

Capítulo 22

Variabilidad a largo plazo, extremos y cambios de temperatura e hidrometeorología en la region amazónica



Cheia do rio Negro no centro de Manaus 2021 (Foto: Alberto César Araújo/Amazônia Real)



Science Panel for the Amazon



Sobre el Panel Científico por la Amazonía (PCA)

El Panel Científico por la Amazonía es una iniciativa sin precedentes convocada bajo los auspicios de la Red de Soluciones para el Desarrollo Sostenible (SDSN) de las Naciones Unidas. El SPA está compuesto por más de 200 científicos e investigadores destacados de los ocho países amazónicos, la Guayana Francesa y socios globales. Estos expertos se reunieron para debatir, analizar y ensamblar el conocimiento acumulado de la comunidad científica, los pueblos Indígenas y otros actores que viven y trabajan en la Amazonía.

El Panel está inspirado en el Pacto de Leticia por la Amazonía. Este es el primer informe de su tipo que proporciona una evaluación científica exhaustiva, objetiva, abierta, transparente, sistemática y rigurosa del estado de los ecosistemas de la Amazonía, las tendencias actuales y sus implicaciones para el bienestar a largo plazo de la región, así como oportunidades y opciones relevantes de políticas para la conservación y el desarrollo sostenible.

Informe de evaluación de Amazonía 2021, Derechos de autor ©2022, Panel Científico por la Amazonía. Traducido del inglés al español por iTranslate, con el generoso apoyo del Banco Mundial. Este informe se publica bajo una licencia Atribución-NoComercial-CompartirIgual 4.0 Internacional (CC BY-NC-SA 4.0). ISBN: 978-1-7348080-4

Cita sugerida

Marengo JA, Espinoza JC, Fu R, Muñoz JCJ, Alves LM, Rocha HR, Schöngart J. 2021. Capítulo 22: Variabilidad a largo plazo, extremos y cambios de temperatura e hidrometeorología en la region amazónica. En: Nobre C, Encalada A, Anderson E, Roca Alcazar FH, Bustamante M, Mena C, Peña-Claros M, Poveda G, Rodriguez JP, Saleska S, Trumbore S, Val AL, Villa Nova L, Abramovay R, Alencar A, Rodríguez Alzza C, Armenteras D, Artaxo P, Athayde S, Barretto Filho HT, Barlow J, Berenguer E, Bortolotto F, Costa FA, Costa MH, Cuvi N, Fearnside PM, Ferreira J, Flores BM, Frieri S, Gatti LV, Guayasamin JM, Hecht S, Hirota M, Hoorn C, Josse C, Lapola DM, Larrea C, Larrea-Alcazar DM, Lehm Ardaya Z, Malhi Y, Marengo JA, Melack J, Moraes R M, Moutinho P, Murmis MR, Neves EG, Paez B, Painter L, Ramos A, Rosero-Peña MC, Schmink M, Sist P, ter Steege H, Val P, van der Voort H, Varese M, Zapata-Ríos G (Eds). Informe de evaluación de Amazonía 2021. Traducido del inglés al español por iTranslate. United Nations Sustainable Development Solutions Network, New York, USA. Disponible de <https://www.laamazonia.quequeremos.org/pca-publicaciones>. DOI: 10.55161/YMTH3678

INDEX

RESUMEN GRÁFICO	2
MENSAJES CLAVE.....	4
RESUMEN.....	4
22.1 INTRODUCCIÓN.....	5
22.2 VARIABILIDAD DE LA TEMPERATURA Y LOS EXTREMOS A LARGO PLAZO: TENDENCIAS DEL CALENTAMIENTO	5
22.3 VARIABILIDAD A LARGO PLAZO DE LA HIDROMETEOROLOGÍA DE LA REGIÓN AMAZÓNICA Y ANDINO-AMAZÓNICA	8
22.3.1 VARIABILIDAD Y TENDENCIAS A LARGO PLAZO DE LAS LLUVIAS Y LOS RÍOS.....	8
22.3.2 VARIABILIDAD DE LA ESTACIÓN LLUVIOSA Y SECA.....	16
22.3.3 SEQUÍAS E INUNDACIONES HISTÓRICAS E INFLUENCIAS DE ENOS O DEL ATLÁNTICO TROPICAL.....	18
22.3.4 CAMBIOS EN LA EVAPOTRANSPIRACIÓN Y POSIBLE CAMBIO EN EL USO DEL SUELO	20
22.3.5 VARIABILIDAD A LARGO PLAZO DEL TRANSPORTE DE HUMEDAD ATMOSFÉRICA, RECICLAJE DE HUMEDAD DE LA AMAZONÍA E INFLUENCIAS EN EL SURESTE DE AMÉRICA DEL SUR Y LA HIDROLOGÍA DE LA REGIÓN ANDINA	22
22.4 ESCENARIOS DE CAMBIO EN LA AMAZONIA CAUSAS E INFLUENCIAS LOCALES Y REMOTAS	24
22.5 CONCLUSIONES.....	29
22.6 RECOMENDACIONES	30
22.7 REFERENCIAS.....	31

