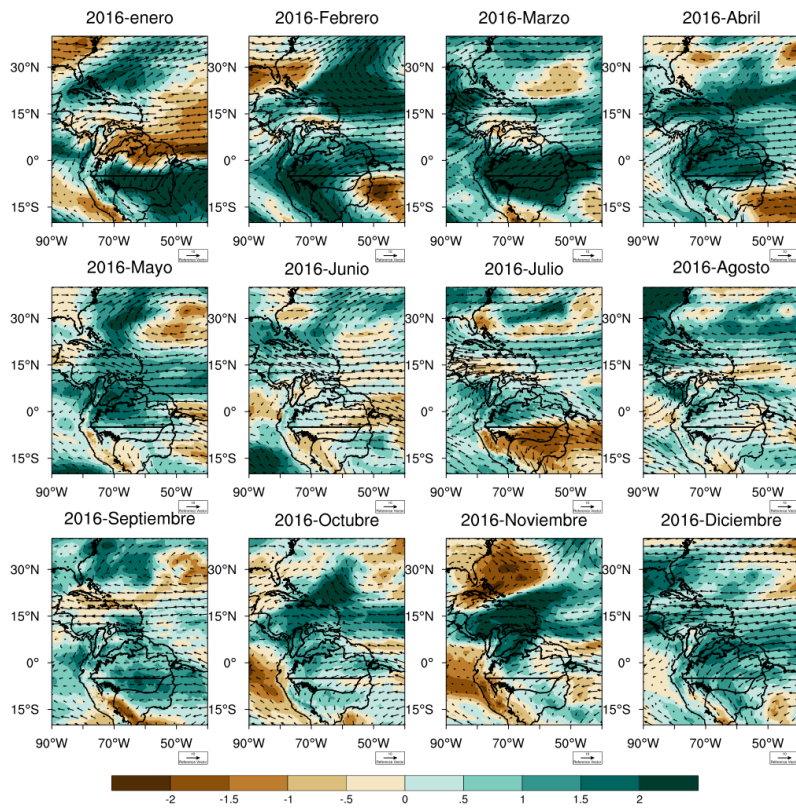


Figura A5.18. Anomalías estandarizadas de TCVW y viento a 850 hPa durante el año 2016

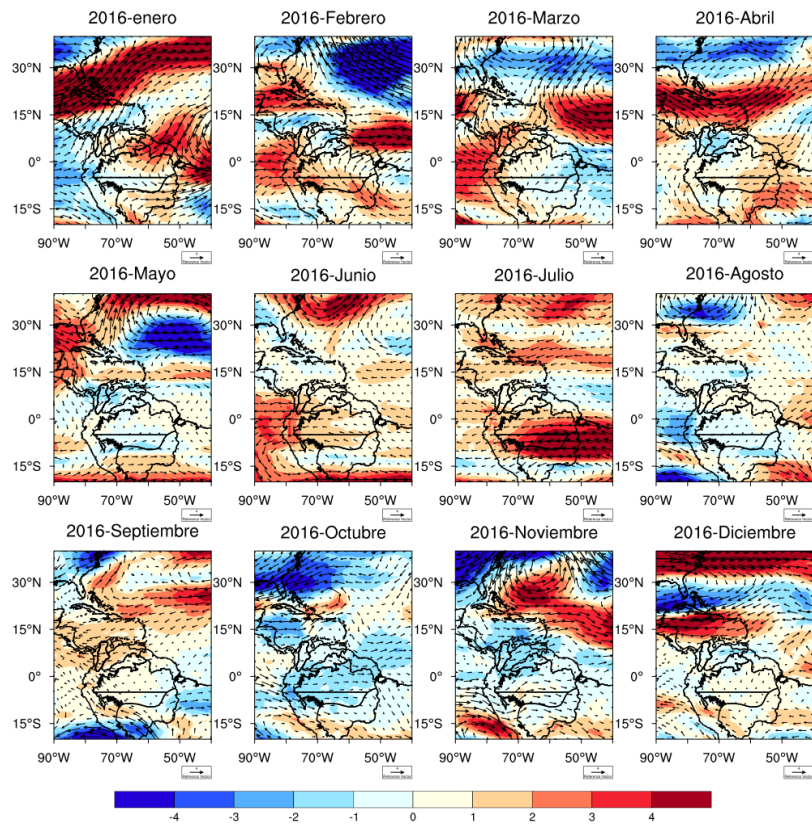


Figura A5.19. Anomalías del viento (m/s) a 500 hPa durante el año 2016

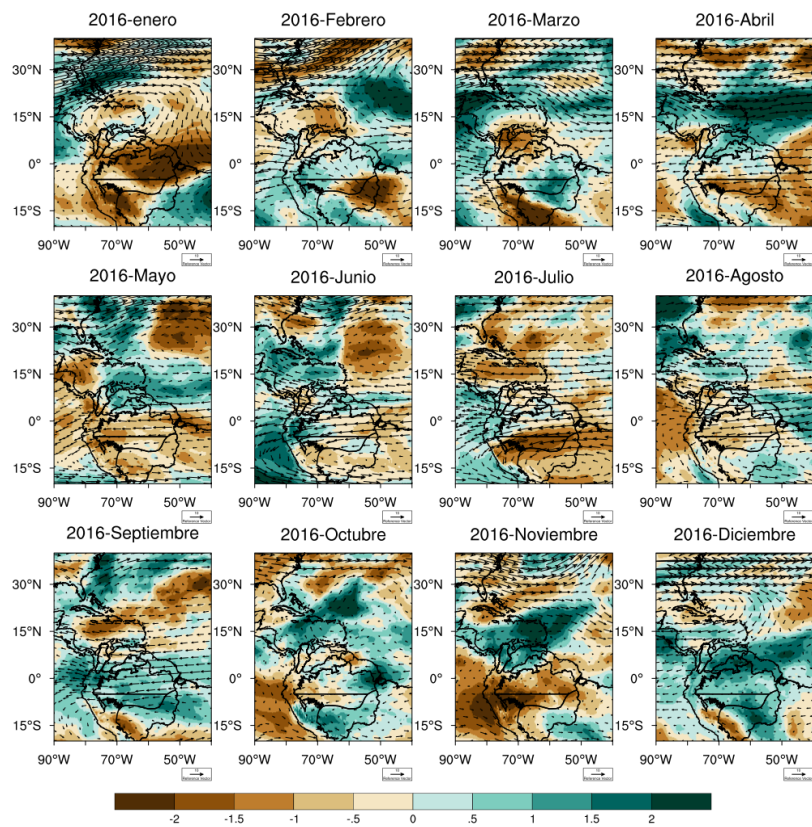


Figura A5.20. Anomalías estandarizadas de HR y viento a 500 hPa durante el año 2016

Capítulo 6

Periodo 2018-2020: eventos de sequía 2018-2019 y 2020

En general, durante 2018-2020 prevalecieron condiciones secas en toda Suramérica. Gomes et al. (2021) encuentran que durante el verano austral (diciembre a febrero) de 2019-2020, se presentaron precipitaciones por debajo del promedio en la mayor parte de Suramérica, con valores extremos que superan una desviación estándar. Se observaron condiciones de la SST con anomalías superiores al promedio en todos los océanos, principalmente en el TNA durante el periodo de la sequía observada en Suramérica. En la escala regional, hubo una reducción del flujo de humedad sobre Suramérica. La ocurrencia de anomalías positivas de precipitación durante el periodo septiembre de 2019 a marzo de 2020 en todos los océanos, principalmente en el Atlántico norte, pudo contribuir a la subsidencia de masas atmosféricas sobre el continente suramericano mediante una circulación meridional. Adicionalmente, durante este periodo se identificó un patrón persistente de anomalías de convección oeste-este en el Pacífico tropical, que pudo estar relacionado con las condiciones de sequía en Suramérica y el sureste del Atlántico sur durante el periodo septiembre de 2019 a marzo de 2020 (Gomes et al., 2021). Diversos estudios discuten que el mecanismo para esta sequía fue el establecimiento de una celda de Hadley con un movimiento ascendente sobre el TNA, con condiciones más cálidas, y una subsidencia sobre el Amazonas (Gomes et al., 2021). Además, se ha identificado que cuando el TNA presenta condiciones más cálidas con relación al promedio, la ZCIT se desplaza más hacia el norte, generando más precipitación en el norte de Suramérica (Reboita et al., 2021).

Este capítulo describe las condiciones espacio-temporales de variables asociadas con los balances de agua y energía, la actividad de la vegetación, y la dinámica atmosférica que generaron eventos de sequía meteorológica en la cuenca del río Orinoco durante el periodo 2018-2020. Específicamente, nos centramos en los periodos secos de noviembre de 2018 a agosto de 2019 (8 meses de duración; evento 2018-2019), y de febrero de 2020 a agosto de 2020 (7 meses de duración; evento 2020), debido a que fueron los eventos más largos e intensos en SORI. Es importante mencionar que en NORI, el déficit de precipitación fue más largo que en SORI, pero a diferencia del periodo 2012-2016, es más fácil seleccionar un umbral de inicio y final de la sequía: noviembre de 2018 a octubre de 2020 (25 meses de duración). Sin embargo, para facilitar la descripción de los eventos, nos centramos en los umbrales de inicio y final de la sequía en SORI (ver Figura 3.12).

6.1. Condiciones regionales durante el periodo 2018-2020

El año 2018 inició con condiciones débiles La Niña que evolucionaron a condiciones El Niño para el último periodo del año. El océano Pacífico norte presentó anomalías de SST por encima del promedio. A pesar de las condiciones La Niña a principios de 2018, la temperatura sobre el norte de Suramérica, en promedio, estuvo 0.5°C por encima del promedio climatológico para el periodo 1981-2010, principalmente en Colombia, Surinam, Guyana Francesa, Guyana y Venezuela. La mayor parte del norte de Suramérica tuvo precipitaciones por debajo del promedio, observadas en la mayor parte de Colombia, el oeste de Ecuador, el este de Venezuela, Guyana Francesa y Guyana (Blunden & Arndt, 2019).

A inicios de 2019, tuvo lugar un evento El Niño débil, que transiciona a condiciones neutrales a mitad del año. La temperatura superficial de los continentes y los océanos se encontraba entre los tres valores más altos en los registros que datan desde mediados del siglo XIX. En el norte de Suramérica, la precipitación estuvo, en general, cercana al promedio (en algunos lugares por encima y en otros por debajo). Además, ocurrió un déficit de precipitación en la región de febrero a abril de 2020 (Blunden & Arndt, 2020).

A principios de 2020 se desarrollaron condiciones débiles El Niño, en el Pacífico ecuatorial este. Este evento El Niño evolucionó a un evento La Niña moderado a finales de 2020. Adicionalmente, se presentaron temperaturas muy por encima del promedio en toda Suramérica, mientras que en Colombia se detectaron temperaturas por debajo del promedio. En particular, la Orinoquia estuvo cálida en Venezuela y fría en Colombia (Blunden & Boyer, 2021).

El año 2021 estuvo menos cálido que los años anteriores debido a los eventos La Niña moderados que ocurrieron al inicio y al final del año. En 2021, el total anual de P en el norte de Sudamérica estuvo en condiciones cercanas al promedio (WMO, 2022).

La Figura 6.1 hace un resumen de las principales condiciones regionales durante el periodo 2018-2021.

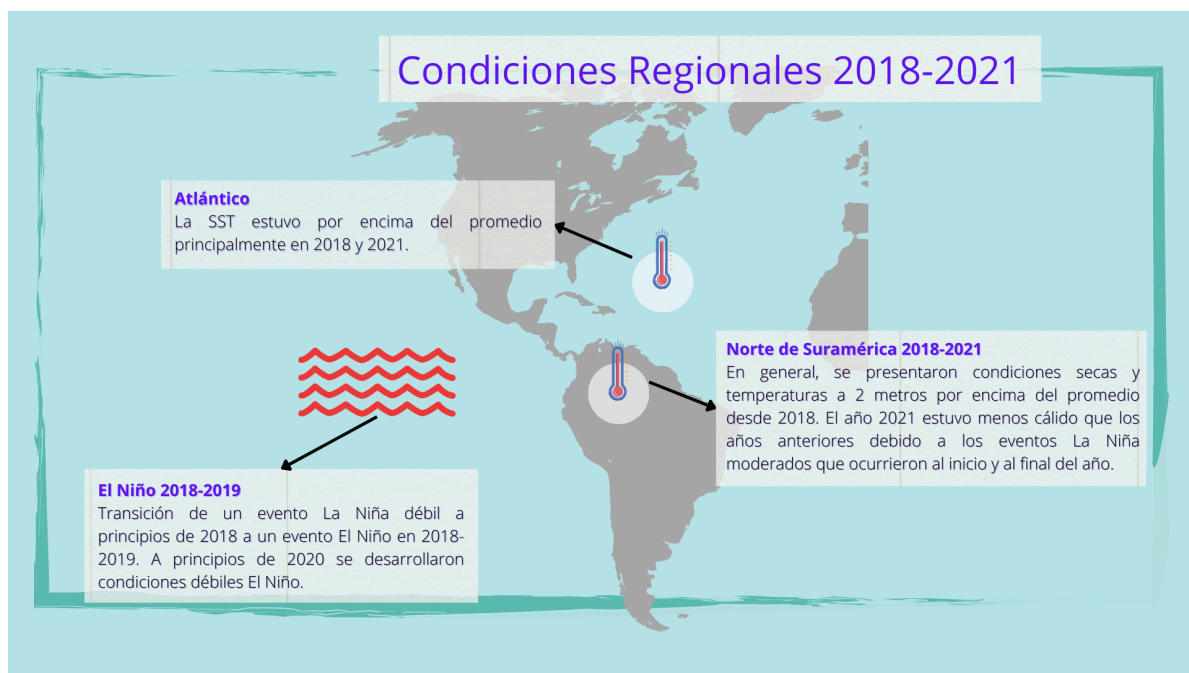


Figura 6.1. Resumen de las condiciones climáticas regionales durante el periodo 2018-2021

6.2. Condiciones atmosféricas durante los eventos de sequía 2019-2020 y 2020

A continuación, se describen las condiciones de la atmósfera a 850 hPa (~1.500 msnm) y a 500 hPa (5.500 msnm) para los eventos de sequía 2018-2019 y 2020, con el fin de detallar el comportamiento del viento y la humedad atmosférica durante estos eventos.

6.2.1 Vientos alisios y OLLJ

En NORI, durante el periodo noviembre de 2018 a noviembre 2020 hubo sequía meteorológica según las anomalías estandarizadas de precipitación y el SPI (Figura 6.2). El SPEI sugiere que la sequía se da desde octubre de 2018, con condiciones secas en muchos meses del 2018. El SPEI sugiere niveles más severos de sequía en comparación al SPI y a las anomalías estandarizadas de precipitación. En SORI, durante el período junio de 2019 a enero de 2020 hubo una recuperación de la precipitación (periodo que coincide con las condiciones más débiles de los vientos alisios). En general, los vientos alisios presentaron condiciones débiles durante el periodo 2018-2020, aunque presentaron condiciones por encima del promedio entre mayo-agosto del 2020, durante la sequía 2020 (Figura 6.2). El OLLJ estuvo por encima del promedio en el inicio del 2018, en la etapa inicial de la sequía 2018-2019 y en algunos meses de 2019 que concuerdan con meses en los que se recuperó la P en SORI.

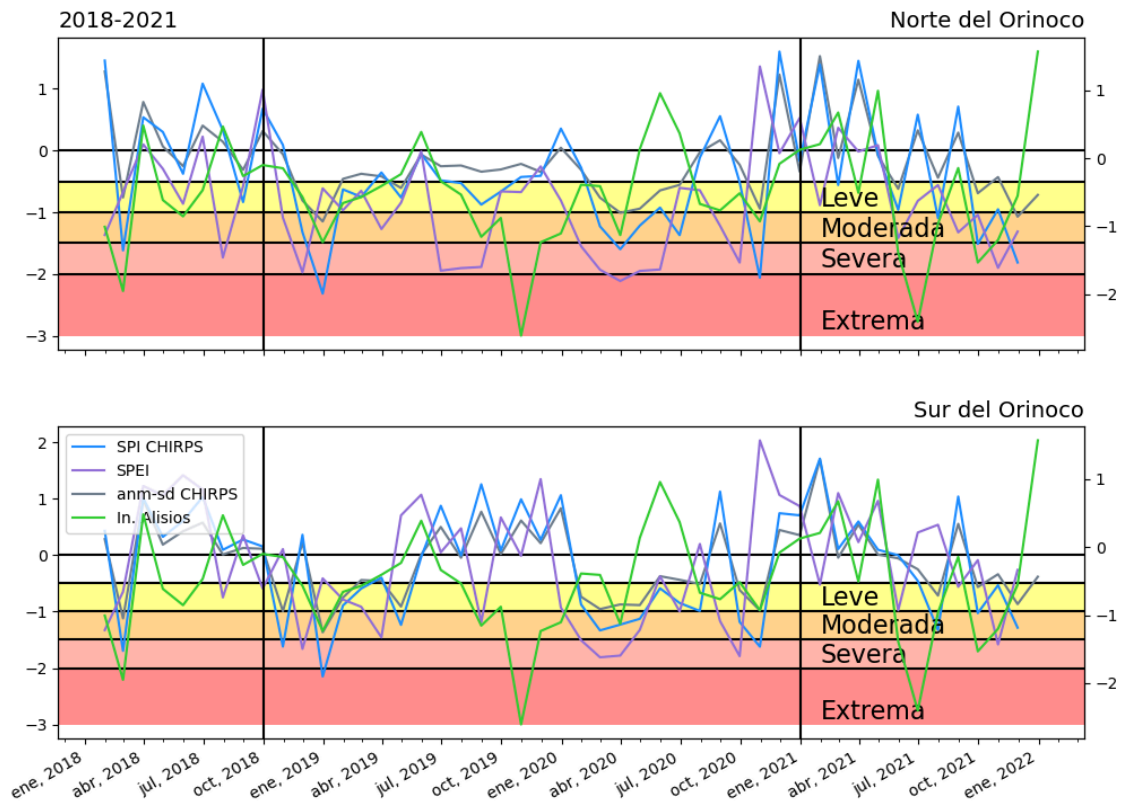


Figura 6.2. Serie de tiempo de los índices: anomalías estandarizadas de precipitación, según CHIRPS; SPI, según CHIRPS; SPEI, según ERA5; y el índice de los vientos alisios, para el periodo 2012-2016 en NORI (arriba) y SORI (abajo). Las franjas amarilla (leve), naranja (moderada), salmón (severa) y roja (extrema), respectivamente de arriba a abajo, indican la categoría de la sequía. En el eje izquierdo se observa las categorías de los índices de sequía y en el eje derecho las anomalías estandarizadas de los vientos alisios

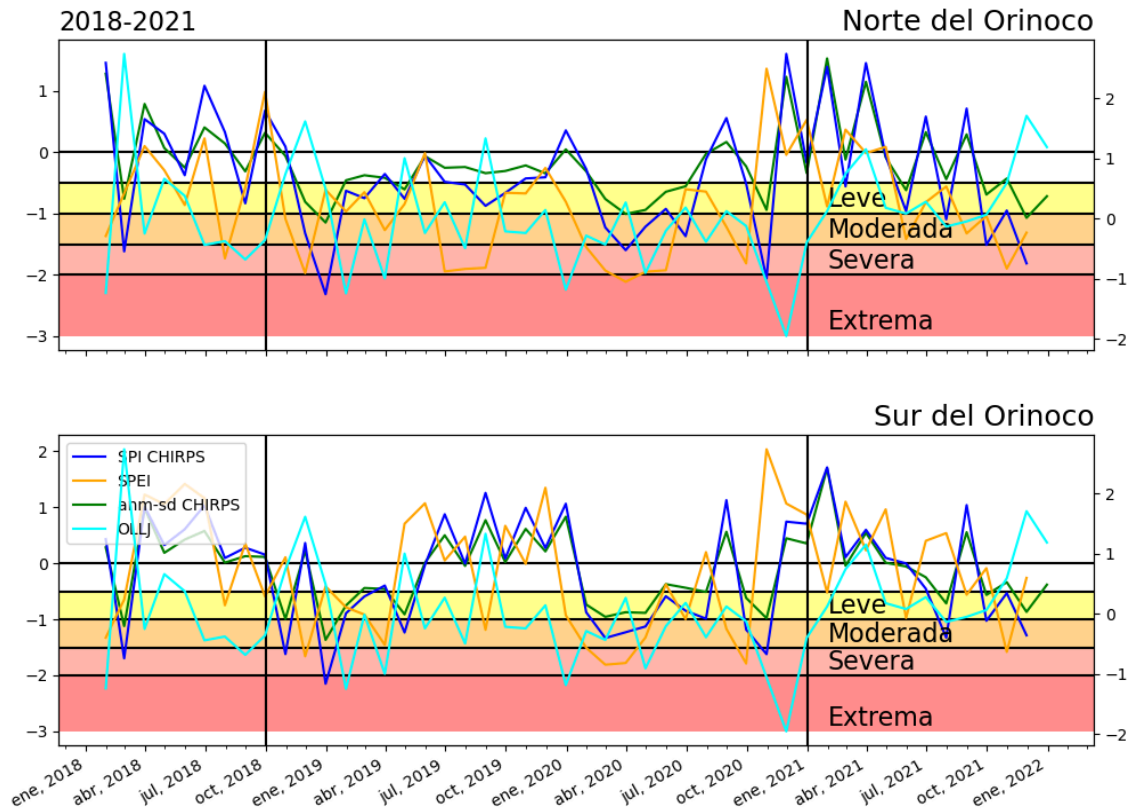


Figura 6.3. Serie de tiempo de los índices: anomalías estandarizadas de precipitación, según CHIRPS; SPI, según CHIRPS; SPEI, según ERA5; y el índice C3.4 del OLLJ, para el periodo 2018-2021 en NORI (arriba) y SORI (abajo). Las franjas amarilla (leve), naranja (moderada), salmón (severa) y roja (extrema), respectivamente de arriba a abajo, indican la categoría de la sequía. En el eje izquierdo se observa las categorías de los índices de sequía y en el eje derecho las anomalías estandarizadas del OLLJ

6.2.2. Etapa inicial de la sequía 2018-2019

El año 2018 fue un año con sequías mensuales intermitentes, especialmente en la zona más al norte de Suramérica. El agua precipitable y la HR estuvieron por debajo del promedio en febrero, junio, agosto y diciembre, especialmente en el Caribe y en NORI (Figura A6.2 y Figura A6.4). Tanto en niveles bajos como en niveles medios de la troposfera, se observa una circulación anticiclónica en febrero, junio, agosto, noviembre y diciembre de 2018 (Figura A6.2 y Figura A6.4). La circulación anticiclónica en niveles bajos se observa anómalamente fuerte en febrero, abril, mayo, agosto, octubre, noviembre y diciembre (Figura A6.1), mientras que en niveles medios, se observa una circulación anticiclónica más fuerte en los meses de noviembre y diciembre (Figura 6.4). Sobre el Orinoco, se observan vientos fuertes en niveles bajos principalmente en febrero, mayo, agosto, octubre y noviembre.

Las anomalías negativas de TCVW y HR están asociadas con entradas de aire más seco desde el Atlántico subtropical debido a la presencia de un sistema anticiclónico, en particular en niveles medios durante junio, agosto, noviembre y diciembre. Estos vientos hacen parte de la rama sur de las circulaciones anticiclónicas observadas sobre el Atlántico. Según lo descrito, las condiciones secas en NORI y el Caribe se asocian a la circulación anticiclónica detectada en niveles bajos, además de la ocurrencia de un OLLJ fuerte. Por su parte, el déficit de humedad atmosférica en SORI (en un área mayor del norte del continente) se asocia a un anticiclón fuerte tanto en niveles bajos como medios.