Resumen Gráfico

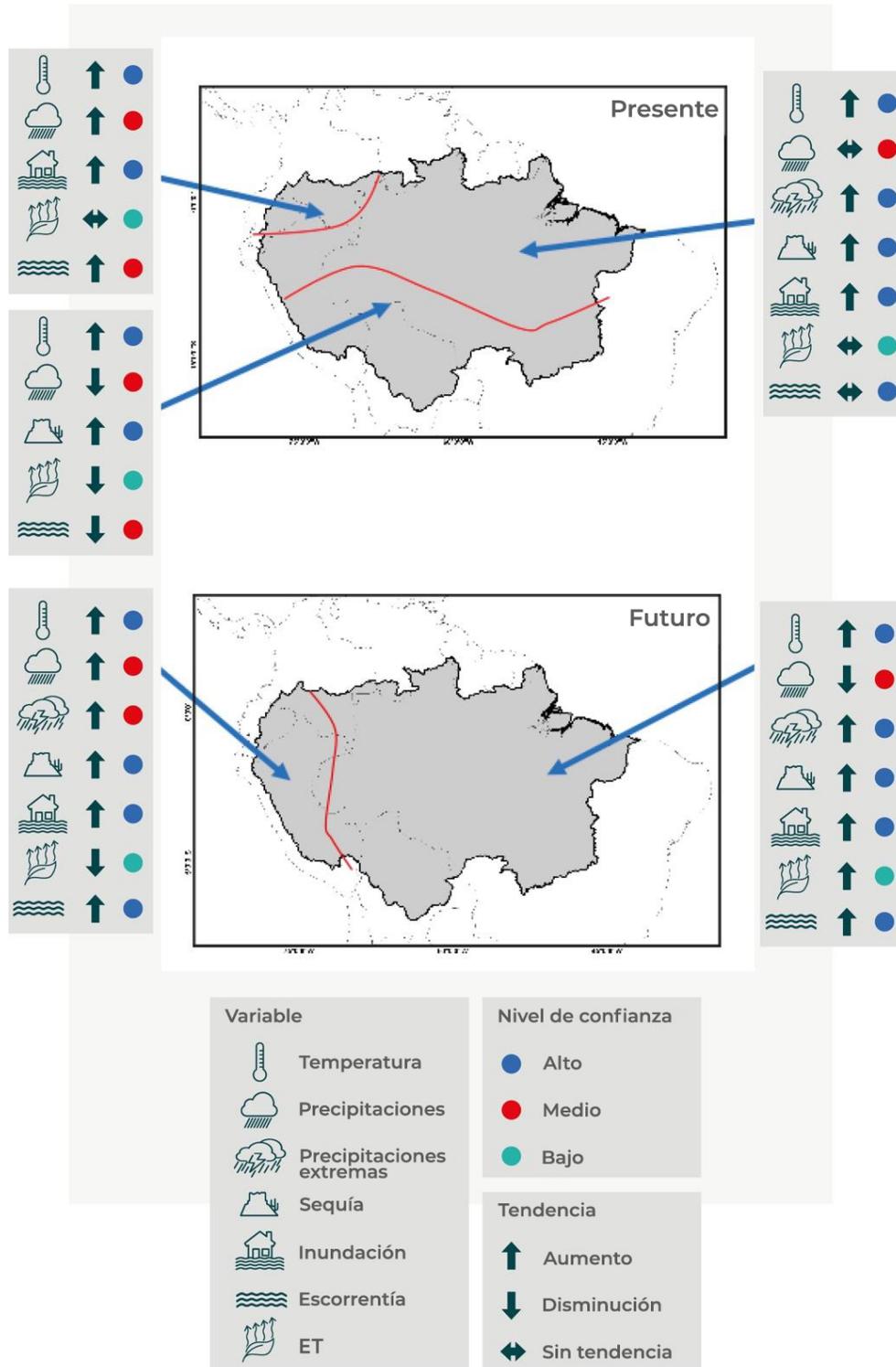


Figura 22.A Resumen de los cambios climáticos observados y proyectados en la Amazonía, basado en varios estudios (ver Magrin *et al.* 2014; Marengo *et al.* 2018 y referencias en el mismo). El nivel de confianza en las proyecciones futuras está determinado por el nivel de convergencia entre las señales de cambio del modelo de CMIP5 (Kirtman *et al.* 2013) y CMIP6 (Cook *et al.* 2020).

Los cambios observados y proyectados en la Amazonía muestran que las tendencias climáticas e hidrológicas actuales pueden ser diferenciadas tanto espacial como temporalmente, exhibiendo dos patrones espaciales de vaivén, uno norte-sur y otro oeste-este, y una intensificación de las estaciones húmeda y seca. En la actualidad, la Amazonía noroccidental muestra un aumento de lluvias y escurrimientos, mientras que en la parte sureste ocurre lo contrario. La región, incluyendo la Amazonía central y oriental, no muestra una tendencia significativa de largo plazo de precipitación en su conjunto. Sin embargo, las observaciones sugieren un aumento de la precipitación extremas y la intensificación de las sequías y las inundaciones, con pocos cambios generales en las descargas medias anuales de los ríos. Los registros de temperatura muestran un calentamiento general de la Amazonía en las últimas décadas, especialmente desde el año 2000 hasta el presente sobre la Amazonía oriental. La evapotranspiración (ET) se reduce en el sur de la Amazonía, probablemente como resultado del cambio del uso del suelo, pero sigue habiendo alta incertidumbres debido a la falta de observaciones sistemáticas en toda la cuenca. Este análisis está basado en una revisión de la literatura de los hallazgos basados en diferentes conjuntos de datos de observación, reanálisis y satélite de precipitación, temperatura y registros de descarga de ríos, y diferentes metodologías (técnicas paramétricas y no paramétricas), lo que lleva a diferentes niveles de confianza, consistencia y magnitud de las tendencias.

Las proyecciones para el futuro muestran un clima más seco y cálido en el este de la Amazonía, causando un aumento de la evapotranspiración. La Amazonía occidental también puede experimentar condiciones más cálidas, pero se espera que aumenten las lluvias, debido a eventos de lluvia más intensos, lo que provocará un aumento de la escorrentía y una disminución de la evapotranspiración en la Amazonía noroccidental. Sin embargo, en la región Amazonía-Andes, la resolución espacial de los modelos CMIP5 es insuficiente para reproducir las principales características atmosféricas y las proyecciones muestran altas incertidumbres.

Variabilidad a largo plazo, extremos y cambios de temperatura e hidrometeorología en la región amazónica

Jose Antonio Marengo^{a*}, Jhan-Carlo Espinoza^b, Rong Fu^c, Juan Carlos Jimenez Muñoz^d, Lincoln Muniz Alves^e, Humberto Ribeiro da Rocha^f, Jochen Schöngart^g

Mensajes clave

- La intensificación reciente de los extremos hidrológicos de la Amazonía se debe a la intensificación de la variabilidad interanual; el periodo de retorno de las crecidas ha aumentado de 20 años durante la primera mitad del siglo XX a 4 años desde el año 2000; las descargas regionales (Q) aumentaron en el noroeste de la Amazonía durante la temporada de aguas altas (1974-2009) y disminuyeron en el suroeste de la Amazonía durante la temporada de aguas bajas (1974-2009).
- Las sequías severas recientes están vinculadas a El Niño-Oscilación del Sur (ENOS) y/o las anomalías de la temperatura superficial del mar (TSM) del Atlántico Norte Tropical (ANT). El Océano Índico también juega un papel. Los índices de TSM basados en la región EN3.4 a lo largo del Océano Pacífico ecuatorial central no brindan suficiente información sobre los impactos debido a los diferentes tipos de El Niño (EN).
- El alargamiento de la estación seca y los cambios en la frecuencia e intensidad de los episodios de sequía extrema son probablemente las amenazas más importantes para la sociedad, los ecosistemas amazónicos y la vida silvestre. Los datos actuales muestran que la estación seca se ha expandido en aproximadamente 1 mes en el sur de la Amazonía desde mediados de la década de 1970.
- El calentamiento sobre la Amazonía es claro, pero la magnitud de la tendencia al calentamiento varía según el conjunto de datos. La tendencia al calentamiento es más evidente a partir de 1980 y aumenta desde 2000, con 2015-16 y 2020 entre los años más calientes de las últimas tres décadas.
- La huella digital del cambio climático aún es difícil de determinar debido a la corta duración de los registros climáticos; por lo tanto, los estudios de modelos climáticos que simulan la deforestación amazónica muestran reducciones significativas en la precipitación sobre la Amazonía, lo que afecta la hidrología regional y, por lo tanto, aumenta la vulnerabilidad de los servicios ecosistémicos para la población local y regional dentro y fuera de la región amazónica.