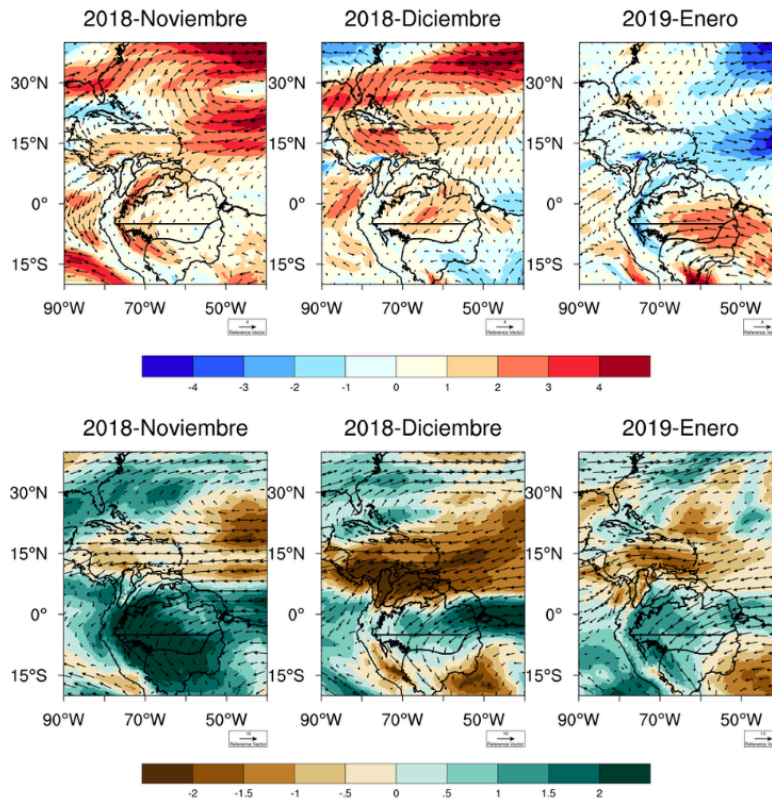


Figura 6.4. Arriba: anomalías de viento (m/s) a 850 hPa. Abajo: anomalías estandarizadas de TCWV (colores) y viento a 850 hPa (vectores) durante la etapa inicial de la sequía 2018-2019

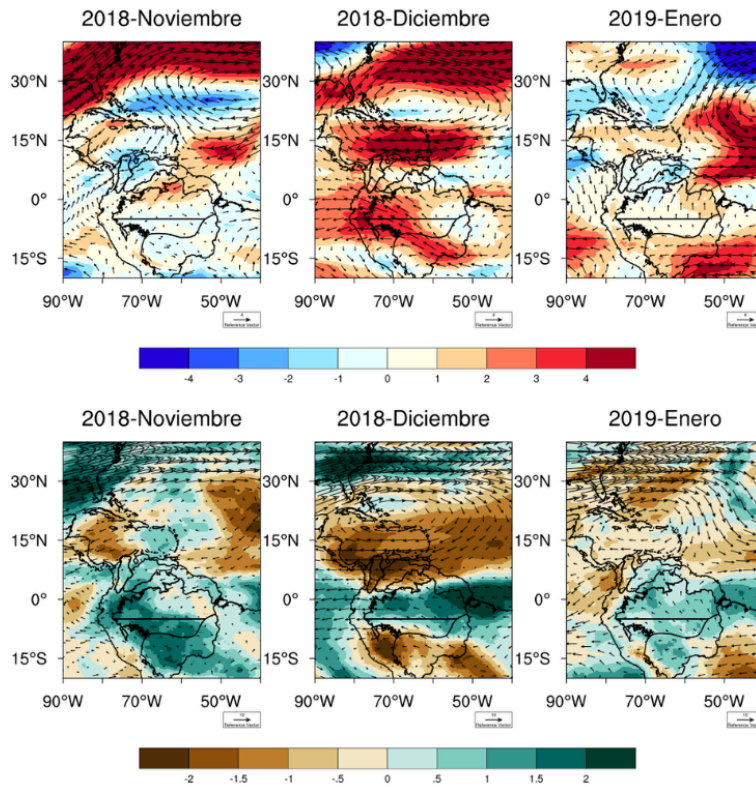


Figura 6.5. Arriba: anomalías del viento (m/s) a 500 hPa. Abajo: anomalías estandarizadas de HR a 500 hPa (colores) y viento a 500 hPa (vectores) durante la etapa inicial de la sequía 2018-2019

6.2.3. Etapa intermedia de la sequía 2018-2019

En la etapa intermedia de la sequía 2018-2019, el campo de vientos en niveles bajos muestra una rotación anticiclónica en febrero y abril de 2019 (Figura 6.6, panel inferior); además, el anticiclón presenta anomalías positivas en estos meses (Figura 6.6, panel superior). El fortalecimiento de esta circulación anticiclónica está relacionado con el déficit de agua precipitable observado en febrero y abril sobre la región (en febrero se observa principalmente en el Caribe y en NORI) (Figura 6.6, panel inferior). En el mes de abril, el déficit de TCWV también puede asociarse a un OLLJ más fuerte (Figura 6.6, panel superior).

Para esta etapa de la sequía, se observa una circulación anticiclónica en niveles medios de la troposfera, particularmente en febrero. Sin embargo, el sistema no presenta anomalías positivas fuertes. Por otro lado, la HR estuvo por debajo del promedio en abril. En esta etapa de la sequía, los patrones atmosféricos a 500 hPa no parecen explicar el déficit de humedad atmosférica sobre la región (Figura 6.7).

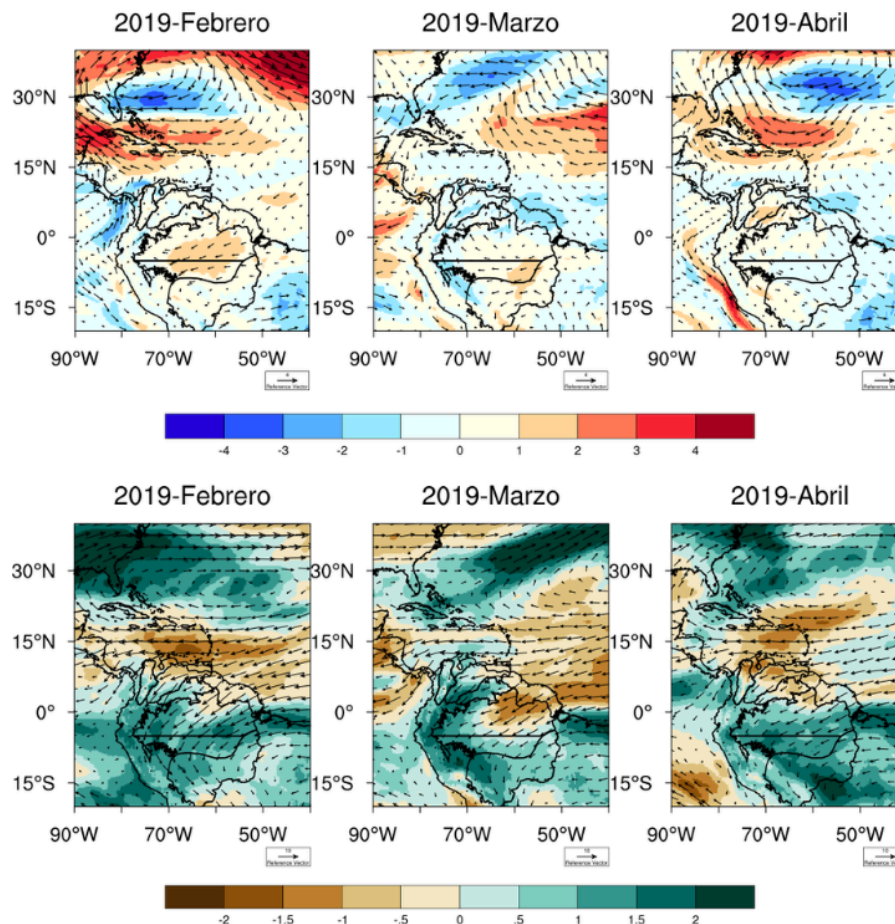


Figura 6.6. Arriba: anomalías de viento (m/s) a 850 hPa. Abajo: anomalías estandarizadas de TCWV (colores) y viento a 850 hPa (vectores) durante la etapa intermedia de la sequía 2018-2019

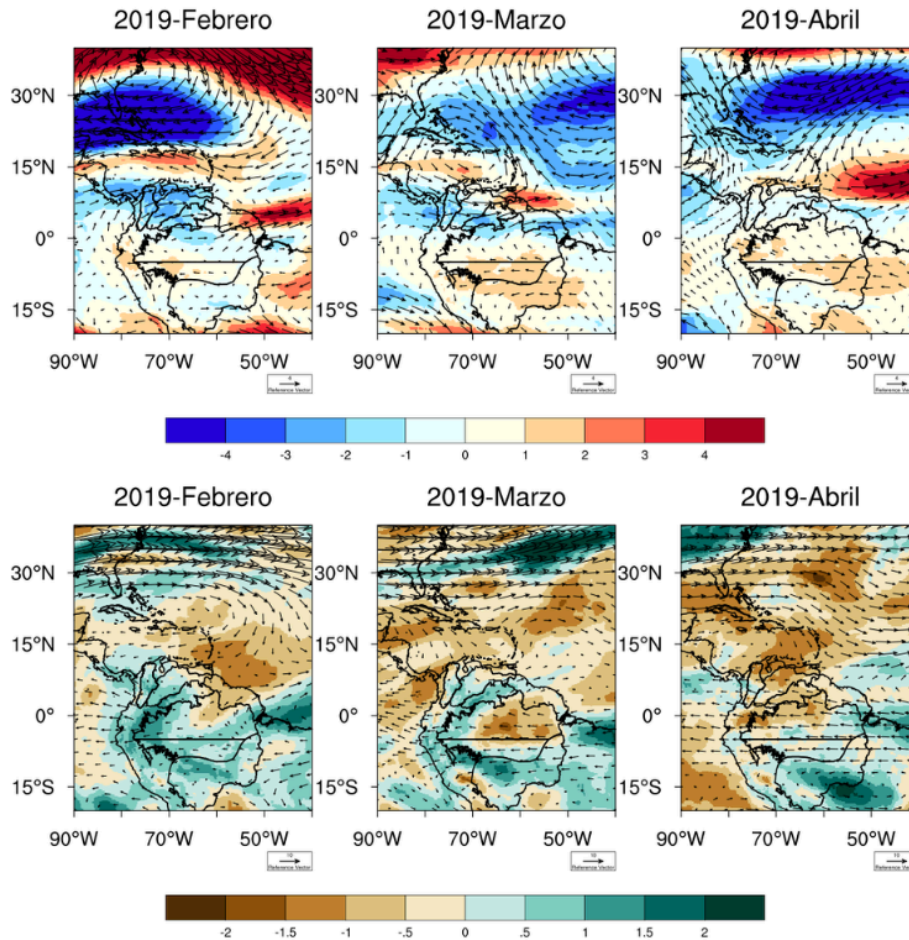


Figura 6.7. Arriba: anomalías del viento (m/s) a 500 hPa. Abajo: anomalías estandarizadas de HR a 500 hPa (colores) y viento a 500 hPa (vectores) durante la etapa intermedia de la sequía 2018-2019

6.2.4. Etapa final de la sequía 2018-2019

En la etapa final de la sequía 2018-2019, el campo de vientos a niveles bajos muestra una circulación anticiclónica entre mayo y julio de 2019 (Figura 6.8, panel inferior). Las anomalías del viento a 850 hPa muestran un fortalecimiento de la circulación anticiclónica en mayo (Figura 6.8, panel superior). Adicionalmente, se observan vientos fortalecidos sobre la cuenca del Orinoco entre mayo y julio (Figura 6.8, panel superior). El agua precipitable presentó condiciones por debajo del promedio, principalmente en mayo y julio. La circulación anticiclónica está relacionada con el déficit de agua precipitable en mayo y julio (principalmente en el Caribe, los Andes y en NORI durante mayo) (Figura 6.8, panel inferior).

La circulación en niveles medios durante esta etapa de la sequía muestra una circulación anticiclónica en julio (Figura 6.9, panel inferior). Sin embargo, en las anomalías del viento no se observa un sistema de alta presión con anomalías muy positivas (Figura 6.9, panel superior). Además, se observa un OLLJ más fuerte, principalmente sobre NORI. La HR estuvo por debajo del promedio en mayo y julio (el déficit de HR se observa en NORI). En esta etapa de la sequía, el fortalecimiento del OLLJ puede asociarse con el déficit de HR sobre la región (Figura 6.9). Para todas las etapas de esta sequía, tanto la TCWV como la HR no muestran de forma clara las condiciones de sequía que muestran los índices de sequía usados.

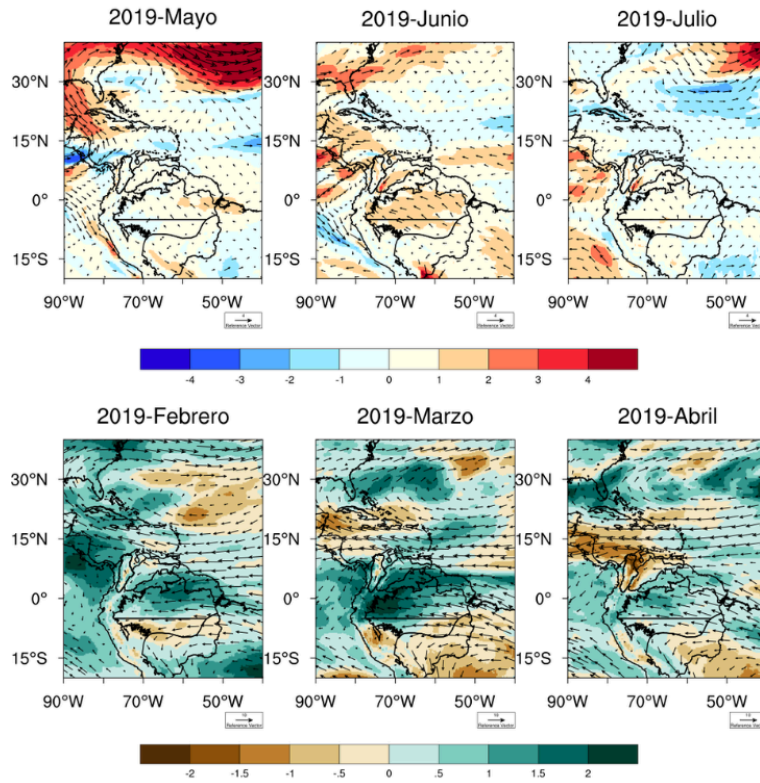


Figura 6.8. Arriba: anomalías de viento (m/s) a 850 hPa. Abajo: anomalías estandarizadas de TCWV (colores) y viento a 850 hPa (vectores) durante la etapa final de la sequía 2018-2019

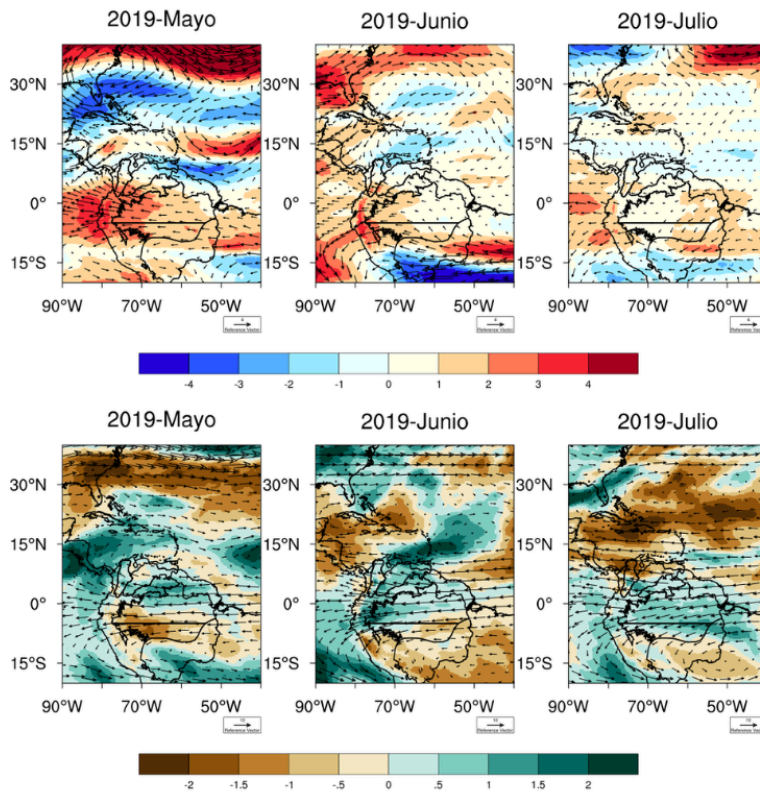


Figura 6.9. Arriba: anomalías del viento (m/s) a 500 hPa. Abajo: anomalías estandarizadas de HR a 500 hPa (colores) y viento a 500 hPa (vectores) durante la etapa final de la sequía 2018-2019

6.2.5. Etapa inicial de la sequía 2020

En la etapa inicial de la sequía 2020, se puede observar una rotación anticiclónica en niveles bajos sobre el Atlántico (Figura 6.10, panel inferior). Adicionalmente, las anomalías del viento muestran un fortalecimiento del anticiclón en febrero y marzo (Figura 6.10, panel superior). Los meses que presentaron déficit de agua precipitable fueron enero, febrero y marzo. El déficit de TCWV observado entre enero y marzo se puede asociar a la circulación anticiclónica en niveles bajos (Figura 6.10).

En general, en esta etapa de la sequía se observa una circulación anticiclónica en niveles medios (en marzo está ubicada sobre Centroamérica). Las anomalías del viento a 500 hPa muestran un sistema de alta presión más fuerte sobre el Atlántico, con su rama sur ubicada sobre el norte de Suramérica (en enero), el Caribe (en febrero) y Centroamérica (en marzo). Por su parte, la HR presentó condiciones por debajo del promedio de enero a marzo. En esta etapa de la sequía, las condiciones asociadas a condiciones anómalas negativas de TCWV y HR probablemente están asociadas con entradas de aire relativamente más seco desde el Atlántico subtropical, debido a la presencia de un sistema anticiclónico fuerte (Figura 6.11).

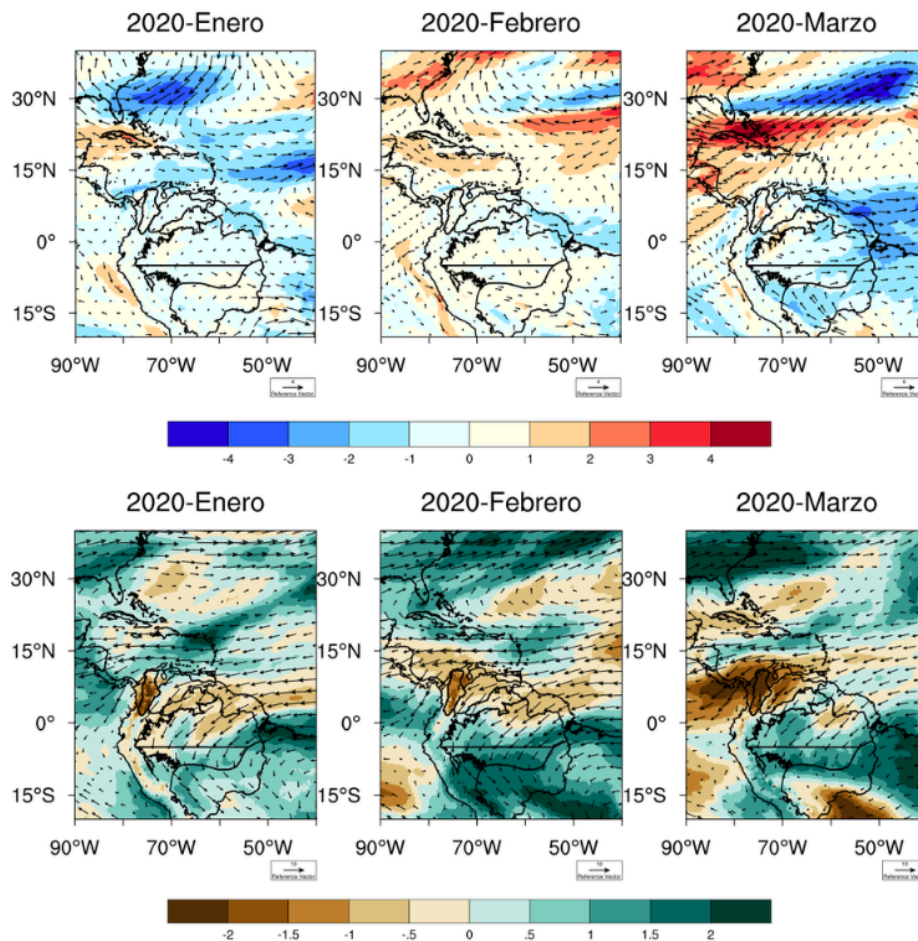


Figura 6.10. Arriba: anomalías de viento (m/s) a 850 hPa. Abajo: anomalías estandarizadas de TCWV (colores) y viento a 850 hPa (vectores) durante la etapa inicial de la sequía 2020

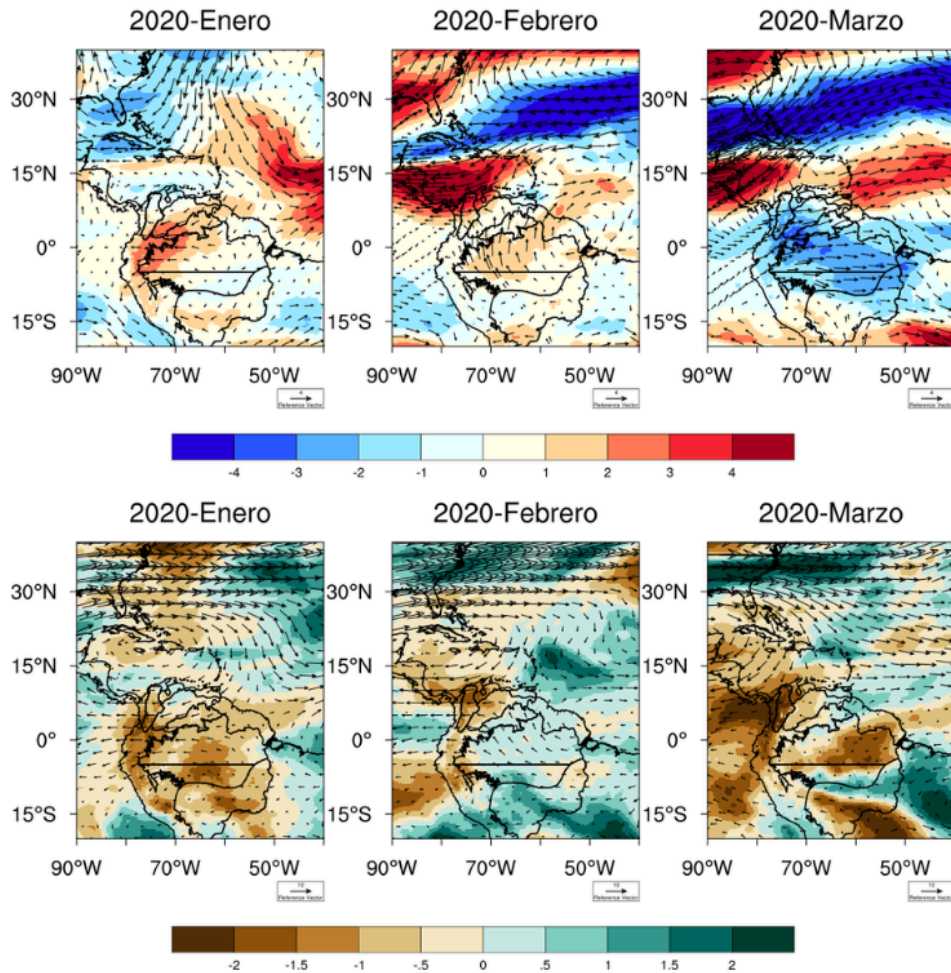


Figura 6.11. Arriba: anomalías del viento (m/s) a 500 hPa. Abajo: anomalías estandarizadas de HR a 500 hPa (colores) y viento a 500 hPa (vectores) durante la etapa inicial de la sequía 2020

6.2.6. Etapa intermedia de la sequía 2020

Para la etapa intermedia de la sequía 2020, se observa una rotación anticiclónica en niveles bajos sobre el Atlántico (Figura 6.12, panel inferior). Sin embargo, las anomalías del viento a 850 hPa no muestran un fortalecimiento del anticiclón (Figura 6.12, panel superior). Para el mes de abril, las condiciones del viento sobre la cuenca Orinoco indican una circulación más débil (Figura 6.12, panel superior). En esta etapa de la sequía, todos los meses presentaron déficit de agua precipitable, principalmente en NORI (Figura 6.12, panel inferior).