Resumen

Este capítulo discute las tendencias hidroclimáticas observadas y también las proyecciones del clima futuro en la Amazonía. El calentamiento sobre esta región es un hecho, pero la magnitud de la tendencia del calentamiento varía según el conjunto de datos y la duración del periodo utilizados. La tendencia al calentamiento

^a National Center for Monitoring and Early Warning of Natural Disasters CEMADEN, Estrada Doutor Altino Bondesan, 500 - Distrito de Eugênio de Melo, São José dos Campos/SP, CEP:12.247-060. jose.marengo@cemaden.gov.br

^b Institut des Géosciences de l'Environnement (IGE) - Institut de Recherche pour le Développement (IRD), 70 Rue de la Physique, Bat. OSUG- B. Domaine Universitaire 38400 Saint Martin d'Herès, France.

^c Department of Atmospheric and Oceanic Sciences, University of California-Los Angeles, 520 Portola Plaza, Math Sciences Building, 7127, Los Angeles CA 90095, USA

^d Global Change Unit (GCU) of the Image Processing Laboratory (IPL), Universitat de València Estudi General (UVEG), C/ Catedrático José Beltrán 2, 46980 Paterna, Valencia, Spain.

^e Earth System Science Center/National Institute for Space Research, Av. dos Astronautas, 1758 - Jardim da Granja, Brazil.

^f Departamento de Ciências Atmosféricas/ Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas/ Universidade de São Paulo, Rua do Matão, 1226, São Paulo SP 05508-090, Brasil

^g National Institute for Amazon Research (INPA), Department of Environmental Dynamics, 2936, Av. André Araújo, Manaus, Amazonas 69067-375, Brazil

ha sido más evidente a partir de 1980 y se ha intensificado aún más desde 2000. Se evalúan las tendencias a largo plazo en el clima y la hidrología. Diversos estudios han reportado una intensificación del ciclo hidrológico y un alargamiento de la estación seca en el sur de la Amazonía. También se evalúan los cambios en las inundaciones y las sequías debido en gran parte a la variabilidad climática natural y al cambio del uso de la tierra. Por ejemplo, en la primera mitad del siglo XX se producían inundaciones extremas cada 20 años. Desde el año 2000, ha habido 1 inundación severa cada 4 años. Durante las últimas cuatro décadas, el norte de la Amazonía ha experimentado una mayor actividad convectiva y lluvia, en contraste con la disminución de la convección y la lluvia en el sur de la Amazonía. El cambio climático en la Amazonía tendrá impactos a escala regional y global. Se proyectan reducciones significativas en la precipitación para el este de la Amazonía. Esto tendrá consecuencias para la hidrología regional y, en consecuencia, una mayor vulnerabilidad de los servicios ecosistémicos para la población local y regional dentro y fuera de la Amazonía.

Palabras clave: Amazonia, cambio climático, cambio de uso del suelo, calentamiento, transporte de humedad, sequía, inundaciones, modelos climáticos, variabilidad climática, tendencias climáticas

22.1 Introducción

Este capítulo ofrece una revisión actualizada de la literatura sobre el clima y la hidrología en la cuenca Amazónica, incluyendo los estudios clásicos y nuevos desarrollados en las últimas décadas, con el objetivo de responder preguntas clave relevantes para el funcionamiento actual y futuro de la selva amazónica como regulador de clima local y regional: ¿Cuáles son las tendencias actuales en hidrometeorología, transporte de humedad y temperatura en la Amazonía? ¿Hay señales de intensificación o alteración del ciclo hidrológico? ¿Esto se debe a la variabilidad climática o al cambio climático inducido por el hombre? ¿Qué pasa con la duración de la estación seca? ¿Existe una creciente variabilidad de sequías e inundaciones en la Amazonía? De ser así, ¿se deben a El Niño (EN), el Atlántico tropical, el cambio del uso del suelo o a una combinación de factores? ¿Cómo variaron EN y la sequía en el pasado según lo sugerido por los registros paleoclimáticos? ¿Cuáles son los cambios esperados en el clima amazónico debido al aumento de los gases de efecto invernadero (GEI) y la deforestación? ¿Cuáles serían los impactos a escala regional y mundial?