En general, en la etapa intermedia de la sequía 2020, se observa una circulación anticiclónica en niveles medios (Figura 6.13, panel inferior). Adicionalmente, las anomalías del viento a 500 hPa sobre el Atlántico muestran un sistema de alta presión fuerte (Figura 6.13, panel superior). La HR presentó condiciones por debajo del promedio en abril y mayo (Figura 6.13, panel inferior). En esta etapa de la sequía, las anomalías negativas de TCWV y HR están asociadas con entradas de aire relativamente más seco desde el Atlántico subtropical, debido a la presencia de un sistema anticiclónico en niveles medios.

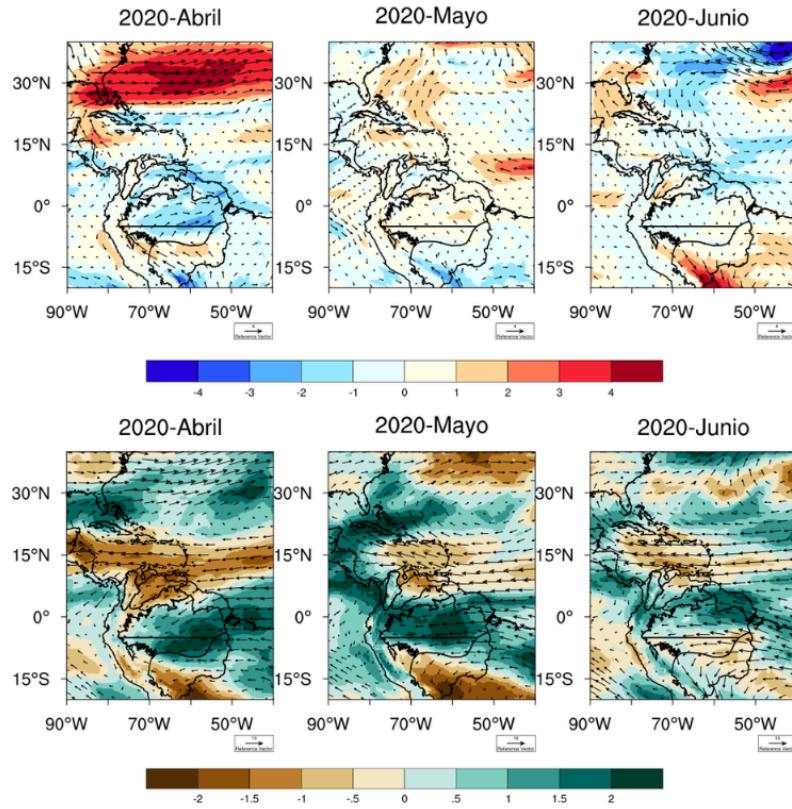


Figura 6.12. Arriba: anomalías de viento (m/s) a 850 hPa. Abajo: anomalías estandarizadas de TCWV (colores) y viento a 850 hPa (vectores) durante la etapa intermedia de la sequía 2020

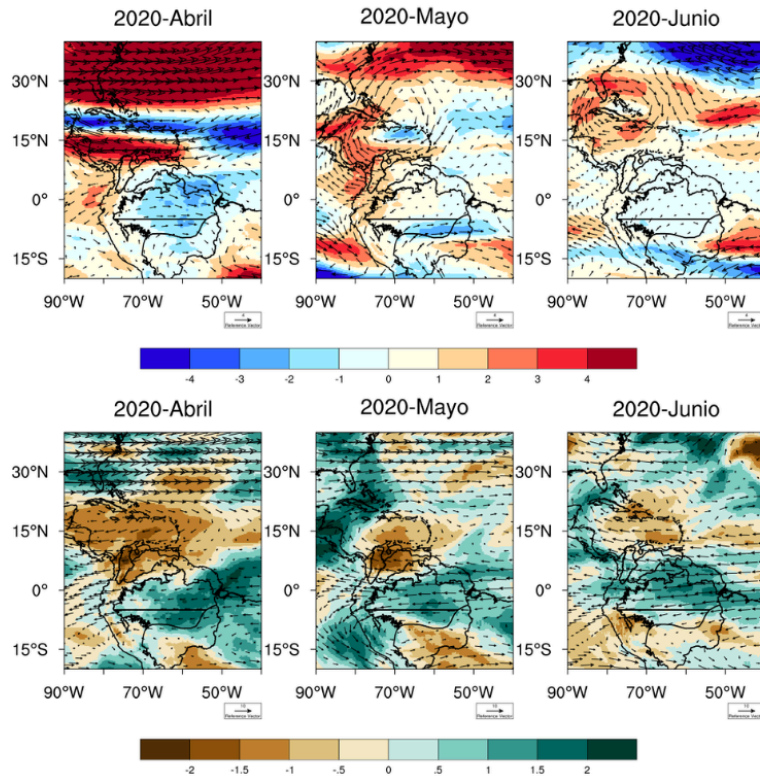


Figura 6.13. Arriba: anomalías del viento (m/s) a 500 hPa. Abajo: anomalías estandarizadas de HR a 500 hPa (colores) y viento a 500 hPa (vectores) durante la etapa intermedia de la sequía 2020

6.2.7. Etapa final de la sequía 2020

Para la etapa final de la sequía 2020, se observa una rotación anticiclónica en niveles bajos sobre el Atlántico (Figura 6.14, panel inferior). Sin embargo, las anomalías del viento a 850 hPa no muestran un fortalecimiento del anticiclón (Figura 6.14, panel superior). Para esta etapa, las condiciones del viento sobre la cuenca Orinoco muestran una circulación débil (Figura 6.14, panel superior). Para esta etapa de la sequía, no se observa déficit de agua precipitable.

En la etapa final de la sequía 2020, se observa una circulación anticiclónica en niveles medios (Figura 6.15, panel inferior). Adicionalmente, las anomalías del viento en este nivel sobre el Atlántico muestran un sistema fuerte de alta presión (Figura 6.15, panel superior). La HR presentó condiciones más secas solo en territorio colombiano de la Orinoquia, durante el mes de agosto (Figura 6.15, panel inferior). Para todas las etapas de la sequía 2020, tanto la TCWV como la HR no muestran de forma clara las condiciones secas que muestran los índices de sequía usados.

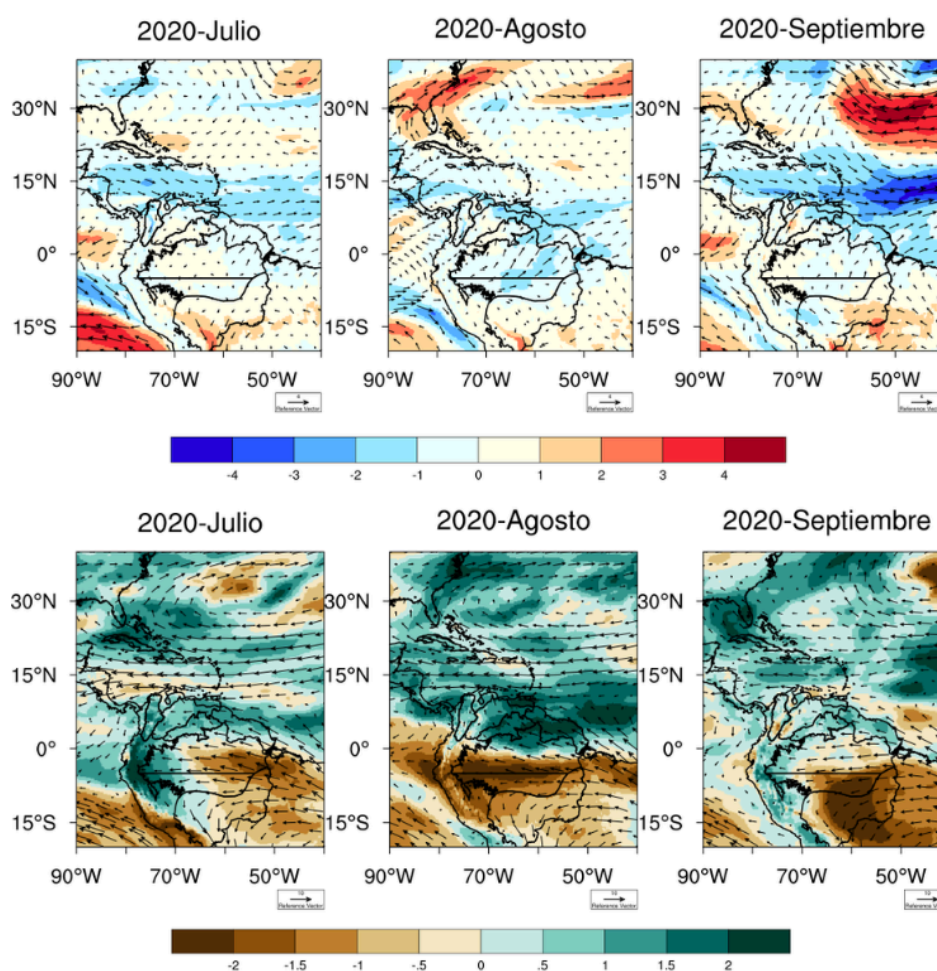


Figura 6.14. Arriba: anomalías de viento (m/s) a 850 hPa. Abajo: anomalías estandarizadas de TCWV (colores) y viento a 850 hPa (vectores) durante la etapa final de la sequía 2020

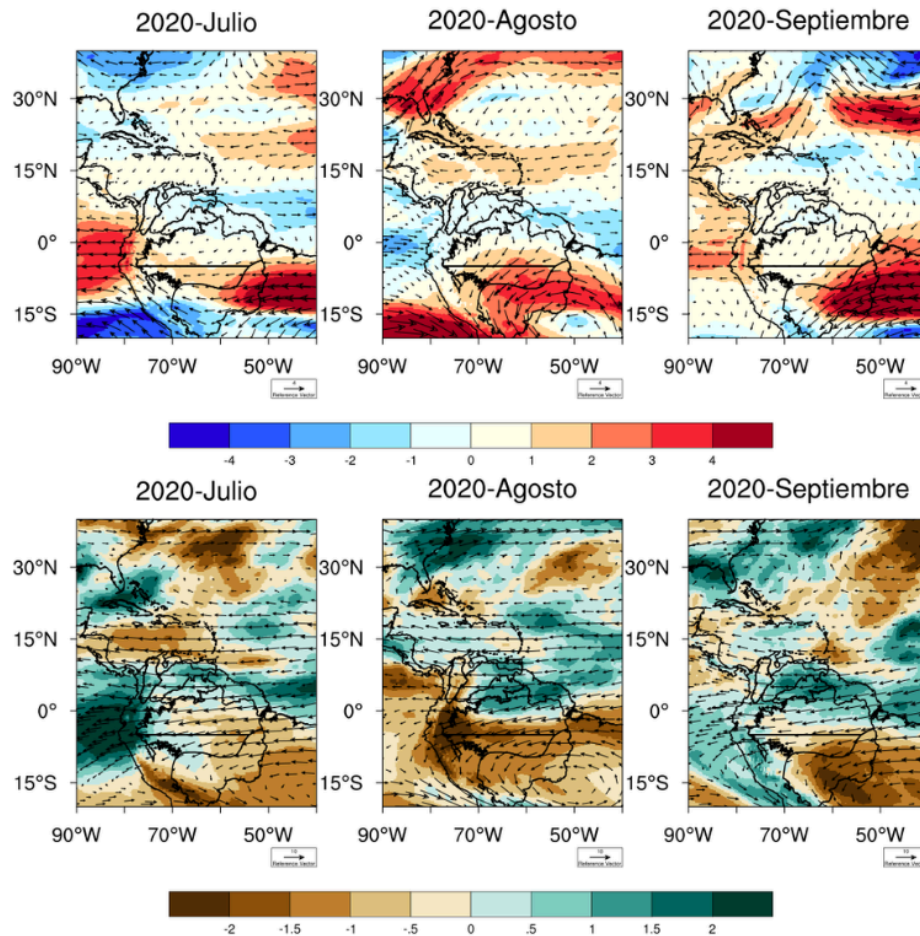


Figura 6.15. Arriba: anomalías del viento (m/s) a 500 hPa. Abajo: anomalías estandarizadas de HR a 500 hPa (colores) y viento a 500 hPa (vectores) durante la etapa final de la sequía 2020

Es importante mencionar que entre los años 2020 y 2021, a pesar de presentar la ocurrencia de condiciones La Niña, hubo periodos de sequía meteorológica que no se describieron en el Capítulo 3. Sin embargo, estos periodos con déficit de P también pudieron estar relacionados con el fortalecimiento del sistema de alta presión sobre el Atlántico (ver Figura A6.1 a Figura A6.16).

6.3. Evolución temporal de la precipitación durante el periodo 2018-2020

En la Figura 6.16 se observa la ocurrencia de un evento el Niño durante el periodo de octubre de 2018 a julio de 2019. En SORI, la recuperación de la precipitación ocurrió justo al finalizar este evento El Niño. Sin embargo, la altura geopotencial en niveles medios juega un rol importante con respecto al comportamiento de la precipitación, principalmente en NORI, ya que cuando la altura geopotencial a 500hPa presenta anomalías máximas, la precipitación presenta los valores mínimos, y viceversa. En resumen, el evento de sequía 2018-2019 se puede explicar debido a la ocurrencia de condiciones El Niño y de anomalías positivas del sistema de alta presión en el Atlántico, mientras que el evento de sequía 2020 se puede explicar por las anomalías positivas del anticiclón.

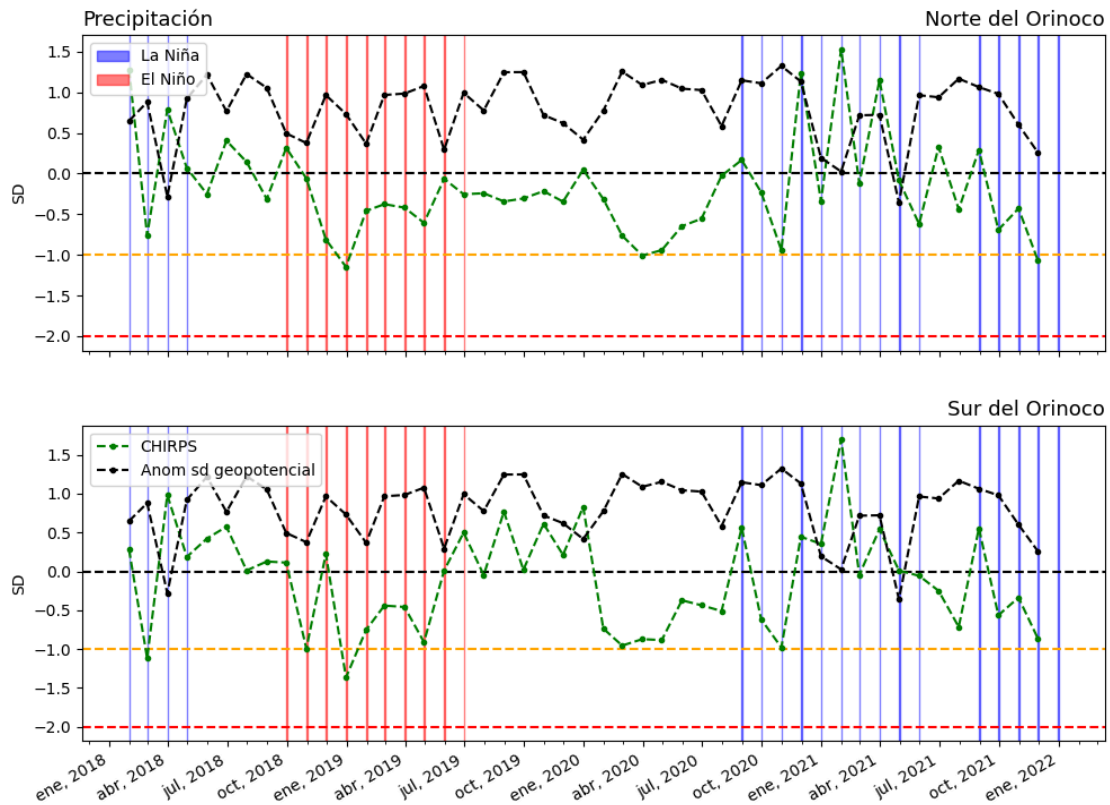


Figura 6.16. Series de tiempo de anomalías estandarizadas de precipitación según CHIRPS (línea verde) y anomalías estandarizadas de altura geopotencial a 500 hPa en el TNA (15°N-45°N; 85°W-35°W) según ERA5 (línea negra) durante el periodo 2018-2022, para el norte del Orinoco (arriba) y sur del Orinoco (abajo). Las líneas rojas (azules) indican la ocurrencia de condiciones El Niño (La Niña). Las líneas punteadas indican los umbrales de sequías severas (amarillo) y extremas (rojo)

Libonati et al. (2022) sugieren la ocurrencia de anomalías positivas de altura geopotencial en niveles medios durante la temporada de olas de calor e incendios sobre la región del Pantanal (2019-2020). Esta anomalía de alta presión en Suramérica fue la responsable de la subsidencia de masas de aire, causando el calentamiento adiabático de la superficie, además de la persistencia de condiciones de cielo despejado que promovieron el calentamiento de la superficie, dejando al suelo con niveles bajos de humedad y la ausencia de precipitación en la región del Pantanal y, en general, en Suramérica.

6.4. Comportamiento espacial de la precipitación, la evapotranspiración, la humedad del suelo y el NDVI durante el periodo 2018-2021

Las Figuras 6.17 y 6.20 muestran el comportamiento espacial de las anomalías estandarizadas de precipitación para los años 2018, 2019, 2020 y 2021, según CHIRPS. En general, se observa que en el norte de Suramérica hubo condiciones secas, con variaciones espacio-temporales, desde el año 2018 (i.e., resaltan las regiones con déficit de precipitación en el norte de Suramérica) (Figura 6.17). Este patrón seco permaneció en 2019 (Figura 6.18). Las condiciones secas continuaron aumentando en 2020, principalmente en la región más al norte del continente (Figura 6.19). Para el año 2021, las condiciones de déficit de precipitación se presentaron entre abril y diciembre (Figura 6.20).

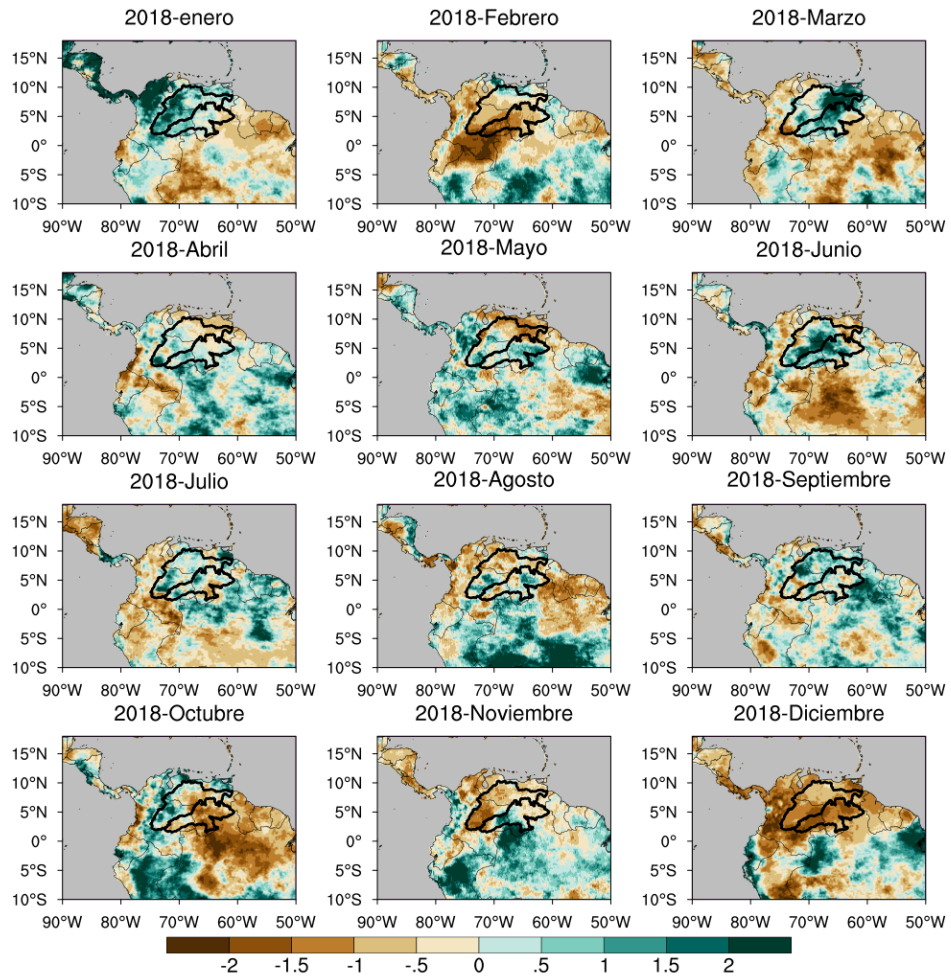


Figura 6.17. Comportamiento espacial de las anomalías estandarizadas de precipitación para el año 2018, según CHIRPS

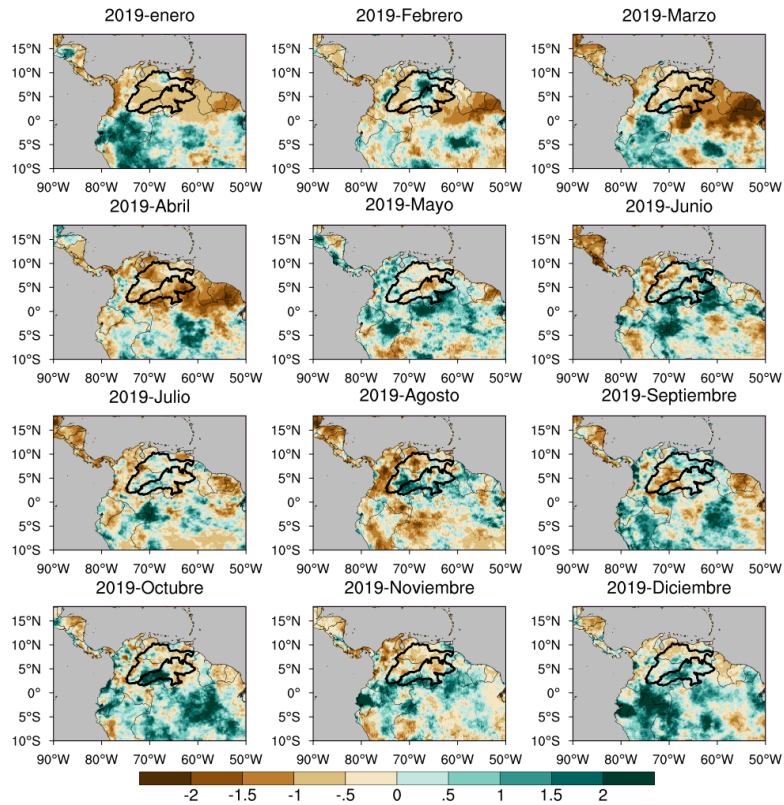


Figura 6.18. Comportamiento espacial de las anomalías estandarizadas de precipitación para el año 2019, según CHIRPS