22.2 Variabilidad de la temperatura y los extremos a largo plazo: Tendencias del calentamiento

Varios estudios han identificado tendencias positivas de la temperatura del aire en la Amazonía, cuya

magnitud depende de los datos (estaciones o datos basados en cuadrículas, reanálisis u observaciones satelitales), metodologías (lineales y no lineales), duración de los registros climáticos, región y temporada de los años. Un estudio inicial de Victoria *et al.* (1998) utilizó datos de estaciones para la Amazonía brasileña y cuantificó una tendencia creciente de $+0,56^{\circ}\text{C/siglo}$ durante 1913-1995. Malhi y Wright (2004) estudian las tendencias de la temperatura en los bosques tropicales amazónicos. Utilizan el conjunto de datos de la Unidad de Investigación Climática (CRU, por sus siglas en inglés) para 1960-1998 y para el subperíodo de 1976-1998. Identifican tendencias de temperatura positivas, que fueron más pronunciadas en 1976-1998 para la región. Jiménez-Muñoz *et al.* (2013) actualizaron el análisis suministrado por Malhi y Wright (2004) utilizando el reanálisis ERA-Interim del Centro Europeo para Pronósticos de Mediano Plazo (ECMWF) para 1979-2012, y también datos de teledetección del Espectrorradiómetro de Imágenes de Resolución Moderada (MODIS) de los años 2000. Identifican patrones de calentamiento que varían estacional y espacialmente. Se identificó un fuerte calentamiento sobre el sureste de la Amazonía durante la estación seca (julio a septiembre), con una tasa de calentamiento de $+0,49^{\circ}\text{C/década}$ durante 1979-2012, según datos de ERA-Interim (Gloor *et al.* 2015).

La Tabla 22.1 resume estos estudios y las tendencias para toda la cuenca amazónica o a nivel regional. A efectos de este trabajo, la Amazonía norte y sur se

Tabla 22.1 Resumen de estudios sobre tendencias de temperatura en la Amazonía. Incluye región de la Amazonía, el periodo de los datos, el tipo de datos, la magnitud de la tendencia y la referencia.

Región	Periodo	Datos utilizados	Tendencia	Referencia
Amazonía brasileña	1913-1995	Estación	+0,56 °C/siglo	Victoria et al. (1998)
Amazonía occidental y central	1960-1998	CRU	-0,15 °C/década	Malhi y Wright (2004)
Amazonía nororiental	1960-1998	CRU	+0,1 °C/década	Malhi y Wright (2004)
Toda la Amazonía	1976-1998	CRU	+0,26 °C/década	Malhi y Wright (2004)
Amazonía del sur	1976-1998	CRU	+0,4 °C/década	Malhi y Wright (2004)
Amazonía nororiental	1976-1998	CRU	+0,2 °C/década	Malhi y Wright (2004)
Amazonía brasileña	1961-2000	Estación	+0,3° °C/década	Obregón y Marengo (2007)
Cuenca del río Trocantis:	1961-2000	Estación	+1,4 °C /década	Obregón y Marengo (2007)
Toda la Amazonía	1979-2012	ERA-Interino	+0,13 °C/década	Jiménez-Muñoz et al. (2013)
Toda la Amazonía	2000-2012	ERA-Interino	+0,22 °C/década	Jiménez-Muñoz et al. (2013)
Sudeste amazónico (julio-septiembre)	2000-2012	ERA-Interino	+1,22 °C/década	Jiménez-Muñoz et al. (2013)
Sudeste amazónico (julio-septiembre)	2000-2102	MODIS	+1,15 °C/década	Jiménez-Muñoz et al. (2013)
Toda la Amazonía	1980-2013	CRU	+0,7 °C	Gloor et al. (2015)
Sudeste amazónico (julio-septiembre)	1973-2013	Estación	+ 0,6°C	Almeida et al. (2017)
Toda la Amazonía	1950-2019	CRU, GISS	+ 0,6°C	Marengo et al. (2018)
Amazonia boliviana	1965-2004	Estación	+0,1 °C/década	Seiler et al. (2013)
Amazonia peruana	1965-2007	Estación	+0,09 °C/década	Lavado-Casimiro et al. (2013)
Manaus	1980-2015	Estación	+0,5 °C	Schöngart J y Junk WJ.