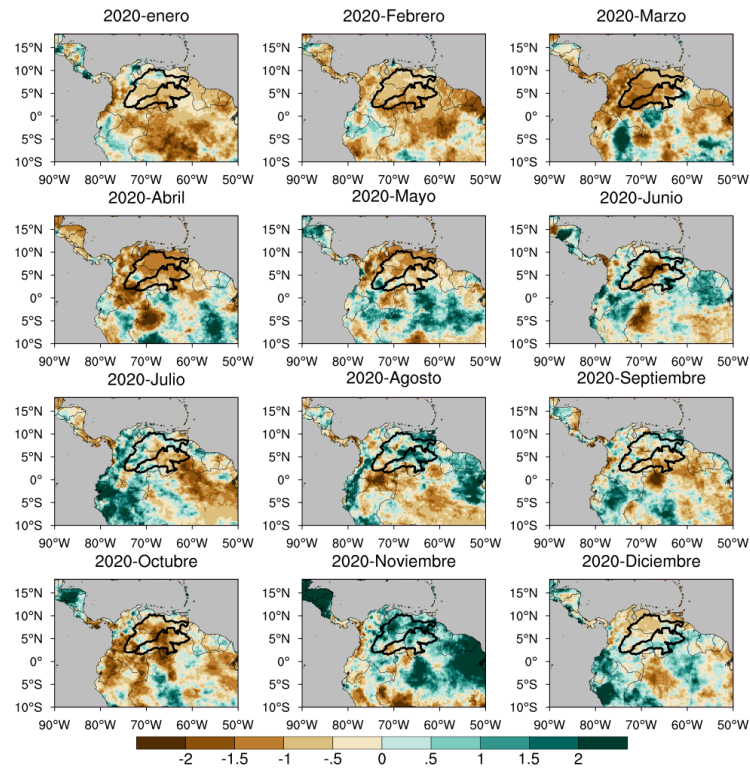


Figura 6.19. Comportamiento espacial de las anomalías estandarizadas de precipitación para el año 2020, según CHIRPS

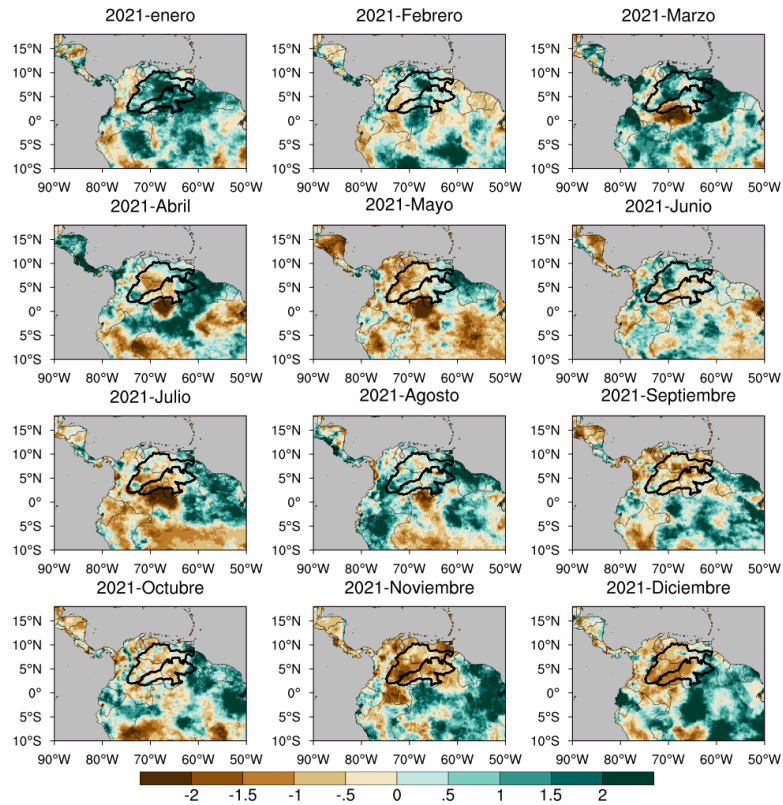


Figura 6.20. Comportamiento espacial de las anomalías estandarizadas de precipitación para el año 2021, según CHIRPS

En general, la ET presentó un comportamiento opuesto a la P en 2018, es decir, cuando la precipitación estuvo por encima del promedio, la ET presentó anomalías negativas, y viceversa (ver Figura 6.21). En 2019, la ET presentó valores por debajo del promedio durante los meses de enero, febrero, marzo y abril. En estos meses, se presentó un déficit de P que se sostuvo desde 2018. Esto es similar a lo que se observó durante el periodo 2012-2016 (Capítulo 5). Para este periodo, el déficit de P durante un periodo largo de la temporada seca (desde transición de temporada húmeda a seca) se asocia con un déficit de ET debido a reducciones de SM. En lo que sigue del año 2019, en general, prevalecen las condiciones de anomalías positivas de ET sobre el Orinoco (Figura 6.22). En 2020, el comportamiento de la ET fue muy similar al del año 2019, con la diferencia que el déficit de ET se extendió hasta mayo (Figura 6.23). Para el año 2021, predominaron las condiciones de anomalías positivas de ET en el Orinoco y el norte de Suramérica (Figura 6.24).

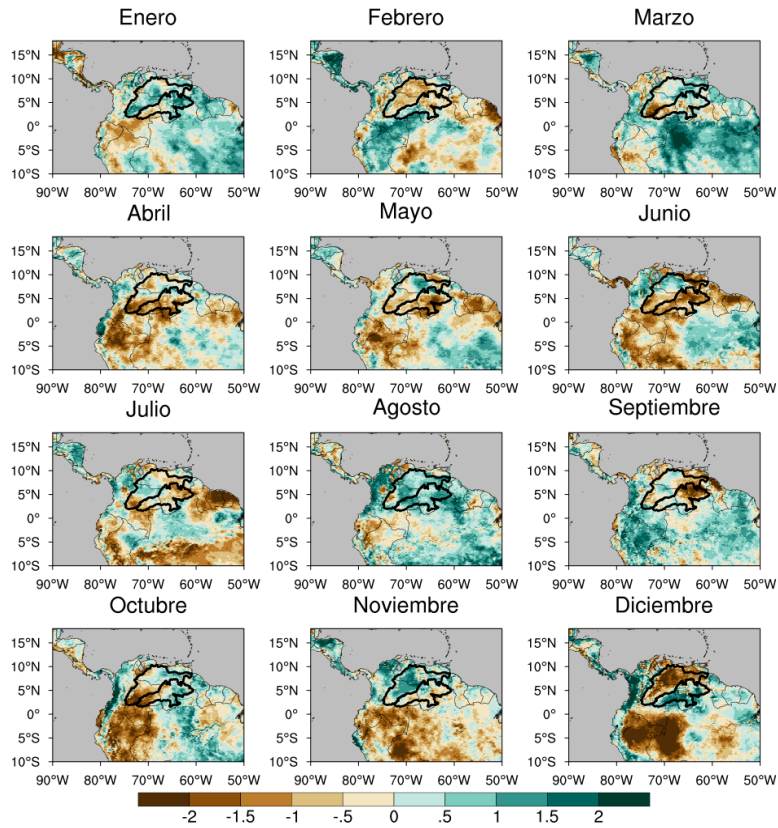


Figura 6.21. Comportamiento espacial de las anomalías estandarizadas de evapotranspiración para el año 2018, según ERA5-Land

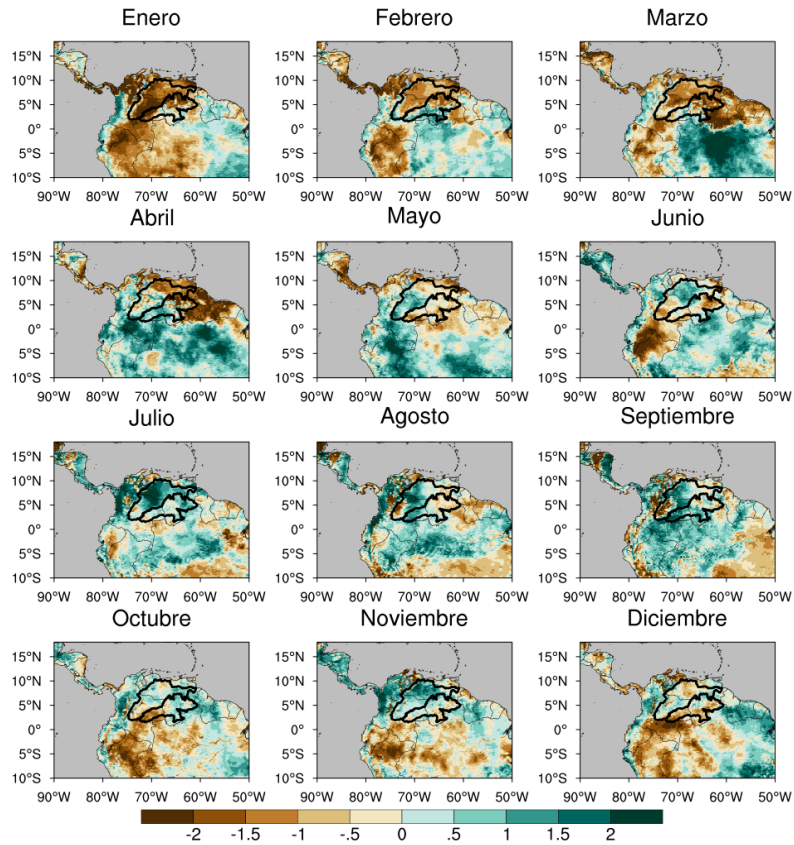


Figura 6.22. Comportamiento espacial de las anomalías estandarizadas de evapotranspiración para el año 2019, según ERA5-Land

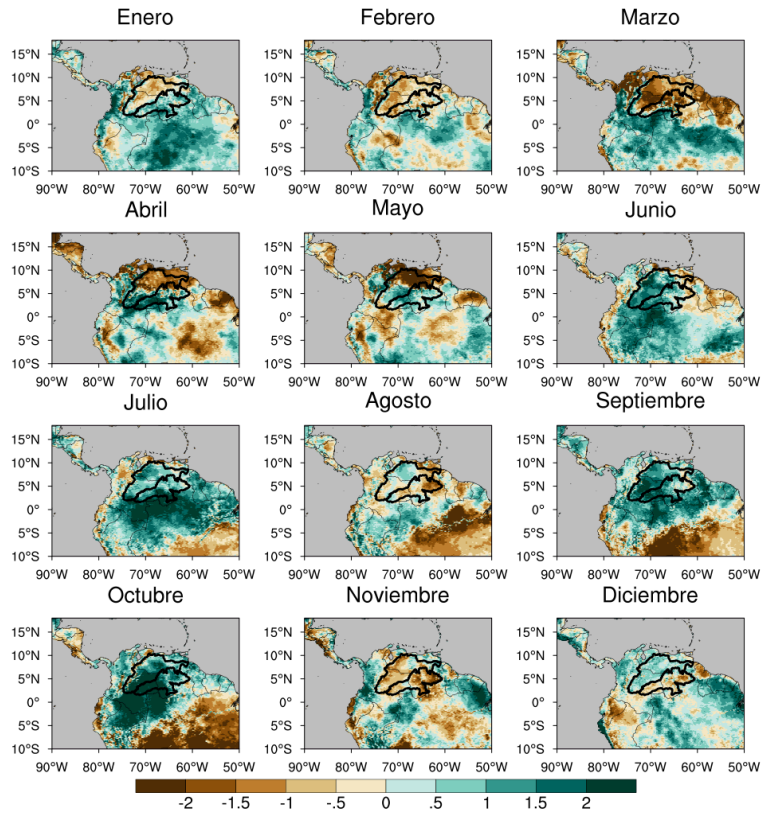


Figura 6.23. Comportamiento espacial de las anomalías estandarizadas de evapotranspiración para el año 2020, según ERA5-Land

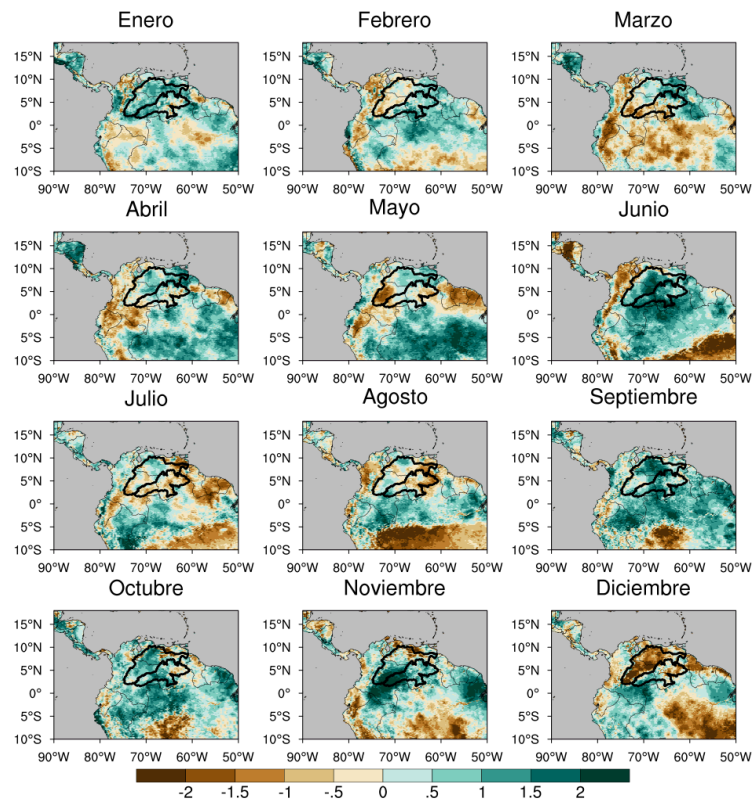


Figura 6.24. Comportamiento espacial de las anomalías estandarizadas de evapotranspiración para el año 2021, según ERA5-Land

Durante el periodo 2018-2021, la SM mostró anomalías negativas (Figuras 6.25 a 6.28), principalmente en la región más al norte del continente (incluido el Orinoco) (Figura 6.25). En el año 2020, se alcanzaron condiciones secas en casi en la totalidad del norte de Suramérica y, además, se observan los valores más extremos en la cuenca del río Orinoco en abril, mayo y junio (Figura 6.26). Escobar et al. (2022) sugieren que durante abril, el reciclaje de P desde la cuenca del Orinoco es importante para el Caribe y los Andes tropicales, por lo que condiciones más secas del suelo en este mes pueden tener un impacto en la precipitación de los Andes tropicales y el Caribe. En general, el déficit de SM durante este periodo fue mucho mayor comparado con los periodos 2009-2010 (Capítulo 4) y 2012-2016 (Capítulo 5).

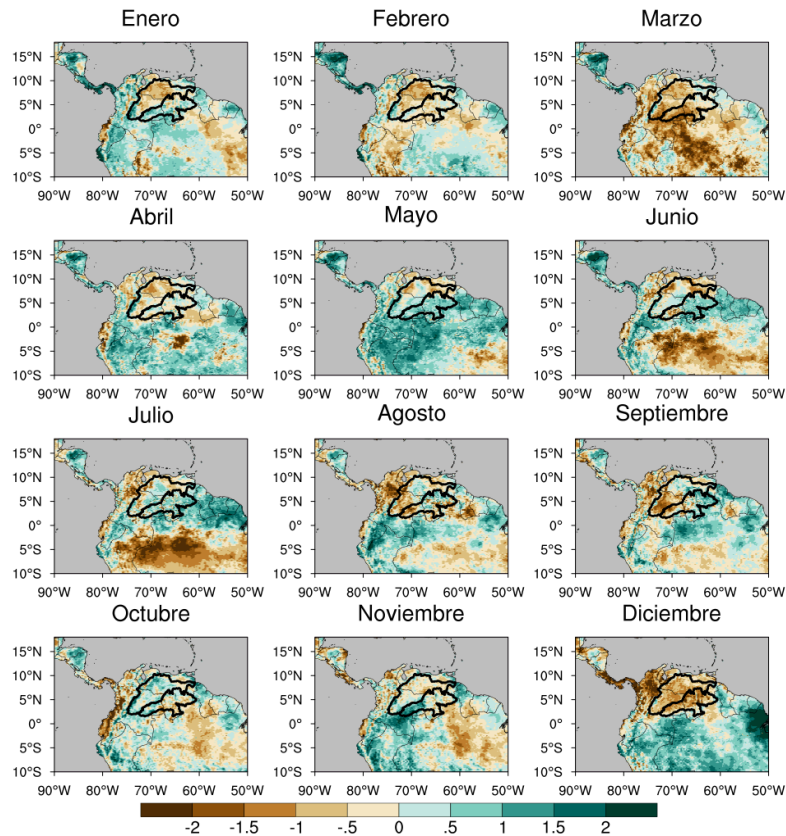


Figura 6.25. Comportamiento espacial de las anomalías estandarizadas de humedad del suelo para el año 2018, según ERA5-Land

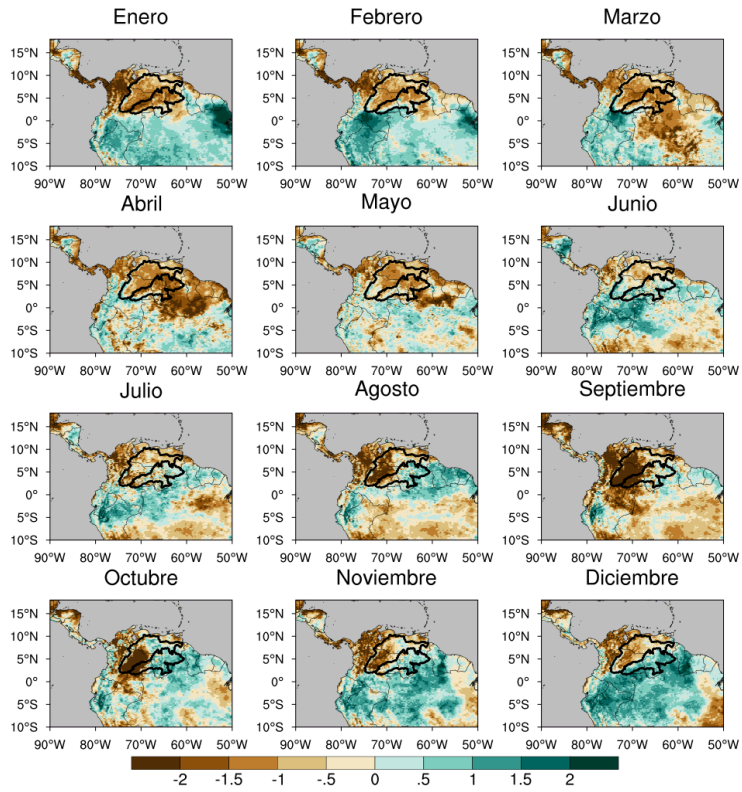


Figura 6.26. Comportamiento espacial de las anomalías estandarizadas de humedad del suelo para el año 2019, según ERA5-Land

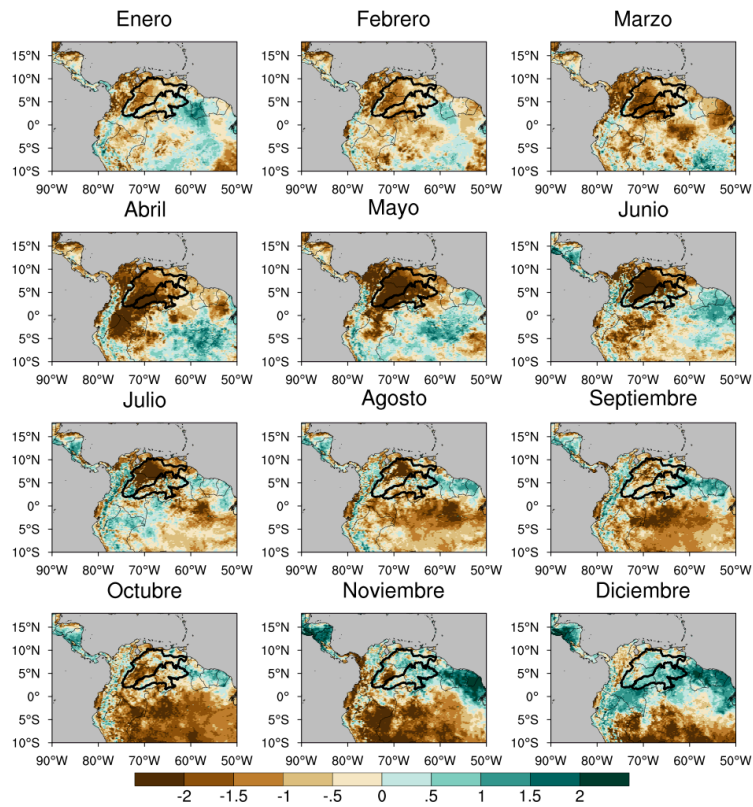


Figura 6.27. Comportamiento espacial de las anomalías estandarizadas de humedad del suelo para el año 2020, según ERA5-Land

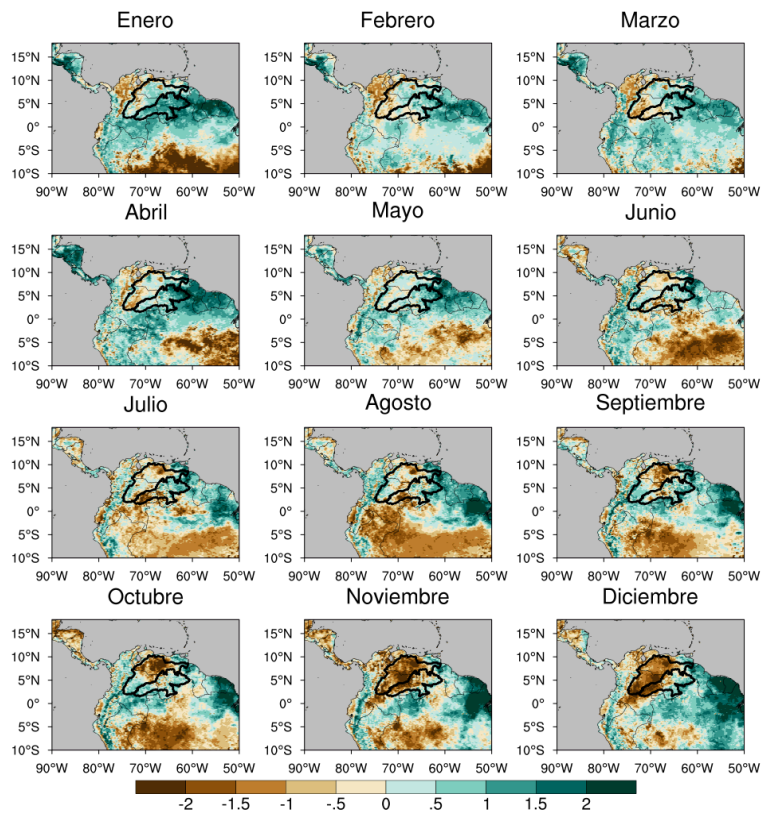


Figura 6.28. Comportamiento espacial de las anomalías estandarizadas de humedad del suelo para el año 2021, según ERA5-Land

En las Figuras 6.29 a 6.32 se muestra el comportamiento espacial del NDVI en el norte de Suramérica durante el periodo 2018-2021. En general, se observa que el índice de vegetación tuvo anomalías positivas principalmente durante el periodo con mayor déficit de P (2019-2020).

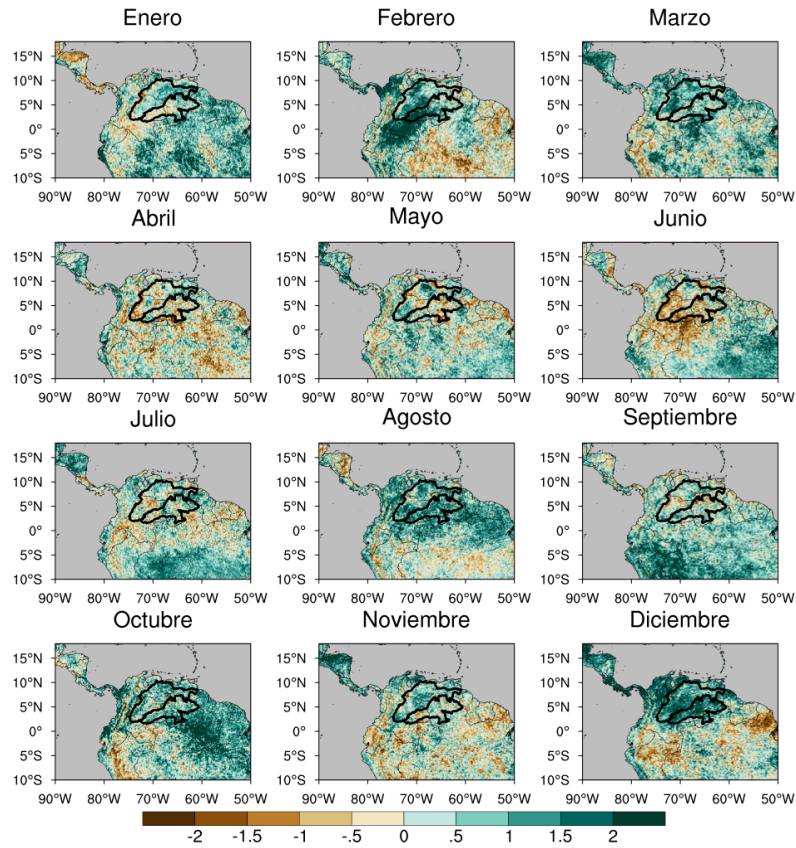


Figura 6.29. Comportamiento espacial de las anomalías estandarizadas de NDVI para el año 2018, según ERA5-Land

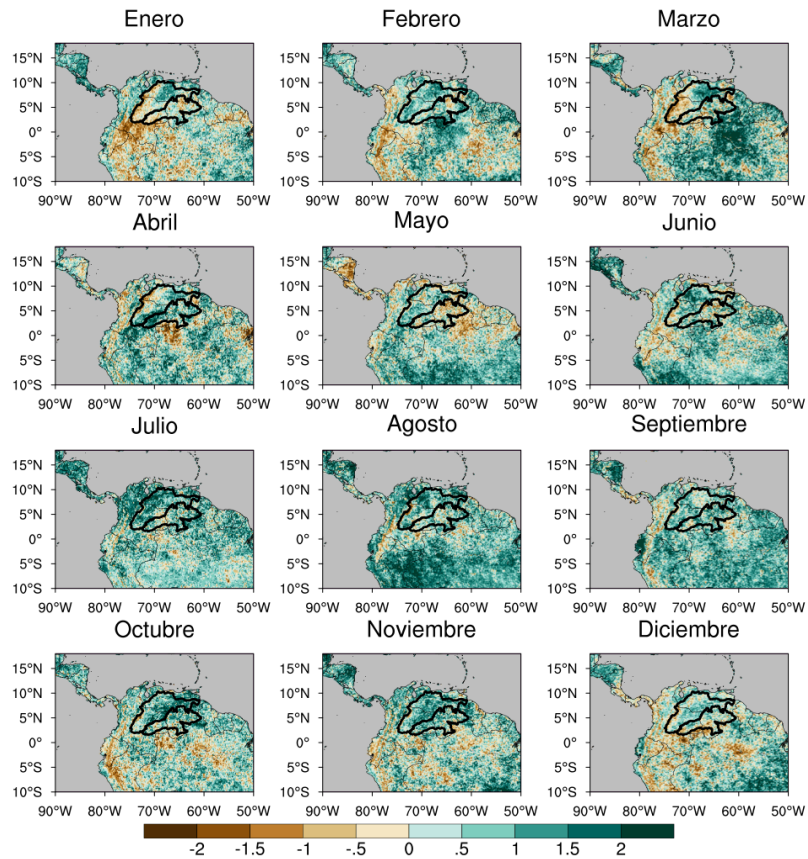


Figura 6.30. Comportamiento espacial de las anomalías estandarizadas de NDVI para el año 2019, según ERA5-Land

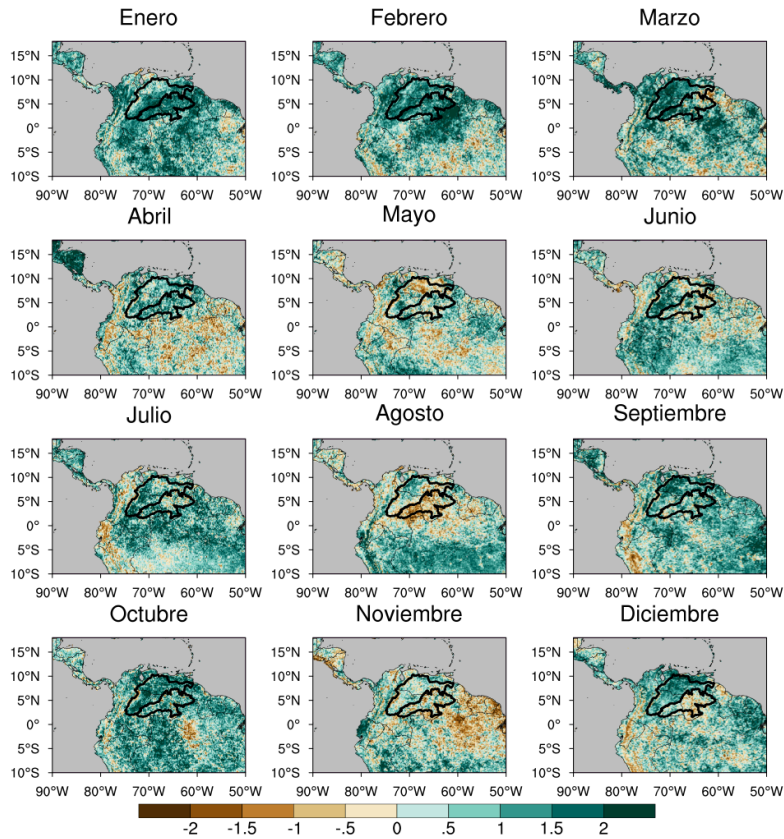


Figura 6.31. Comportamiento espacial de las anomalías estandarizadas de NDVI para el año 2020, según ERA5-Land

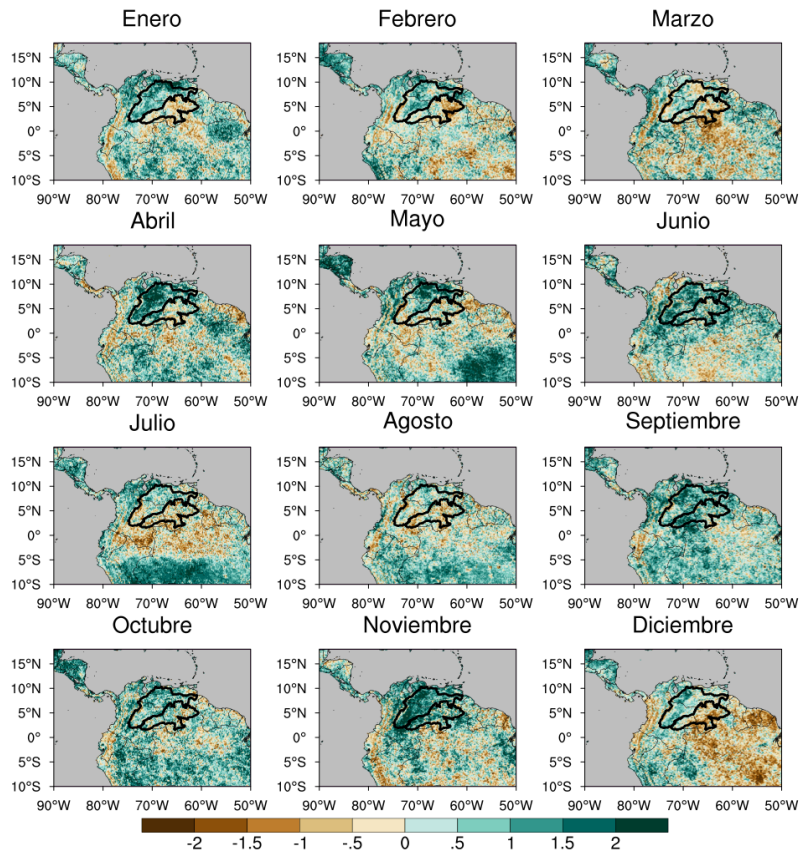


Figura 6.32. Comportamiento espacial de las anomalías estandarizadas de NDVI para el año 2021, según ERA5-Land

6.5. Evolución temporal de la precipitación, la humedad del suelo, la evapotranspiración, el NDVI y la radiación neta en superficie durante el periodo 2018-2021

En general, durante el periodo 2018-2021, la Rn y el NDVI mostraron anomalías positivas muy por encima del promedio, mientras que la P, la SM y la ET presentaron anomalías por debajo del promedio (la ET se recupera tanto en NORI como en SORI entre junio de 2019 y enero del 2020, periodo para el que la precipitación se acerca al promedio en NORI y presenta valores positivos en SORI). Para este periodo, la SM mostró los mayores déficits, principalmente en NORI (Figura 6.36). A diferencia de los eventos analizados en los Capítulos 4 y 5, la ET responde al déficit de SM más que a la cantidad extra de Rn durante el periodo 2018-2021.

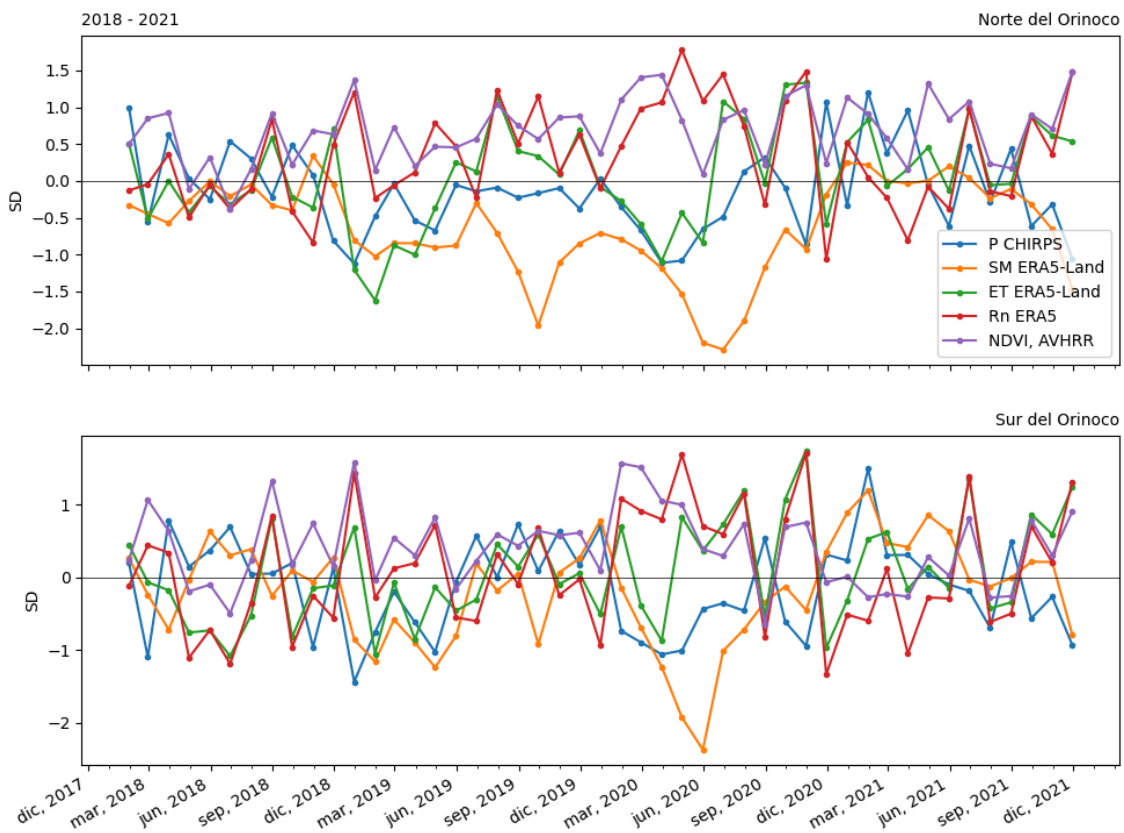


Figura 6.36. Comportamiento de la precipitación, la humedad del suelo, la evapotranspiración y la radiación neta en superficie durante el periodo 2018-2021

Libonati et al. (2022) muestran que el déficit de precipitación ocurrido en la región del Pantanal durante el año 2020, estuvo combinado con condiciones de cielo despejado, que permitieron la incidencia de una gran cantidad de energía radiativa en superficie y el desarrollo de descenso adiabáticos de masas de aire, causando altas tasas de ET desde la superficie para satisfacer la alta demanda de agua de la atmósfera. Estos procesos combinados fueron clave para que ocurriera un pronunciado déficit de humedad en el suelo y un estrés en la ET durante la temporada de incendios observados en el Pantanal durante el año 2020. Es decir, las condiciones concurradas cálidas y secas controlaron la partición de flujos de agua y energía en la superficie. Adicionalmente, Libonati et al. (2022) identificaron valores mínimos de evaporación que coinciden con la ocurrencia de eventos secos combinados con condiciones extremadamente cálidas.

En resumen, en NORI se presentó una sequía durante el periodo noviembre 2018 a noviembre 2020, en la cual el índice SPEI muestra las anomalías más negativas. En este periodo la P en SORI se recuperó entre junio 2019 y enero 2020. Este periodo de recuperación de precipitación en SORI coincide con condiciones débiles de los vientos alisios. El OLLJ presentó anomalías positivas en el año 2018, mientras que los vientos alisios presentaron anomalías positivas en la sequía 2020. Así, en resumen, los eventos de sequía 2018-2019 y 2020 se caracterizaron por varios mecanismos que operaron paralela y/o secuencialmente produciendo déficits de P.

Para el evento 2018-2019, se observa un anticiclón fuerte en niveles bajos y medios de la troposfera en la etapa inicial de la sequía; adicionalmente, se presentaron anomalías positivas del OLLJ y un evento El Niño que comenzó unos meses antes y terminó unos meses después del evento de sequía. Estos mecanismos pueden explicar el déficit de humedad en niveles medios y en la columna atmosférica. En la etapa intermedia de esta sequía se presentó el fortalecimiento de un sistema de alta presión en niveles bajos y un OLLJ más fuerte, los cuales favorecen la divergencia y la menor acumulación de humedad que se observó en la TCWV (para esta etapa de la sequía, la HR no muestra déficit). Por último, en la etapa final se observan anomalías positivas de altura geopotencial sobre el Atlántico subtropical, asociadas a una circulación anticiclónica en niveles bajos (el anticiclón en niveles medios se observa pero no presenta anomalías de magnitudes altas), y un OLLJ fuerte. Sin embargo, en esta etapa de la sequía, la TCWV y la HR a 500 hPa no muestran déficit de humedad.

En la sequía 2020, la etapa inicial presentó una circulación anticiclónica fuerte en niveles bajos y medios de la troposfera. Estas estructuras de escala regional se asocian con la entrada de aire más seco desde el océano Atlántico al norte y una mayor divergencia, lo que puede explicar el déficit de TCWV y HR a 500 hPa. En la etapa intermedia se observa un anticiclón fuerte en niveles medios y un OLLJ más fuerte. Estos mecanismos pueden explicar el déficit de TCWV y HR en niveles medios de la troposfera. En la etapa final de la sequía se presentó un anticiclón fuerte en niveles medios y un OLLJ débil. Sin embargo, la TCWV y la HR a 500 hPa no muestran condiciones de déficit de humedad.

Las variables en superficie responden a la dinámica atmosférica y al déficit de P durante el periodo 2018-2021. En general, la Rn y el NDVI presentaron anomalías positivas altas, mientras que la SM y la ET presentaron anomalías negativas. La ET presentó anomalías positivas cuando la P se recupera en SORI, y presenta valores cercanos al promedio en NORI. Para este periodo, la SM presenta el mayor déficit con respecto al promedio 2001-2021.

Anexos Capítulo 6

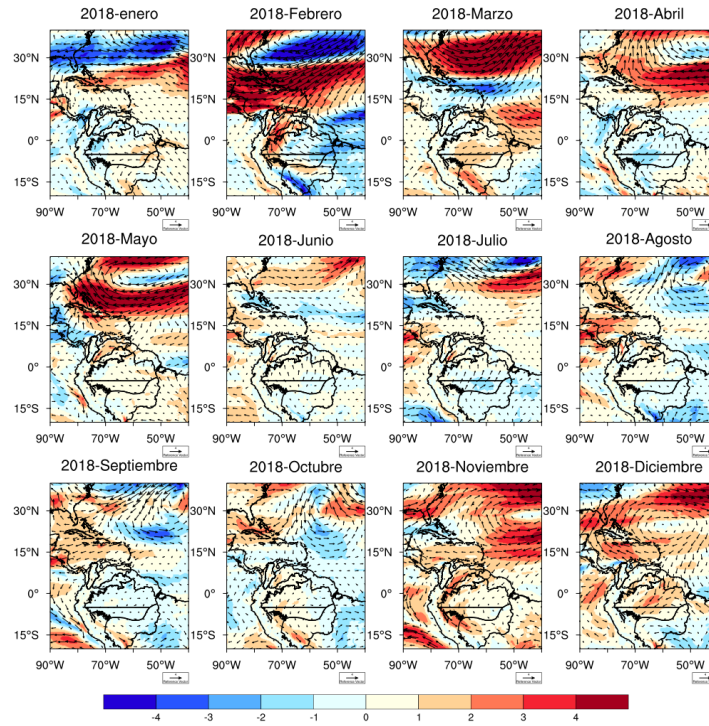


Figura A6.1. Anomalías del viento (m/s) a 850 hPa durante el año 2018

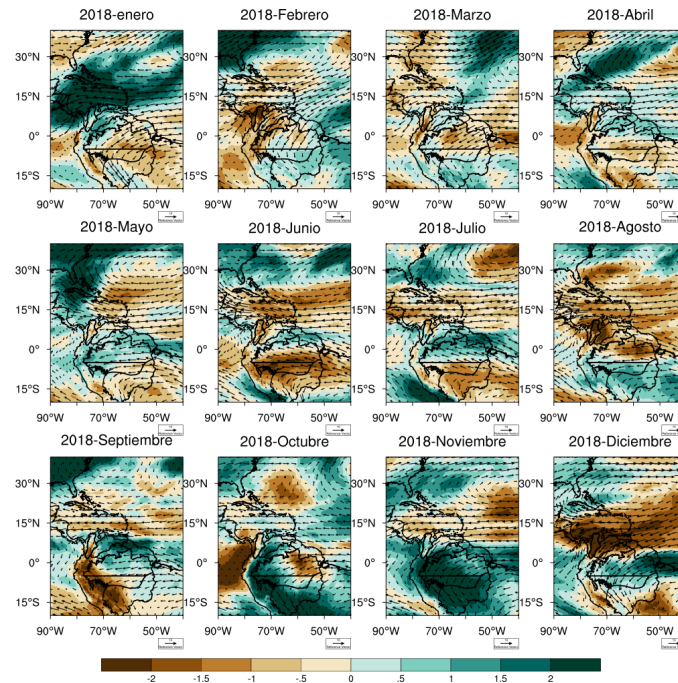


Figura A6.2. Anomalías estandarizadas de TCVW y viento a 850 hPa durante el año 2018

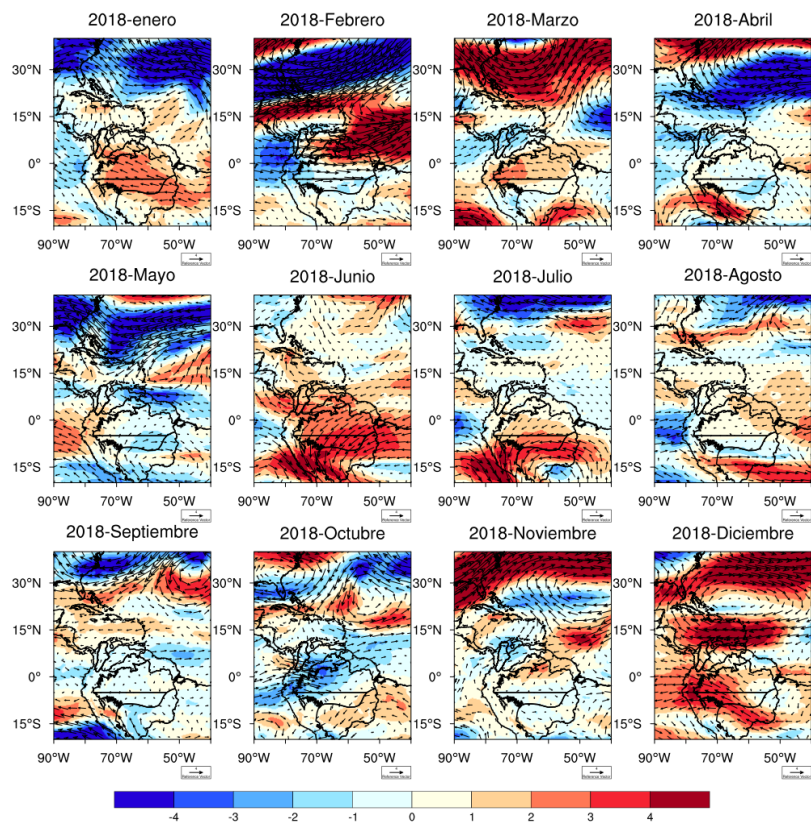


Figura A6.3. Anomalías del viento (m/s) a 500 hPa durante el año 2018

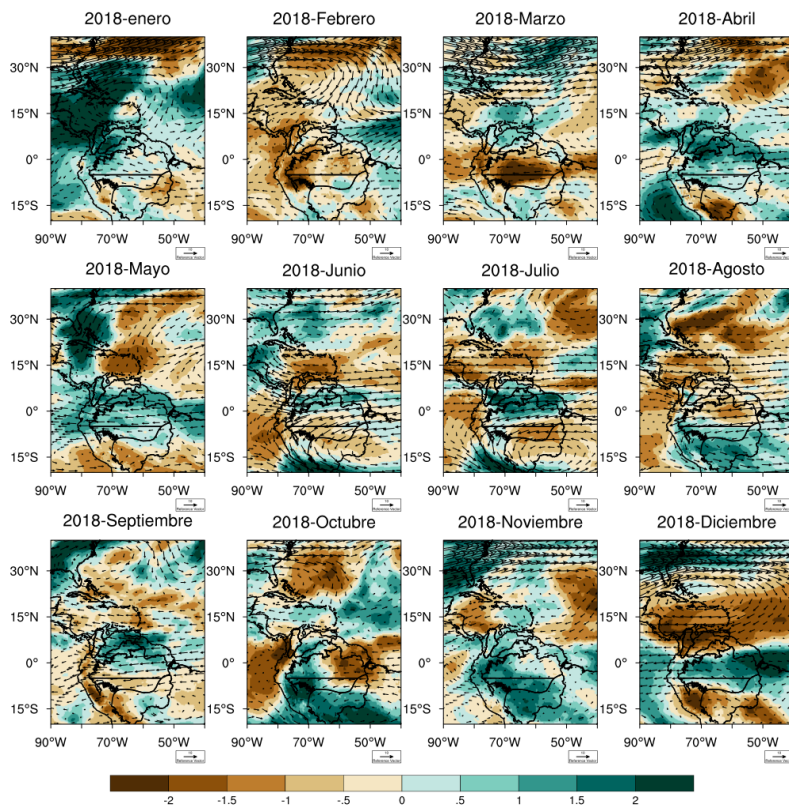


Figura A6.4. Anomalías estandarizadas de HR y viento a 500 hPa durante el año 2018