definen como la cuenca norte y sur de 5°S, respectivamente. Esta definición considera la diferencia en los ciclos estacionales de lluvia y el hecho de que la estación seca al sur de los 5°S puede tener meses con precipitación inferior a 100 mm, lo que no ocurre al norte de los 5°S (ver el Capítulo 5).

Todos los datos muestran que las últimas dos décadas fueron las más calientes, aunque existen algunas diferencias sistemáticas entre las tendencias estimadas por diferentes datos.

El año EN 2015/16 fue el año más caliente, seguido del año EN 1997/98 (Almeida et al., 2017; Marengo et al., 2018). Los análisis de los datos de temperatura de CRU y el reanálisis ERA 20C/ERA-Interim mostraron que 2016 fue el más caliente desde 1850, con un calentamiento de hasta +1°C anual y meses que superaron los +1,5 °C (Jiménez-Muñoz *et al.* 2016). Análisis posteriores mostrarán que 2020 fue uno de los cinco más cálidos de las últimas décadas.

Los registros históricos muestran una tendencia creciente para todas las estaciones. Se detectó una

mayor tasa de calentamiento para las temporadas junio-agosto (JJA) y septiembre-noviembre (SON) (Figura 22.1). Se observa un patrón contrastante Oeste-Este. Las tasas de calentamiento fueron casi el doble en la Amazonía oriental que en la Amazonía occidental. El calentamiento para 1980-2020 es mayor que el del periodo 1950-1979, especialmente en el este de la Amazonía. Este aumento reciente en la tasa de calentamiento no se observa sobre el suroeste de la Amazonía durante diciembre-febrero (DEF) y marzo-mayo (MAM), con incluso una ligera reducción en la tasa de calentamiento para el periodo 1980-2019. Sin embargo, las tendencias para el periodo 1950-1979 no son estadísticamente significativas.

Las anomalías calientes (frías) corresponden a eventos de El Niño (La Niña o LN), pero este vínculo se evidencia más claramente en el caso del calentamiento debido a EN que al enfriamiento debido a LN. Se registraron temperaturas significativas y anormalmente calientes durante las últimas dos décadas (2000-2019), especialmente en el este de la Amazonía. Las tasas de calentamiento más altas en