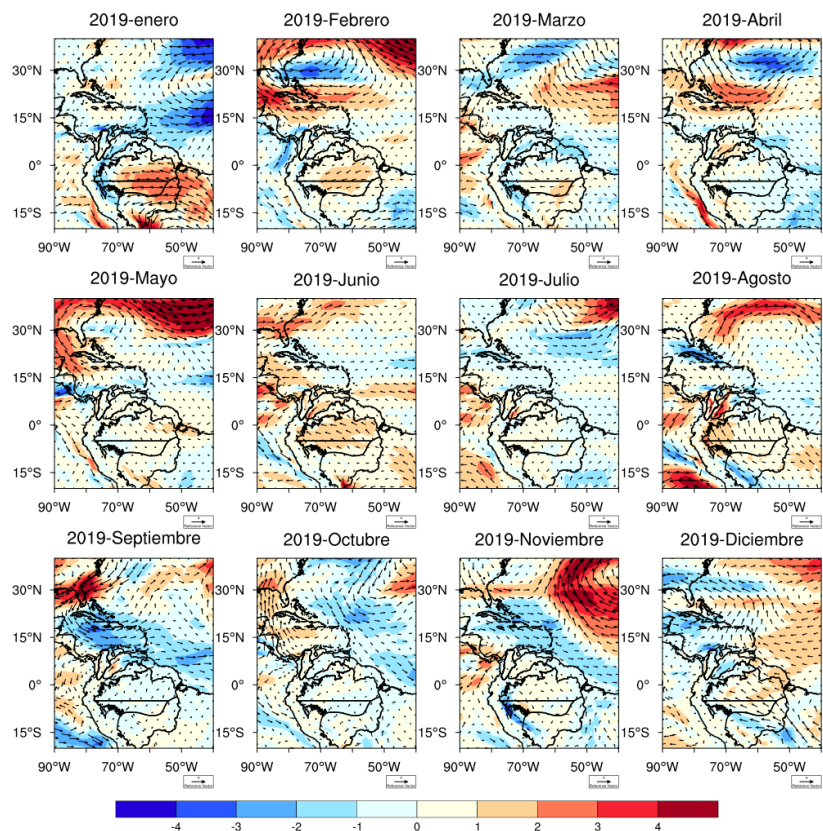


Figura A6.5. Anomalías del viento (m/s) a 850 hPa durante el año 2019

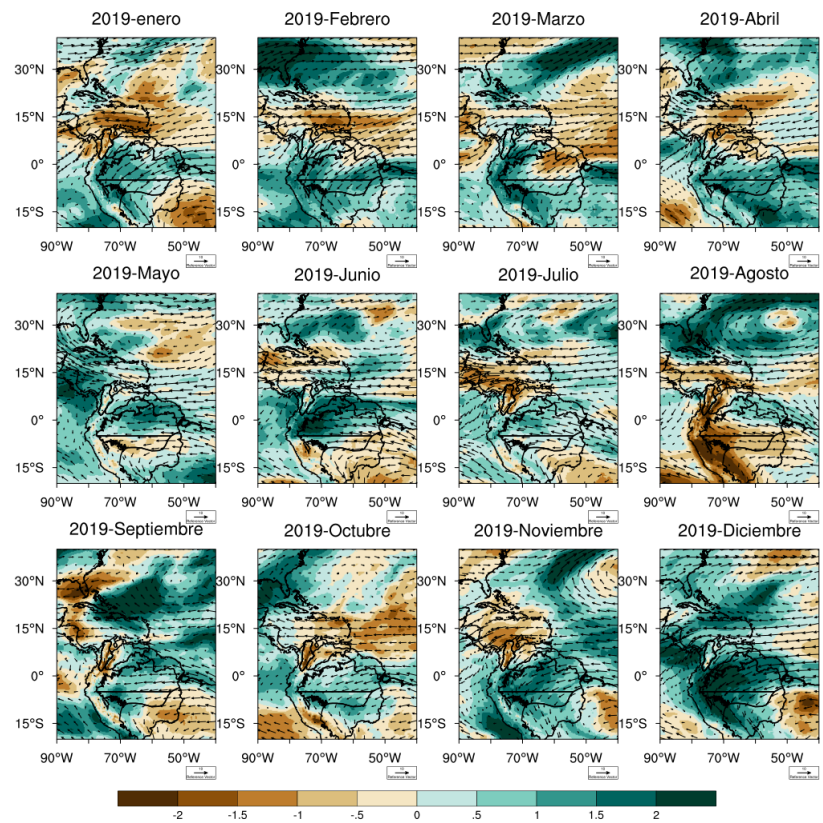


Figura A6.6. Anomalías estandarizadas de TCVW y viento a 850 hPa durante el año 2019

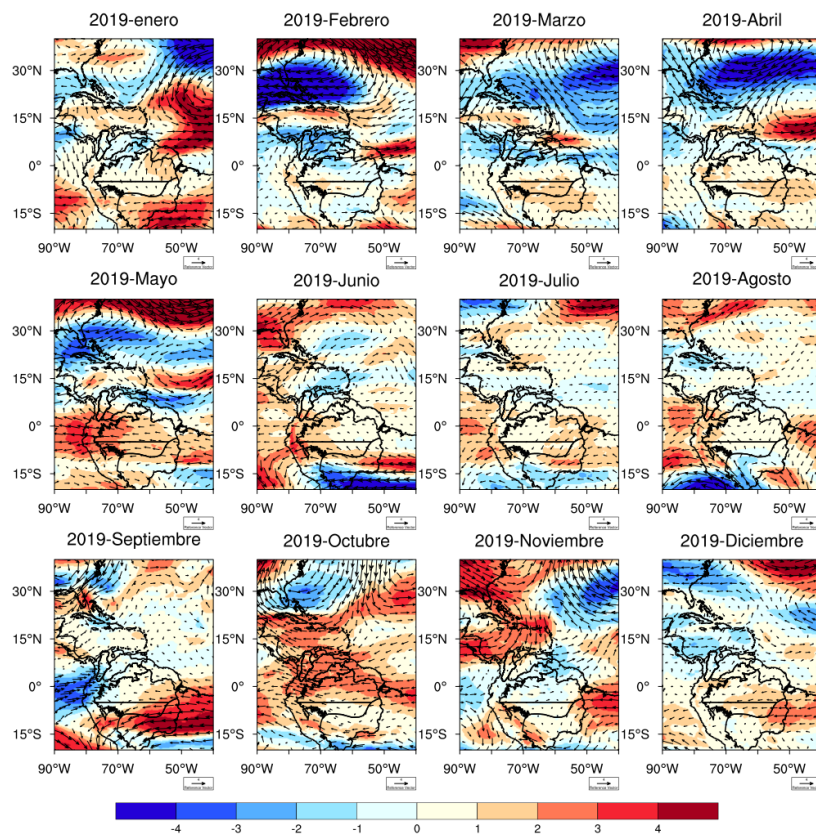


Figura A6.7. Anomalías del viento (m/s) a 500 hPa durante el año 2019

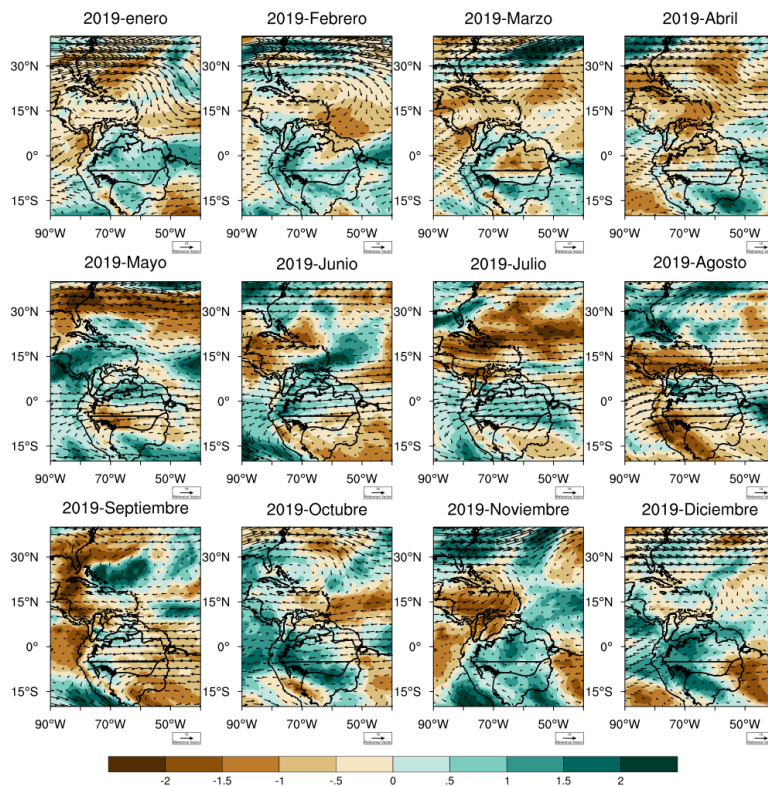


Figura A6.8. Anomalías estandarizadas de HR y viento a 500 hPa durante el año 2019

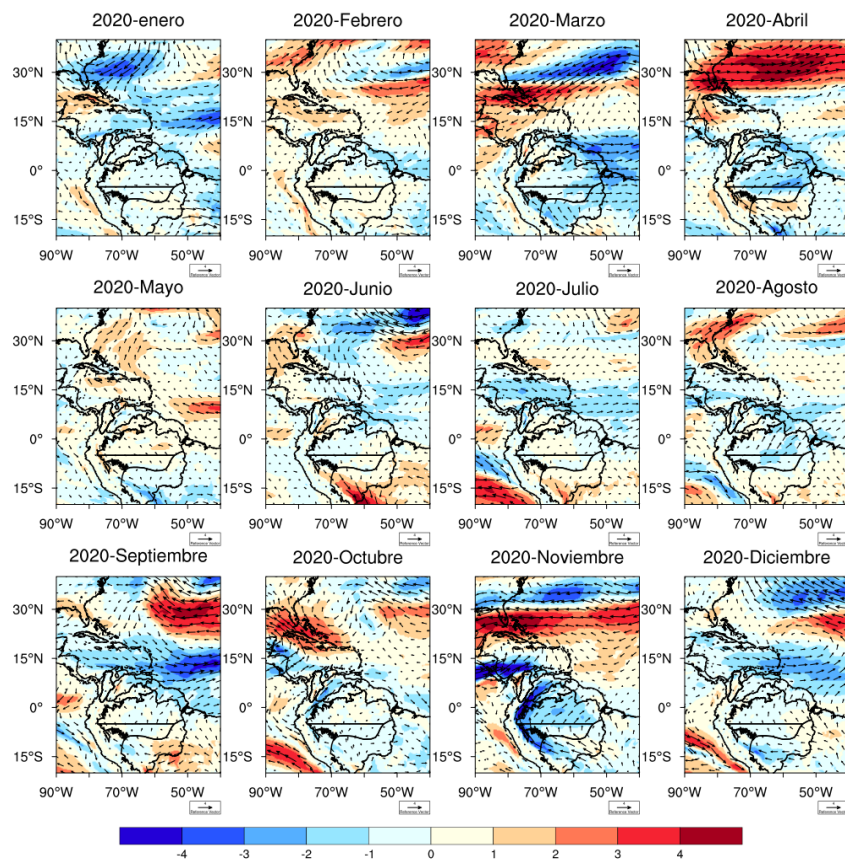


Figura A6.9. Anomalías del viento (m/s) a 850 hPa durante el año 2020

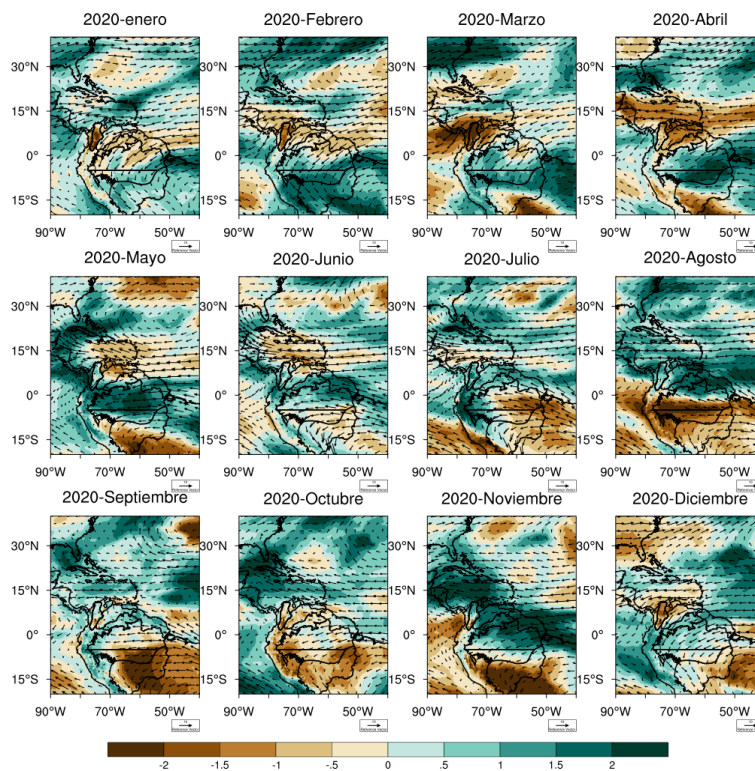


Figura A6.10. Anomalías estandarizadas de TCVW y viento a 850 hPa durante el año 2020

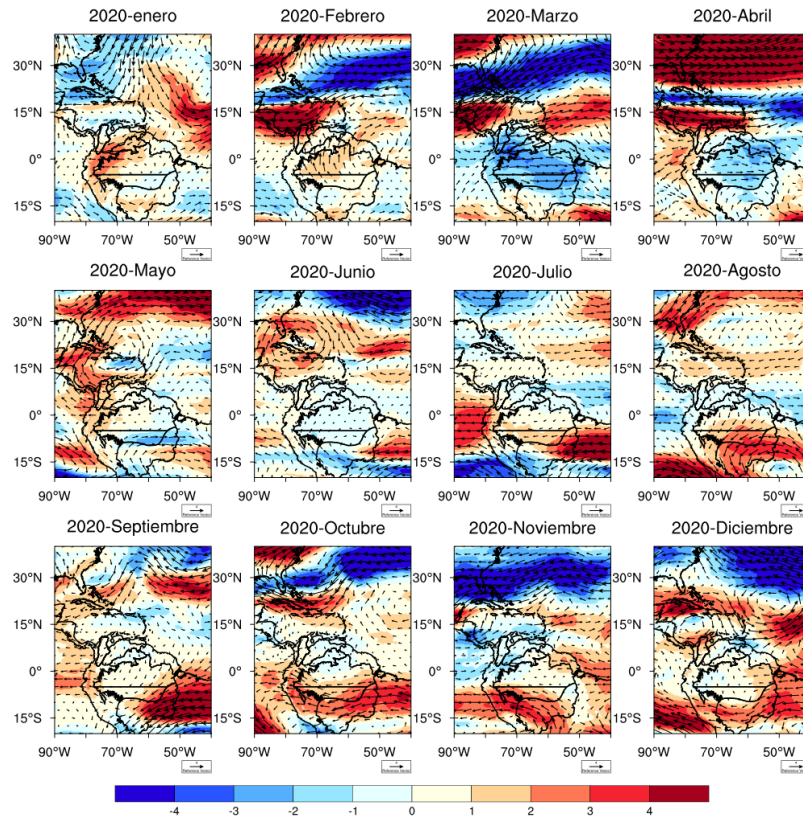


Figura A6.11. Anomalías del viento a 500 hPa durante el año 2020

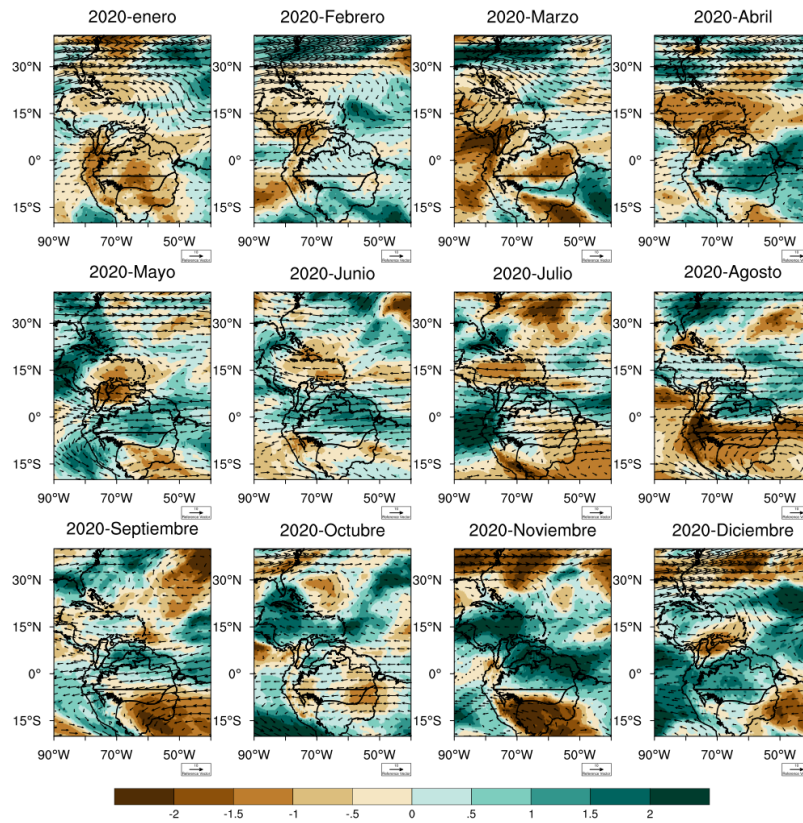


Figura A6.12. Anomalías estandarizadas de HR y viento a 500 hPa durante el año 2020

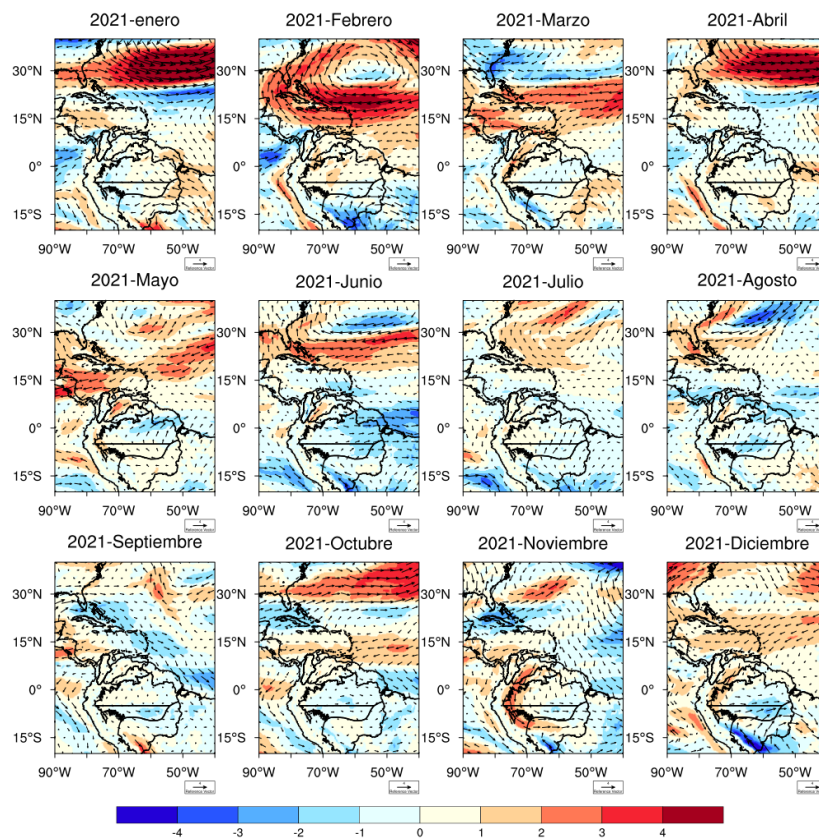


Figura A6.13. Anomalías del viento a 850 hPa durante el año 2021

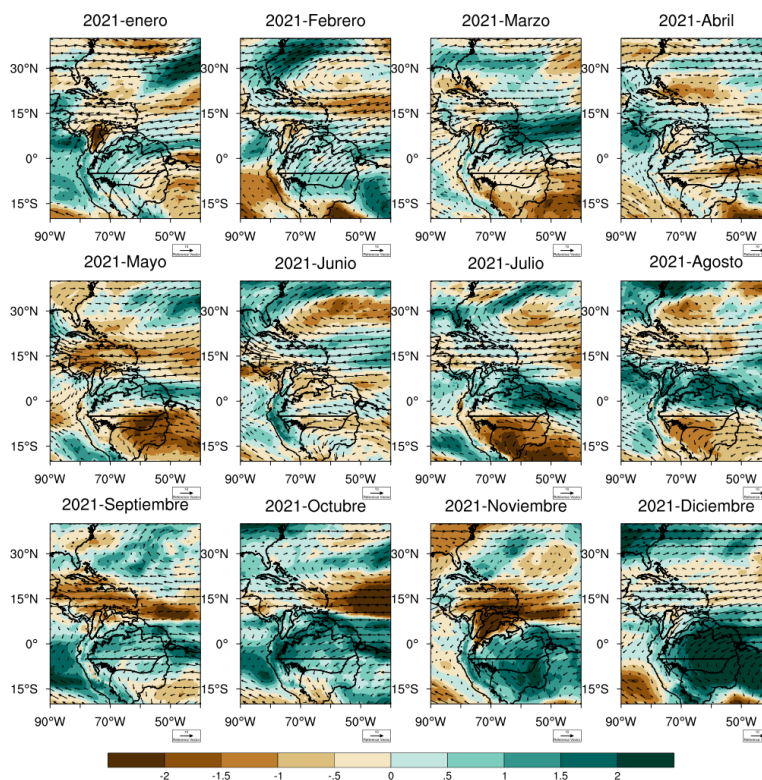


Figura A6.14. Anomalías estandarizadas de TCVW y viento a 850 hPa durante el año 2021

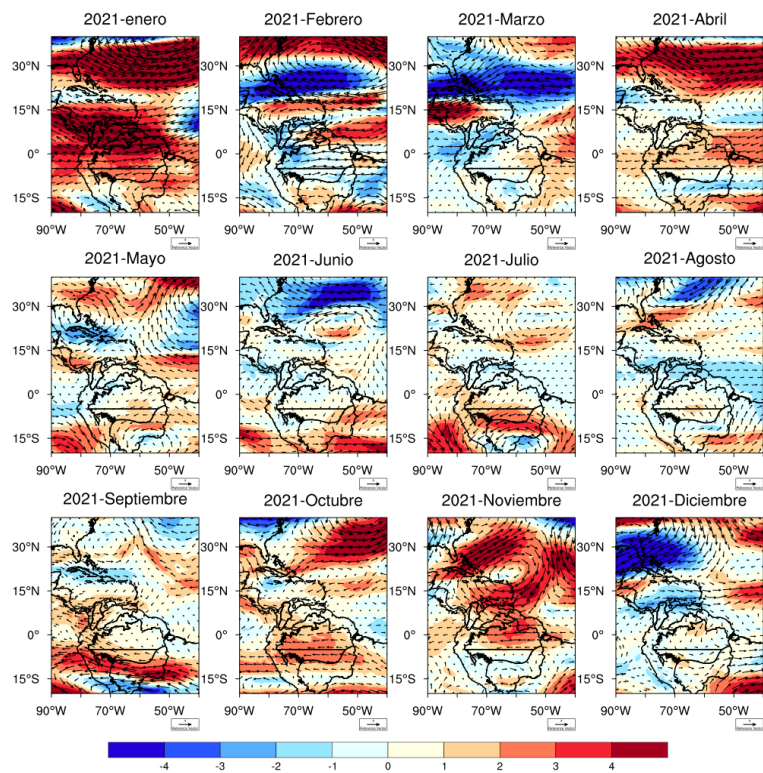


Figura A6.15. Anomalías del viento a 500 hPa durante el año 2021

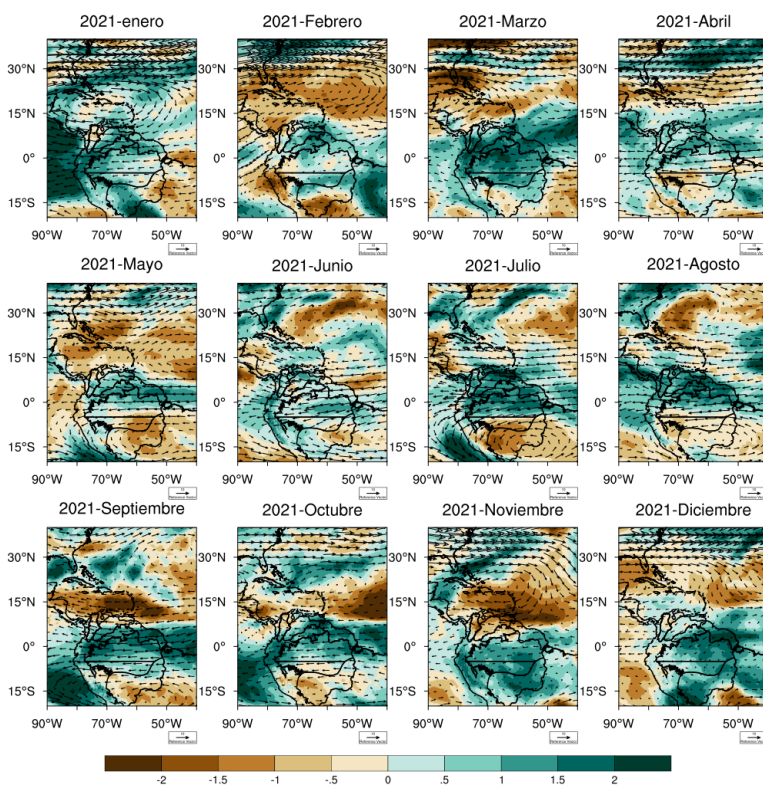


Figura A6.16. Anomalías estandarizadas de HR y viento a 500 hPa durante el año 2021

Capítulo 7

Discusión y conclusiones

Estudios recientes identifican un aumento en la frecuencia e intensidad de eventos extremos de precipitación que desencadenan inundaciones o sequías, debido al cambio climático antropogénico. Estos cambios se han detectado a escala global, incluyendo la región del Orinoco (Ault, 2020; Seneviratne et al., 2021; Castellanos et al., 2022). En este sentido, es fundamental caracterizar el comportamiento de las sequías en la cuenca del Orinoco, una región altamente vulnerable y que ha sido poco estudiada. Así, este Trabajo de Investigación se enfoca en el diagnóstico de sequías ocurridas en la cuenca del río Orinoco durante el pasado reciente. Para ello, se emplearon diversos índices: anomalías estandarizadas de precipitación (P), índice de precipitación estandarizada (SPI, por sus iniciales en inglés) e índice de precipitación y evapotranspiración estandarizado (SPEI, por sus iniciales en inglés). Además, se analizaron las anomalías estandarizadas de variables como evapotranspiración (ET), humedad del suelo (SM), radiación neta (Rn) y el Índice de Diferencias Normalizadas de Vegetación (NDVI, por sus iniciales en inglés), a partir de las diferentes bases de datos mostradas en la Tabla 1.1 y descritas en la sección 1.4. En general, la variabilidad y magnitud de una sequía depende del indicador, por lo cual el uso de una sola fuente de datos o un solo índice de sequía presenta el riesgo de subestimar o sobrestimar el estrés por sequía en regiones con alta incertidumbre de medición (Papastefanou et al., 2022), como es el caso del Orinoco. Adicionalmente, se analizaron las anomalías de patrones atmosféricos (vientos a 850 hPa y 500 hPa, vapor de agua en la columna atmosférica (TCWV), humedad relativa (HR) a 500 hPa y altura geopotencial a 500hPa; ver Tabla 1.2) durante los eventos de sequía considerados, a partir del reanálisis ERA5.

El Capítulo 2 analiza las características climatológicas del hidroclima del Orinoco, considerando el estudio de variables asociadas al balance de agua y energía como P, ET, SM y Rn, y la actividad de la vegetación mediante el NDVI en las regiones norte (NORI) y sur (SORI) del Orinoco. Además, se analizaron variables asociadas a la circulación atmosférica, como agua precipitable (TCWV), HR, altura geopotencial, y vientos horizontales. El comportamiento de estas variables sobre el Orinoco se comparó con otras regiones de referencia como el norte (NAMA) y sur (SAMA) del Amazonas y el Cerrado. Se identificó que las correlaciones entre la ET y las variables P, SM, Rn y NDVI en las regiones NORI y Cerrado se comportan de manera similar de acuerdo a la temporada (húmeda o seca). En ambas regiones, la ET es controlada por la energía (Rn) durante la temporada húmeda mientras que la ET es controlada por la humedad (P y SM) durante la temporada seca. En la actualidad, se reconoce que el término P–E puede tomar valores negativos durante la temporada seca o durante períodos secos prolongados en regiones tropicales, ya que el agua se evapora en una atmósfera más cálida y seca debido a una mayor demanda de evaporación. Por lo tanto, pueden ocurrir respuestas contrastantes del ciclo del agua para períodos húmedos y secos en la escala de tiempo estacional o subestacional (Allan et al., 2020).

En el Capítulo 3 se analizaron diferentes índices de sequía sobre NORI y SORI (anomalías estandarizadas de P, SPI y SPEI, además de las anomalías estandarizadas de ET, SM y NDVI). Estos índices sugieren la ocurrencia de eventos de sequía durante los períodos 2009-2010, 2012-2016 y 2018-2020, los cuales son analizados en detalle considerando las relaciones entre P, ET, SM, Rn, NDVI y las condiciones atmosféricas. En los períodos identificados, todos los índices sugieren la ocurrencia de una sequía. Para todos estos eventos de sequía, el SPEI se recupera rápidamente ante incrementos de P y muestra sequías leves y moderadas, excepto en 2016, cuando se identificaron valores severos/extremos de sequía, y durante el año 2020, cuando el SPEI muestra los valores más extremos de sequía. Esto se puede explicar debido a los bajos niveles de SM observados durante estos períodos (Figuras 5.37 y 6.36), debido a que el SPEI es un índice que tiene en cuenta el balance de agua pues incorpora la ET, mientras que los otros dos índices sólo tienen en cuenta el déficit de agua pues están basados en P (Vicente-Serrano et al., 2010; Ault, 2020; Seneviratne et al., 2021; Xu et al.,

2021). En particular, el SPEI fue estimado a partir de la información de ERA5 (P) y ERA5-Land (ET). En la Figura A.36 se puede ver que las anomalías estandarizadas de P de ERA5 muestran las mayores magnitudes de sequía. Lo anterior es consistente con otros estudios que sugieren que ERA5 es la base de datos que más sobreestima los eventos de sequía en otras regiones de estudio (Papastefanou et al., 2022). Es importante mencionar que Padrón et al. (2020) indican que la segunda cuenca en términos de severidad promedio y duración de los episodios de sequía en Suramérica es la del Orinoco (la primera es la cuenca del Amazonas).

En el caso de la precipitación encontramos que las diferentes bases usadas fueron similares con respecto al signo de las anomalías, pero con diferencias en la magnitud. Sin embargo, la ET en la región del Orinoco presenta gran incertidumbre. Por ejemplo, las respuestas de la ET al cambio climático difieren entre los modelos climáticos debido a las diferentes parametrizaciones que conectan la humedad del suelo y la radiación en superficie con la ET, lo cual genera sesgos en la magnitud de la temperatura debido a los cambios en la distribución de la energía en la superficie. Los productos basados en modelos de superficie (LSM), que funcionan con precipitaciones corregidas de observaciones, detectan las sequías agrícolas. Sin embargo, es posible que la magnitud de la reducción de ET sea sobreestimada. La posibilidad de que los LSM sobreestiman las sequías es un problema serio, ya que la ET está relacionada con las temperaturas extremas de la superficie a través del acoplamiento entre los flujos de calor latente y sensible, por lo cual, una subestimación de la ET para períodos de déficit de precipitación implicaría una sobreestimación de la temperatura (ver Sörensson & Ruscica y sus referencias).

En los eventos de sequía 2009-2010, 2013-2014, 2015-2016, 2018-2019 y 2020 descritos en los Capítulos 4 a 6, se identificaron diversos factores asociados a la ocurrencia de condiciones más secas con respecto al promedio en la región del Orinoco (Figura 7.1). Sin embargo, los procesos asociados a estos eventos de sequía no siempre ocurren simultáneamente. Entre los factores que causan condiciones de déficit de P en el Orinoco se destaca el fortalecimiento de un sistema de alta presión (una circulación anticiclónica) en niveles bajos y medios de la troposfera sobre el océano Atlántico norte. Este patrón estuvo presente en todos los eventos descritos (Figura 7.1). Otro aspecto común en varios de los eventos de sequía identificados es la ocurrencia de un evento El Niño, asociado a una reducción de P que es potenciada por otros procesos sobre la región. Las estructuras anticiclónicas de escala regional favorecen la divergencia y el transporte de aire seco desde el océano Atlántico subtropical en niveles bajos y medios de la troposfera. Adicionalmente, las condiciones dinámicas y termodinámicas inducidas durante eventos El Niño contribuyen a la ocurrencia de déficits de agua precipitable en la columna atmosférica y a reducciones de HR sobre el Orinoco. Aunque diversos estudios muestran que la presencia de sistemas anticiclónicos y la ocurrencia de eventos El Niño son las causas más comunes de déficits de P en múltiples regiones del mundo (Trenberth et al., 2014; Gomes et al., 2021; Nikraftar et al., 2021; Bartoszek et al., 2021; Steiger et al., 2021; Libonati et al., 2022; Lv et al., 2022; Yin et al., 2022; De Oliveira-Júnior et al., 2022), se reconoce que no son las únicas causas de reducción de P en una región determinada. En particular, variaciones en los vientos alisios y la corriente de chorro de bajo nivel del Orinoco (OLLJ, por sus iniciales en inglés), y concretamente anomalías asociadas a condiciones de divergencia, también son importantes para explicar la ocurrencia de anomalías negativas de P en el Orinoco (Figura 7.1).

Sequía		El Niño	OLLJ	Alisios	Anticiclón 850 hPa	Anticiclón 500 hPa	HR 500 hPa	TCWV
Estado Atmosfera								
2009-2010	Inicial	x	↑	x	x	x	↓	↓
	Intermedia	↑	x	↑	↑	↑	↓	↓
	Final	↑	↑	↑	↑	↑	↓	↓
2013-2014	Inicial	x	↑	x	↑	↑	↓	↓
	Intermedia	x	x	x	↑	↑	↓	↓
	Final	x	↑	x	↑	↑	↓	↓
2015-2016	Inicial	↑	↑	↑	↑	↑	↓	↓
	Intermedia	↑	x	↑	↑	↑	↓	↓
	Final	↑	x	x	↑	↑	↓	↓
2018-2019	Inicial	↑	↑	x	↑	↑	↓	↓
	Intermedia	↑	x	x	↑	x	x	↓
	Final	↑	↑	x	↑	x	↓	↓
2020	Inicial	x	x	↑	↑	↑	↓	↓
	Intermedia	x	x	↑	x	↑	↓	↓
	Final	x	x	↑	x	↑	x	x

Figura 7.1. Resumen del estado de la atmósfera durante los eventos de sequía considerados. El símbolo x indica que un determinado factor no tuvo influencia en la etapa de la sequía respectiva. Las flechas hacia arriba (abajo) indican un aumento (disminución) en la variable/condición correspondiente durante una etapa dada de la sequía.

Por ejemplo, el evento de sequía ocurrido entre abril de 2009 y enero de 2010 se caracterizó por la ocurrencia de variaciones en la intensidad del OLLJ y los vientos alisios durante las diferentes etapas del evento. En la etapa inicial de la sequía, se presentó un OLLJ fuerte, mientras que el viento en niveles medios sobre la región del Orinoco tuvo velocidades menores al promedio. Estas condiciones son favorables para la divergencia de humedad en niveles bajos y pueden explicar las anomalías negativas de agua precipitable en la columna atmosférica (TCWV) y el déficit de HR en niveles medios durante la fase inicial de esta sequía. Por su parte, para el evento de sequía identificado durante 2013-2014, se observa un OLLJ fortalecido y unos vientos alisios debilitados durante la etapa final de la sequía. Estos mecanismos, además de la ocurrencia de un anticiclón fortalecido sobre el Atlántico tropical norte, favorecen una mayor divergencia y una menor acumulación de humedad, explicando las anomalías negativas de TCWV y HR a 500 hPa en el Orinoco. Las diferentes etapas del evento 2015-2016 muestran la mayoría de mecanismos identificados en este trabajo (por ejemplo, en la etapa inicial de este evento de sequía se presentan todos los mecanismos identificados): (i) una circulación anticiclónica fortalecida en niveles bajos y medios de la troposfera del Atlántico tropical norte que favorece (ii) la intensificación de los vientos alisios sobre el Orinoco, (iii) un OLLJ fuerte y (iv) la ocurrencia de un episodio El Niño durante todo el evento de sequía. La combinación de estos mecanismos causa un déficit de humedad en toda la columna atmosférica, especialmente en niveles medios de la troposfera, contribuyendo a los déficits de P identificados en la región. Las mayores anomalías negativas de SPEI sobre NORI se detectaron para el periodo 2018-2020. Para este periodo, se observa una recuperación de P sobre SORI entre junio de 2019 y enero de 2020 (ver Figura 3.12), que coincide con un debilitamiento de los vientos alisios (ver Figura 6.2). El OLLJ presentó anomalías positivas en 2018 (Figura 6.3), mientras que los vientos alisios mostraron anomalías positivas durante el evento de sequía 2020 (Figura 6.2). En particular, para la etapa intermedia de la sequía 2020 se observa un OLLJ fortalecido que se debilitó durante la etapa final de este evento. De

esta manera, nuestros resultados sugieren que el fortalecimiento del OLLJ y/o de los vientos alisios sobre el Orinoco pueden contribuir durante el desarrollo de eventos de sequía en esta región, aunque no son condiciones siempre observadas durante todos los eventos (Figura 7.1).

Correa et al. (2023) sugieren que la principal variación proyectada del OLLJ para finales del siglo XXI es su debilitamiento durante diciembre-enero-febrero, debido al aumento del flujo de calor sensible en superficie en el noreste de Suramérica como consecuencia del aumento de la circulación del viento a 500 hPa que a su vez favorece las condiciones más secas sobre la cuenca del Orinoco. Por el contrario, las proyecciones del gradiente meridional entre el Atlántico Norte Tropical y la masa continental sudamericana sugieren un fortalecimiento para finales del siglo XXI, lo que implicaría inicialmente un fortalecimiento del OLLJ (lo que favorece las condiciones secas en la región, según nuestros resultados). Correa et al. (2023) indican que el vínculo entre el transporte de humedad atmosférica en niveles medios y las condiciones de la superficie pueden influir en futuras condiciones más secas en la cuenca del Orinoco. Adicionalmente, sugieren que los cambios proyectados en la circulación del viento y la humedad específica a 500 hPa sobre la región del Orinoco indican que los modelos proyectan una mayor velocidad del viento y humedad específica en niveles medios en el noreste de Suramérica para fines del siglo XXI.

En general, durante los eventos de sequía analizados se observa que las variables asociadas a los balances de agua y energía responden al déficit de P que se genera en respuesta a la dinámica atmosférica sobre la región. Particularmente, la SM responde rápidamente al déficit de P y a la alta tasa de ET que, a su vez, responde a las anomalías positivas de Rn sobre el Orinoco. En especial, durante los diferentes eventos de sequía, la ET presenta anomalías negativas en la totalidad de la cuenca del Orinoco durante el transcurso de los meses de transición a temporada seca, la temporada seca y los meses de transición a temporada húmeda. Padrón et al. (2020) sugieren un patrón de estaciones secas intensificadas a escala global, indicando que las regiones afectadas incluyen Europa, el oeste de América del Norte, el norte de Asia, el sur de América del Sur, Australia, el norte de los Andes (incluida gran parte de nuestra región de estudio) y el este de África. Específicamente, dentro de los trópicos, los Andes del norte y África central son regiones para las que las disminuciones en P contribuyen a una menor disponibilidad de agua durante la estación seca. En general, los resultados de Padrón et al. (2020) sugieren que el aumento de ET contribuye a temporadas secas más secas, lo que es consistente con este y otros estudios que destacan la importancia de la ET durante el inicio y la etapa madura de las sequías (Sörensson & Ruscica, 2018; Ault, 2020; Vicente-Serrano et al., 2020; Seneviratne et al., 2021; Xu et al., 2021; Libonati et al., 2022). Esto también es coherente con el aumento en la demanda de agua atmosférica que se distribuye de manera más uniforme en el espacio y el tiempo en comparación con los cambios en P. Por su parte, se ha sugerido que la limitación de la SM ha causado una disminución en la tendencia anual de la ET terrestre (Padrón et al., 2020; Seneviratne et al., 2021). Además, Escobar et al. (2022) sugieren que el reciclaje de P desde la cuenca del Orinoco es importante para el Caribe y los Andes tropicales, por lo que condiciones más secas del suelo, especialmente en la época de transición a temporada húmeda (abril), puede tener un impacto en la precipitación de los Andes tropicales y el Caribe.

Por otro lado, Padrón et al. (2020) sugieren que en los últimos años se han experimentado extremos cálidos más frecuentes y generalizados, posiblemente amplificadas por el acoplamiento entre la SM y la temperatura. El déficit de SM observado en los eventos de sequía puede intensificar la degradación del suelo en la región del Orinoco. Según el protocolo de desertificación del IDEAM: “la degradación de las tierras corresponde a aquellas condiciones que reflejan una pérdida del equilibrio natural reflejado en la disminución de las funciones ambientales, que a su vez repercute en el debilitamiento de la economía y en el cambio de la estructura social, ocasionado por la ocupación del territorio, el cual propicia la erosión, salinización y/o compactación entre otras; cuando estas condiciones se evidencian en zonas áridas, semiáridas, subhúmedas a secas se denomina Desertificación”. Las regiones de la Orinoquía y el Caribe colombiano presentan la mayor extensión de estas zonas. En la actualidad, las cuencas que presentan mayor cobertura de afectación por la desertificación se encuentran localizadas en las regiones Caribe, Andina y Orinoquía de Colombia. En la región del

Orinoco colombiano, las cuencas de los ríos Tomo, Tuparro y Vichada poseen un alto potencial de zonas secas propensas a la desertificación. En general, a nivel nacional, los departamentos Vichada y Meta de la región de la Orinoquía, presentan las extensiones más amplias en zonas en desertificación.

La cuenca del Orinoco es una de las regiones menos estudiadas en Suramérica, por lo que es fundamental hacer investigaciones centradas en la región. Además, el norte de Suramérica ha experimentado cambios en sus características climáticas, que a su vez causan impactos en los ecosistemas y los sistemas humanos de la región (Castellanos et al., 2022). Por ejemplo, Mesa et al. (2021) sugieren condiciones más secas sobre el Orinoco. Adicionalmente, también se proyectan condiciones más secas sobre esta región (Arias et al., 2021; Seneviratne et al., 2021). Lo anterior sugiere la urgencia de desarrollar investigación enfocada en los diferentes cambios del sistema biofísico del Orinoco y sus impactos en sistemas naturales y humanos. Este Trabajo de Investigación representa un paso en dicha dirección.

BIBLIOGRAFÍA

- Abatan, A. A., Tett, S. F. B., Dong, B., Cunningham, C., Rudorff, C. M., Klingaman, N. P., & de Abreu, R. C. (2022). Drivers and physical processes of drought events over the State of São Paulo, Brazil. *Climate Dynamics*, 58(11–12), 3105–3119.
<https://doi.org/10.1007/s00382-021-06091-2>
- Allan, R. P., Barlow, M., Byrne, M. P., Cherchi, A., Douville, H., Fowler, H. J., Gan, T. Y., Pendergrass, A. G., Rosenfeld, D., Swann, A. L. S., Wilcox, L. J., & Zolina, O. (2020). Advances in understanding large-scale responses of the water cycle to climate change. *Annals of the New York Academy of Sciences*, 1472(1), 49–75. <https://doi.org/10.1111/nyas.14337>
- Anderson, B. T., Ruane, A. C., Roads, J. O., & Kanamitsu, M. (2009). Estimating the Influence of Evaporation and Moisture-Flux Convergence upon Seasonal Precipitation Rates. Part II: An Analysis for North America Based upon the NCEP–DOE Reanalysis II Model. *Journal of Hydrometeorology*, 10(4), 893–911. <https://doi.org/10.1175/2009JHM1063.1>
- Arias, P. A., Fu, R., & Mo, K. C. (2012). Decadal Variation of Rainfall Seasonality in the North American Monsoon Region and Its Potential Causes. *Journal of Climate*, 25(12), 4258–4274.
<https://doi.org/10.1175/JCLI-D-11-00140.1>
- 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>
- Arias, P. A., Ortega, G., Villegas, L. D., & Martínez, J. A. (2021). Colombian climatology in CMIP5/CMIP6 models: Persistent biases and improvements. *Revista Facultad de Ingeniería Universidad de Antioquia*. <https://doi.org/10.17533/udea.redin.20210525>

- Armenteras-Pascual, D., Retana-Alumbreros, J., Molowny-Horas, R., Roman-Cuesta, R. M., Gonzalez-Alonso, F., & Morales-Rivas, M. (2011). Characterising fire spatial pattern interactions with climate and vegetation in Colombia. *Agricultural and Forest Meteorology*, *151*(3), 279–289. <https://doi.org/10.1016/j.agrformet.2010.11.002>
- Arndt, D. S., Baringer, M. O., & Johnson, M. R. (n.d.). *STATE OF THE CLIMATE IN 2009*.
- Ault, T. R. (2020a). On the essentials of drought in a changing climate. *Science*, *368*(6488), 256–260. <https://doi.org/10.1126/science.aaz5492>
- Ault, T. R. (2020b). On the essentials of drought in a changing climate. *Science*, *368*(6488), 256–260. <https://doi.org/10.1126/science.aaz5492>
- Baker, J. C. A., Garcia-Carreras, L., Buermann, W., Castilho de Souza, D., Marsham, J. H., Kubota, P. Y., Gloor, M., Coelho, C. A. S., & Spracklen, D. V. (2021). Robust Amazon precipitation projections in climate models that capture realistic land–atmosphere interactions. *Environmental Research Letters*, *16*(7), 074002. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/abfb2e>
- Bartoszek, K., Baranowska, A., Kukla, Ł., Skowera, B., & Węgrzyn, A. (2021). Spatiotemporal Assessment and Meteorological Determinants of Atmospheric Drought in Agricultural Areas of East-Central Poland. *Agronomy*, *11*(12), 2405. <https://doi.org/10.3390/agronomy11122405>
- Bedoya-Soto, J., Poveda, G., & Sauchyn, D. (2018). New Insights on Land Surface-Atmosphere Feedbacks over Tropical South America at Interannual Timescales. *Water*, *10*(8), 1095. <https://doi.org/10.3390/w10081095>
- Betts, A. K. (2004). Understanding Hydrometeorology Using Global Models. *Bulletin of the American Meteorological Society*, *85*(11), 1673–1688. <https://doi.org/10.1175/BAMS-85-11-1673>
- Betts, A. K. (2009). Land-Surface-Atmosphere Coupling in Observations and Models: LAND-SURFACE-ATMOSPHERE COUPLING. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, *1*(3), n/a-n/a. <https://doi.org/10.3894/JAMES.2009.1.4>
- Blunden, J., Arndt, D. S., & Baringer, M. O. (2011). State of the climate in 2010. *Bulletin of the American Meteorological Society*, *92*(6), S1-S236.

- Blunden, J., & Arndt, D. S. (2013). State of the climate in 2012. *Bulletin of the American Meteorological Society*.
- Blunden, J., & Arndt, D. S. (2016). State of the Climate in 2015. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 97(8), Si-S275.
<https://doi.org/10.1175/2016BAMSSStateoftheClimate.1>
- Blunden, J., & Arndt, D. S. (2019). State of the Climate in 2018. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 100(9), Si-S306.
<https://doi.org/10.1175/2019BAMSSStateoftheClimate.1>
- Blunden, J., & Arndt, D. S. (Eds.). (2020). State of the Climate in 2019. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 101(8), S1–S429.
<https://doi.org/10.1175/2020BAMSSStateoftheClimate.1>
- Blunden, J., Arndt, D. S., Diamond, H. J., Dolman, A. J., Fogt, R. L., Gregg, M. C., Hurst, D. F., Jeffries, M. O., Newlin, M. L., Rennie, J., Renwick, J. A., Richter-Menge, J. A., Sánchez-Lugo, A., Scambos, T. A., Thiaw, W. M., Thorne, P. W., Weaver, S. J., & Willett, K. M. (n.d.). *STATE OF THE CLIMATE IN 2013*.
- Blunden, J., Arndt, D. S., Diamond, H. J., Dolman, A. J., Fogt, R. L., Hurst, D. F., Jeffries, M. O., Johnson, G. C., Mekonnen, A., Parsons, A. R., Rennie, J., Renwick, J. A., Richter-Menge, J. A., Sánchez-Lugo, A., Stammerjohn, S., Thorne, P. W., & Willett, K. M. (n.d.). *STATE OF THE CLIMATE IN 2014*.
- Blunden, J., Arndt, D. S., Diamond, H. J., Dunn, R. J. H., Gobron, N., Hurst, D. F., Johnson, G. C., Mathis, J. T., Mekonnen, A., Renwick, J. A., Richter-Menge, J. A., Sánchez-Lugo, A., Scambos, T. A., Iii, C. J. S., Stammerjohn, S., & Willett, K. M. (2016). *STATE OF THE CLIMATE IN 2016*.
- Blunden, J., & Boyer, T. (2021). State of the Climate in 2020. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 102(8), S1–S475.
<https://doi.org/10.1175/2021BAMSSStateoftheClimate.1>
- Bonan, G. B. (2008). Forests and Climate Change: Forcings, Feedbacks, and the Climate Benefits of

- Forests. *Science*, 320(5882), 1444–1449. <https://doi.org/10.1126/science.1155121>
- Bonan, G. B. (2016). *Ecological climatology: Concepts and applications* (Third edition). Cambridge University Press.
- Bovolo, C. I., Wagner, T., Parkin, G., Hein-Griggs, D., Pereira, R., & Jones, R. (2018). The Guiana Shield rainforests—Overlooked guardians of South American climate. *Environmental Research Letters*, 13(7), 074029. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/aacf60>
- Brando, P., Macedo, M., Silvério, D., Rattis, L., Paolucci, L., Alencar, A., Coe, M., & Amorim, C. (2020). Amazon wildfires: Scenes from a foreseeable disaster. *Flora*, 268, 151609. <https://doi.org/10.1016/j.flora.2020.151609>
- Builes-Jaramillo, A., Yepes, J., & Salas, H. D. (2022). The Orinoco Low-Level Jet and Its Association with the Hydroclimatology of Northern South America. *Journal of Hydrometeorology*, 23(2), 209–223. <https://doi.org/10.1175/JHM-D-21-0073.1>
- Castellanos, E., M.F. Lemos, L. Astigarraga, N. Chacón, N. Cuvi, C. Huggel, L. Miranda, M. Moncassim Vale, J.P. Ometto, P.L. Peri, J.C. Postigo, L. Ramajo, L. Roco, and M. Rusticucci, 2022: Central and South America. In: *Climate Change 2022: Impacts, Adaptation and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [H.-O. Pörtner, D.C. Roberts, M. Tignor, E.S. Poloczanska, K. Mintenbeck, A. Alegría, M. Craig, S. Langsdorf, S. Löschke, V. Möller, A. Okem, B. Rama (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, NY, USA, pp. 1689–1816, doi:10.1017/9781009325844.014.
- Correa IC, Arias PA, Vieira SC, Martinez JA (2023) A drier Orinoco basin during the 21st century: the role of the Orinoco low-level jet. *Climate Dynamics*, submitted
- De Oliveira-Júnior, J. F., Shah, M., Abbas, A., Iqbal, M. S., Shahzad, R., De Gois, G., Da Silva, M. V., Da Rosa Ferraz Jardim, A. M., & De Souza, A. (2022). Spatiotemporal analysis of drought and rainfall in Pakistan via Standardized Precipitation Index: Homogeneous regions, trend, wavelet, and influence of El Niño-southern oscillation. *Theoretical and Applied Climatology*, 149(1–2), 843–862. <https://doi.org/10.1007/s00704-022-04082-9>

Domínguez, C. (1998.). LA GRAN CUENCA DEL ORINOCO. Fondo FEN Colombia

Escobar, M., Hoyos, I., Nieto, R., & Villegas, J. C. (2022). The importance of continental evaporation for precipitation in Colombia: A baseline combining observations from stable isotopes and modelling moisture trajectories. *Hydrological Processes*, 36(6).
<https://doi.org/10.1002/hyp.14595>

Fisher, J. B., Malhi, Y., Bonal, D., Da Rocha, H. R., De Araújo, A. C., Gamo, M., Goulden, M. L., Hirano, T., Huete, A. R., Kondo, H., Kumagai, T., Loescher, H. W., Miller, S., Nobre, A. D., Nouvellon, Y., Oberbauer, S. F., Panuthai, S., Rouspard, O., Saleska, S., ... Von Randow, C. (2009). The land–atmosphere water flux in the tropics: THE LAND–ATMOSPHERE WATER FLUX IN THE TROPICS. *Global Change Biology*, 15(11), 2694–2714.
<https://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2008.01813.x>

Foltz, G. R., Brandt, P., Richter, I., Rodríguez-Fonseca, B., Hernandez, F., Dengler, M., Rodrigues, R. R., Schmidt, J. O., Yu, L., Lefevre, N., Da Cunha, L. C., McPhaden, M. J., Araujo, M., Karstensen, J., Hahn, J., Martín-Rey, M., Patricola, C. M., Poli, P., Zuidema, P., ... Reul, N. (2019). The Tropical Atlantic Observing System. *Frontiers in Marine Science*, 6, 206.
<https://doi.org/10.3389/fmars.2019.00206>

Freitas, A. A., Drumond, A., Carvalho, V. S. B., Reboita, M. S., Silva, B. C., & Uvo, C. B. (2021). Drought Assessment in São Francisco River Basin, Brazil: Characterization through SPI and Associated Anomalous Climate Patterns. *Atmosphere*, 13(1), 41.
<https://doi.org/10.3390/atmos13010041>

Funk, C., Peterson, P., Landsfeld, M., Pedreros, D., Verdin, J., Shukla, S., Husak, G., Rowland, J., Harrison, L., Hoell, A., & Michaelsen, J. (2015). The climate hazards infrared precipitation with stations—A new environmental record for monitoring extremes. *Scientific Data*, 2(1), 150066. <https://doi.org/10.1038/sdata.2015.66>

García, N. O. (1994). South american climatology. *Quaternary International*, 21, 7-27.

Garreaud, R. D., Boisier, J. P., Rondanelli, R., Montecinos, A., Sepúlveda, H. H., & Veloso-Aguila, D. (2020). The Central Chile Mega Drought (2010–2018): A climate dynamics perspective.

International Journal of Climatology, 40(1), 421–439. <https://doi.org/10.1002/joc.6219>

Gentine, P., Massmann, A., Lintner, B. R., Hamed Alemohammad, S., Fu, R., Green, J. K., Kennedy, D., & Vilà-Guerau de Arellano, J. (2019). Land–atmosphere interactions in the tropics – a review. *Hydrology and Earth System Sciences*, 23(10), 4171–4197.

<https://doi.org/10.5194/hess-23-4171-2019>

Gomes, M. S., Cavalcanti, I. F. de A., & Müller, G. V. (2021). 2019/2020 drought impacts on South America and atmospheric and oceanic influences. *Weather and Climate Extremes*, 34, 100404.

<https://doi.org/10.1016/j.wace.2021.100404>

He, H., Cao, R., Wu, Z., Li, Y., Yin, H., & Yuan, F. (2022). Diagnosing anomalous characteristics of atmospheric water cycle structure during seasonal-scale drought events: A case study in middle and lower reaches of Yangtze River. *Water Science and Engineering*, 15(2), 103–113.

<https://doi.org/10.1016/j.wse.2022.01.001>

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>

Hilker, T., Lyapustin, A. I., Tucker, C. J., Hall, F. G., Myneni, R. B., Wang, Y., Bi, J., Mendes de Moura, Y., & Sellers, P. J. (2014). Vegetation dynamics and rainfall sensitivity of the Amazon. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 111(45), 16041–16046.

<https://doi.org/10.1073/pnas.1404870111>

Hlinka, J., Hartman, D., Vejmelka, M., Novotná, D., & Paluš, M. (2014). Non-linear dependence and teleconnections in climate data: Sources, relevance, nonstationarity. *Climate Dynamics*, 42(7–8), 1873–1886. <https://doi.org/10.1007/s00382-013-1780-2>

Hobbins, M. T., Wood, A., McEvoy, D. J., Huntington, J. L., Morton, C., Anderson, M., & Hain, C. (2016). The Evaporative Demand Drought Index. Part I: Linking Drought Evolution to Variations in Evaporative Demand. *Journal of Hydrometeorology*, 17(6), 1745–1761.

<https://doi.org/10.1175/JHM-D-15-0121.1>

Hoyos, I., Dominguez, F., Cañón-Barriga, J., Martínez, J. A., Nieto, R., Gimeno, L., & Dirmeyer, P.

A. (2018). Moisture origin and transport processes in Colombia, northern South America.

Climate Dynamics, 50(3–4), 971–990. <https://doi.org/10.1007/s00382-017-3653-6>

Huggel, C., Miranda, L., Vale, M. M., Ometto, P., Peri, P. L., Postigo, J. C., Ramajo, L., Roco, L.,

Rusticucci, M., Cuesta, F., Drenkhan, F., Guerra, A., Guinder, V., Hagen, I., Hardoy, J.,

Herrera, G., Herzog, C., Jacob, B., Lampis, A., ... Valladares, M. (n.d.). *SPIM2 Central and South America*.

Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales. (2010). Protocolo de Degradación de Suelos y Tierras por Desertificación.

<http://www.ideam.gov.co/documents/11769/95764904/Protocolo+desertificacion.pdf/c34ac460-215b-4cb8-8ffe-a8f9218e2bac?version=1.1>

Kerr, Y. H., Waldteufel, P., Wigneron, J.-P., Delwart, S., Cabot, F., Boutin, J., Escorihuela, M.-J., Font,

J., Reul, N., Gruhier, C., Juglea, S. E., Drinkwater, M. R., Hahne, A., Martín-Neira, M., &

Mecklenburg, S. (2010). The SMOS Mission: New Tool for Monitoring Key Elements of the Global Water Cycle. *Proceedings of the IEEE*, 98(5), 666–687.

<https://doi.org/10.1109/JPROC.2010.2043032>

Knight, J. R., Folland, C. K., & Scaife, A. A. (2006). Climate impacts of the Atlantic Multidecadal Oscillation. *Geophysical Research Letters*, 33(17), L17706.

<https://doi.org/10.1029/2006GL026242>

Konapala, G., & Mishra, A. (2017). Review of complex networks application in hydroclimatic extremes with an implementation to characterize spatio-temporal drought propagation in continental USA. *Journal of Hydrology*, 555, 600–620.

<https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2017.10.033>

Koster, R. D., Dirmeyer, P. A., Guo, Z., Bonan, G., Chan, E., Cox, P., Gordon, C. T., Kanae, S.,

Kowalczyk, E., Lawrence, D., Liu, P., Lu, C.-H., Malyshev, S., McAvaney, B., Mitchell, K.,

Mocko, D., Oki, T., Oleson, K., Pitman, A., ... Yamada, T. (2004). Regions of Strong

Coupling Between Soil Moisture and Precipitation. *Science*, 305(5687), 1138–1140.

<https://doi.org/10.1126/science.1100217>

Labat, D., Espinoza, J.-C., Ronchail, J., Cochonneau, G., de Oliveira, E., Doudou, J. C., & Guyot, J.-L. (2012). Fluctuations in the monthly discharge of Guyana Shield rivers, related to Pacific and Atlantic climate variability. *Hydrological Sciences Journal*, 57(6), 1081–1091.

<https://doi.org/10.1080/02626667.2012.695074>

Libonati, R., Geirinhas, J. L., Silva, P. S., Russo, A., Rodrigues, J. A., Belém, L. B. C., Nogueira, J., Roque, F. O., DaCamara, C. C., Nunes, A. M. B., Marengo, J. A., & Trigo, R. M. (2022). Assessing the role of compound drought and heatwave events on unprecedented 2020 wildfires in the Pantanal. *Environmental Research Letters*, 17(1), 015005.

<https://doi.org/10.1088/1748-9326/ac462e>

Lv, A., Fan, L., & Zhang, W. (2022). Impact of ENSO Events on Droughts in China. *Atmosphere*, 13(11), 1764. <https://doi.org/10.3390/atmos13111764>

G. Magrin, J. Marengo, J.-P. Boulanger et al., “Regional aspects: central and south America,” in Climate Change 2014: Impacts, Adaptation, and Vulnerability, Contribution of Working Group II to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, vol.2, 2014.

Marcel Buchhorn, Bruno Smets, Luc Bertels, Bert De Roo, Myroslava Lesiv, Nandin-Erdene Tsendbazar, Linlin Li, & Agnieszka Tarko. (2021). Copernicus Global Land Service: Land Cover 100m: version 3 Globe 2015-2019: Product User Manual (Dataset v3.0, doc issue 3.4). Zenodo. <https://doi.org/10.5281/zenodo.4723921>

Marengo, J. A., & Espinoza, J. C. (2016). Extreme seasonal droughts and floods in Amazonia: Causes, trends and impacts: EXTREMES IN AMAZONIA. *International Journal of Climatology*, 36(3), 1033–1050. <https://doi.org/10.1002/joc.4420>

Marengo, J. A., Souza, C. M., Thonicke, K., Burton, C., Halladay, K., Betts, R. A., Alves, L. M., & Soares, W. R. (2018). Changes in Climate and Land Use Over the Amazon Region: Current and Future Variability and Trends. *Frontiers in Earth Science*, 6, 228.

<https://doi.org/10.3389/feart.2018.00228>

- Martinez, J. A., Dominguez, F., & Miguez-Macho, G. (2016). Impacts of a Groundwater Scheme on Hydroclimatological Conditions over Southern South America. *Journal of Hydrometeorology*, 17(11), 2959–2978. <https://doi.org/10.1175/JHM-D-16-0052.1>
- Martinez, J. A., Arias, P. A., Junquas, C., Espinoza, J. C., Condom, T., Dominguez, F., & Morales, J. S. (2022). The Orinoco low-level jet and the cross-equatorial moisture transport over tropical South America: Lessons from seasonal WRF simulations. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 127, e2021JD035603. <https://doi.org/10.1029/2021JD035603>
- McKee, T. B., Doesken, N. J., & Kleist, J. (n.d.). *THE RELATIONSHIP OF DROUGHT FREQUENCY AND DURATION TO TIME SCALES*. 6.
- Mercado-Bettín, D., Salazar, J. F., & Villegas, J. C. (2017). *Global synthesis of forest cover effects on long-term water balance partitioning in large basins* [Preprint]. *Global hydrology/Remote Sensing and GIS*. <https://doi.org/10.5194/hess-2017-550>
- Mesa, O., Urrea, V., & Ochoa, A. (2021). Trends of Hydroclimatic Intensity in Colombia. *Climate*, 9(7), 120. <https://doi.org/10.3390/cli9070120>
- Molina, R. D., Salazar, J. F., Martínez, J. A., Villegas, J. C., & Arias, P. A. (2019). Forest-Induced Exponential Growth of Precipitation Along Climatological Wind Streamlines Over the Amazon. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 124(5), 2589–2599. <https://doi.org/10.1029/2018JD029534>
- Muñoz-Sabater, J., Dutra, E., Agustí-Panareda, A., Albergel, C., Arduini, G., Balsamo, G., Boussetta, S., Choulga, M., Harrigan, S., Hersbach, H., Martens, B., Miralles, D. G., Piles, M., Rodríguez-Fernández, N. J., Zsoter, E., Buontempo, C., & Thépaut, J.-N. (2021). ERA5-Land: A state-of-the-art global reanalysis dataset for land applications. *Earth System Science Data*, 13(9), 4349–4383. <https://doi.org/10.5194/essd-13-4349-2021>
- Nieto Ferreira, R., & Rickenbach, T. M. (2020). Effects of the North Atlantic Subtropical High on summertime precipitation organization in the southeast United States. *International Journal of Climatology*, 40(14), 5987–6001. <https://doi.org/10.1002/joc.6561>

- 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>
- Nikraftar, Z., Mostafaie, A., Sadegh, M., Afkueieh, J. H., & Pradhan, B. (2021). Multi-type assessment of global droughts and teleconnections. *Weather and Climate Extremes*, 34, 100402. <https://doi.org/10.1016/j.wace.2021.100402>
- Padrón, R. S., Gudmundsson, L., Decharme, B., Ducharne, A., Lawrence, D. M., Mao, J., Peano, D., Krinner, G., Kim, H., & Seneviratne, S. I. (2020). Observed changes in dry-season water availability attributed to human-induced climate change. *Nature Geoscience*, 13(7), 477–481. <https://doi.org/10.1038/s41561-020-0594-1>
- Palmer, W. C. (1965). *Meteorological drought* (Vol. 30). US Department of Commerce, Weather Bureau.
- Papastefanou, P., Zang, C. S., Angelov, Z., De Castro, A. A., Jimenez, J. C., De Rezende, L. F. C., Ruscica, R. C., Sakschewski, B., Sörensson, A. A., Thonicke, K., Vera, C., Viovy, N., Von Randow, C., & Rammig, A. (2022). Recent extreme drought events in the Amazon rainforest: Assessment of different precipitation and evapotranspiration datasets and drought indicators. *Biogeosciences*, 19(16), 3843–3861. <https://doi.org/10.5194/bg-19-3843-2022>
- Pereira, L. S., Allen, R. G., Smith, M., & Raes, D. (2015). Crop evapotranspiration estimation with FAO56: Past and future. *Agricultural Water Management*, 147, 4–20. <https://doi.org/10.1016/j.agwat.2014.07.031>
- Peterson, T. C., & Baringer, M. O. (2009). State of the climate in 2008. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 90(8), S1-S196.
- 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](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1997)010)
- Poveda, G. (2004). La hidroclimatología de Colombia: una síntesis desde la escala inter-decadal hasta la escala diaria. *Rev. Acad. Colomb. Cienc*, 28(107), 201-222.

- 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>
- Poveda, G., Álvarez, D. M., & Rueda, Ó. A. (2011). Hydro-climatic variability over the Andes of Colombia associated with ENSO: A review of climatic processes and their impact on one of the Earth's most important biodiversity hotspots. *Climate Dynamics*, *36*(11–12), 2233–2249.
<https://doi.org/10.1007/s00382-010-0931-y>
- Reboita, M. S., Ambrizzi, T., Crespo, N. M., Dutra, L. M. M., Ferreira, G. W. de S., Rehbein, A., Drumond, A., da Rocha, R. P., & Souza, C. A. de. (2021). Impacts of teleconnection patterns on South America climate. *Annals of the New York Academy of Sciences*, *1504*(1), 116–153.
<https://doi.org/10.1111/nyas.14592>
- Ruscica, R. C., Sörensson, A. A., & Menéndez, C. G. (2015). Pathways between soil moisture and precipitation in southeastern South America: Soil moisture-precipitation pathways. *Atmospheric Science Letters*, *16*(3), 267–272. <https://doi.org/10.1002/asl2.552>
- Samaniego, L., Thober, S., Kumar, R., Wanders, N., Rakovec, O., Pan, M., Zink, M., Sheffield, J., Wood, E. F., & Marx, A. (2018). Anthropogenic warming exacerbates European soil moisture droughts. *Nature Climate Change*, *8*(5), 421–426. <https://doi.org/10.1038/s41558-018-0138-5>
- Santanello, J. A., Dirmeyer, P. A., Ferguson, C. R., Findell, K. L., Tawfik, A. B., Berg, A., Ek, M., Gentile, P., Guillod, B. P., van Heerwaarden, C., Roundy, J., & Wulfmeyer, V. (2018). Land–Atmosphere Interactions: The LoCo Perspective. *Bulletin of the American Meteorological Society*, *99*(6), 1253–1272. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-17-0001.1>
- Seneviratne, S. I., Corti, T., Davin, E. L., Hirschi, M., Jaeger, E. B., Lehner, I., Orlowsky, B., & Teuling, A. J. (2010). Investigating soil moisture–climate interactions in a changing climate: A review. *Earth-Science Reviews*, *99*(3–4), 125–161.
<https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2010.02.004>
- Seneviratne, S. I., Zhang, Q., Li, J., Singh, V. P., Liu, J., Sun, P., & Cheng, C. (2020). Attribution of

- Global Soil Moisture Drying to Human Activities: A Quantitative Viewpoint. *Geophysical Research Letters*, 46(5), 2573–2582. <https://doi.org/10.1029/2018GL080768>
- Sheffield, J., Wood, E. F., & Roderick, M. L. (2012). Little change in global drought over the past 60 years. *Nature*, 491(7424), 435–438. <https://doi.org/10.1038/nature11575>
- Shuttleworth, W. J. (2012). *Terrestrial Hydrometeorology* (1st ed.). Wiley.
<https://doi.org/10.1002/9781119951933>
- Sörensson, A. A., & Ruscica, R. C. (2018). Intercomparison and Uncertainty Assessment of Nine Evapotranspiration Estimates Over South America. *Water Resources Research*, 54(4), 2891–2908. <https://doi.org/10.1002/2017WR021682>
- Steiger, N. J., Smerdon, J. E., Seager, R., Williams, A. P., & Varuolo-Clarke, A. M. (2021). ENSO-driven coupled megadroughts in North and South America over the last millennium. *Nature Geoscience*, 14(10), 739–744. <https://doi.org/10.1038/s41561-021-00819-9>
- Swann, A. L. S., Hoffman, F. M., Koven, C. D., & Randerson, J. T. (2016). Plant responses to increasing CO₂ reduce estimates of climate impacts on drought severity. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 113(36), 10019–10024.
<https://doi.org/10.1073/pnas.1604581113>
- Torrealba_Amador,2010.pdf*. (n.d.).
- Trenberth, K. E., Dai, A., van der Schrier, G., Jones, P. D., Barichivich, J., Briffa, K. R., & Sheffield, J. (2014). Global warming and changes in drought. *Nature Climate Change*, 4(1), 17–22.
<https://doi.org/10.1038/nclimate2067>
- Vallejo-Bernal SM, Urrea V, Bedoya-Soto JM, et al. Ground validation of TRMM 3B43 V7 precipitation estimates over Colombia. Part I: Monthly and seasonal timescales. *Int J Climatol*. 2020;1–24. <https://doi.org/10.1002/joc.6640>
- Vermote, Eric; NOAA CDR Program. (2019): NOAA Climate Data Record (CDR) of AVHRR Normalized Difference Vegetation Index (NDVI), Version 5. NOAA National Centers for Environmental Information. <https://doi.org/10.7289/V5ZG6QH9>.
- Vicente-Serrano, S. M., Beguería, S., & López-Moreno, J. I. (2010). A Multiscalar Drought Index

- Sensitive to Global Warming: The Standardized Precipitation Evapotranspiration Index. *Journal of Climate*, 23(7), 1696–1718. <https://doi.org/10.1175/2009JCLI2909.1>
- Vicente-Serrano, S. M., Gouveia, C., Camarero, J. J., Beguería, S., Trigo, R., López-Moreno, J. I., Azorín-Molina, C., Pasho, E., Lorenzo-Lacruz, J., Revuelto, J., Morán-Tejeda, E., & Sanchez-Lorenzo, A. (2013). Response of vegetation to drought time-scales across global land biomes. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 110(1), 52–57. <https://doi.org/10.1073/pnas.1207068110>
- Vicente-Serrano, S. M., McVicar, T. R., Miralles, D. G., Yang, Y., & Tomas-Burguera, M. (2020). Unraveling the influence of atmospheric evaporative demand on drought and its response to climate change. *WIREs Climate Change*, 11(2). <https://doi.org/10.1002/wcc.632>
- Wells, N., Goddard, S., & Hayes, M. J. (2004). A Self-Calibrating Palmer Drought Severity Index. *Journal of Climate*, 17(12), 2335–2351. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2004\)017<2335:ASPDSI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2004)017<2335:ASPDSI>2.0.CO;2)
- WMO statement on the state of the global climate in 2021 = *State of the Global Climate 2021*. (2022). World Meteorological Organization (WMO).
- Xu, H., Wang, X., Zhao, C., Shan, S., & Guo, J. (2021). Seasonal and aridity influences on the relationships between drought indices and hydrological variables over China. *Weather and Climate Extremes*, 34, 100393. <https://doi.org/10.1016/j.wace.2021.100393>
- Yang, M., Yan, D., Yu, Y., & Yang, Z. (2016). SPEI-Based Spatiotemporal Analysis of Drought in Haihe River Basin from 1961 to 2010. *Advances in Meteorology*, 2016, 1–10. <https://doi.org/10.1155/2016/7658015>
- Yin, H., Wu, Z., Fowler, H. J., Blenkinsop, S., He, H., & Li, Y. (2022). The Combined Impacts of ENSO and IOD on Global Seasonal Droughts. *Atmosphere*, 13(10), 1673. <https://doi.org/10.3390/atmos13101673>