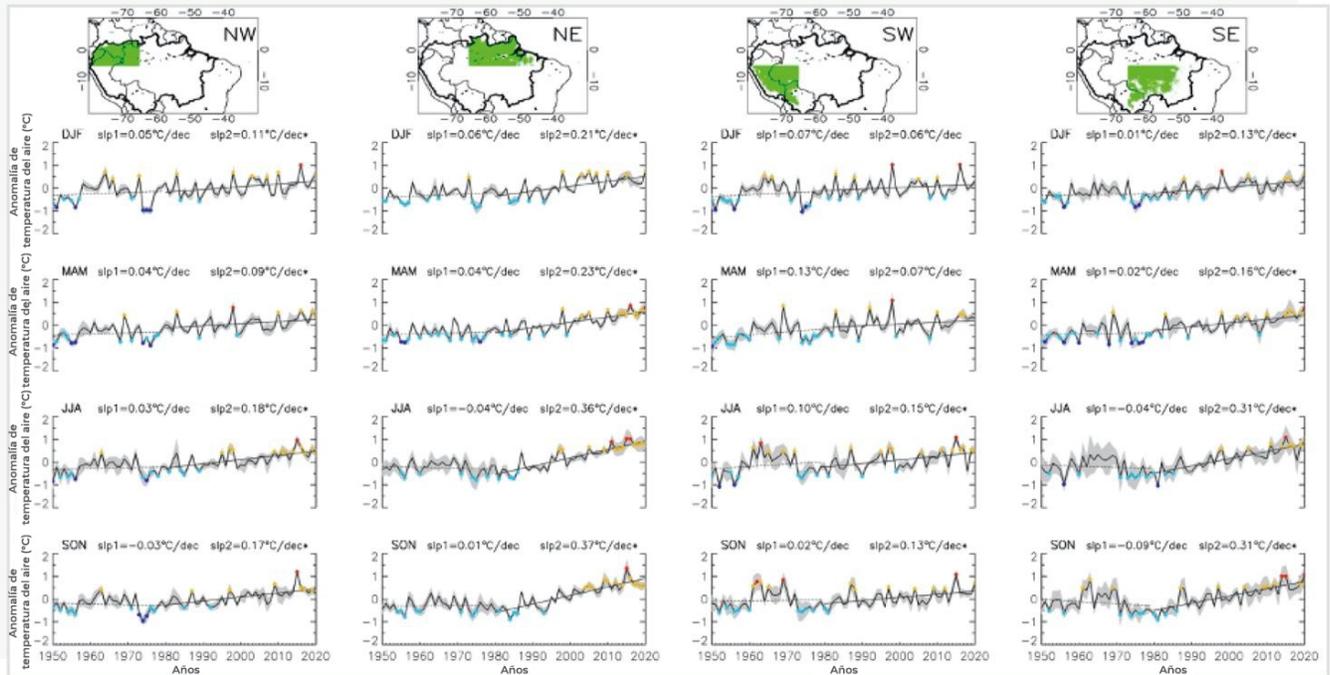


Figura 22.1 Serie temporal de anomalías de temperatura del aire estacionales (DEF, MAM, JJA, SON) sobre diferentes sectores de la Amazonía (NW, NE, SW, SE) utilizando datos de la versión 4 de CRU (CRUTS4) para el periodo de referencia 1981- 2010. Los círculos naranja y rojo indican anomalías de temperatura que superan 1 desviación estándar (σ) y 2σ , respectivamente, mientras que los círculos azul claro y azul oscuro indican anomalías de temperatura por debajo de -1σ - 2σ , respectivamente. Las tendencias lineales para el periodo 1950-1979 y 1980-2020 están representadas por una línea discontinua y una línea continua, respectivamente. También se incluyen los valores de la pendiente para estos dos periodos (slp1, slp2).

el este de la Amazonía se atribuyen a los efectos del cambio de la cobertura terrestre y la posterior alteración del balance energético (Davidson *et al.* 2012). La cubierta terrestre por sí sola también juega un papel en el sureste de la Amazonía, donde los bosques tropicales están bordeados por otras cubiertas terrestres como el Cerrado y los pastizales. En contraste, la Amazonía occidental está influenciada por la barrera de los Andes y una transición de bosques tropicales montañosos a bosques de tierras bajas, donde las tendencias de temperatura disminuyen con la elevación (Malhi *et al.* 2017).

Las observaciones locales muestran que las temperaturas medias mensuales en Manaus aumentaron $0,5^{\circ}\text{C}$ durante el periodo 1980-2015, y las temperaturas mínimas y máximas mensuales $0,3^{\circ}\text{C}$ y $0,6^{\circ}\text{C}$, respectivamente, en relación con el promedio a largo plazo para el periodo 1910 -1979. Las temperaturas más altas registradas en Manaus desde 1910

ocurrieron durante la estación seca (septiembre) del año 2015. Los eventos EN fuertes, como en 1997/98 y 2015/16, tienen una fuerte influencia en las temperaturas del aire en la región central de la cuenca Amazónica (Jiménez-Muñoz *et al.* 2016). En septiembre de 2015, la temperatura máxima y mínima media diaria promedio mensual fue $2.2\text{-}2.3^{\circ}\text{C}$ más alta en comparación con los promedios del mismo mes durante los cinco años anteriores (2010-2014). La temperatura máxima promedio para octubre de 1997 fue de $3,1^{\circ}\text{C}$ por encima del promedio de este mes para los cinco años anteriores 1992-1996 (Schöngart y Junk 2020). Gatti *et al.* (2021) encontraron tendencias similares de calentamiento medio anual para toda la Amazonía ($1,02 \pm 0,1^{\circ}\text{C}$), consistentes con el promedio mundial ($0,9^{\circ}\text{C}$) entre 1979 y 2018. Sin embargo, las tendencias de calentamiento difieren entre los meses y los mayores aumentos se observaron en los meses de la estación seca de agosto, septiembre y octubre ASO ($1,37 \pm 0,15^{\circ}\text{C}$).

Un estudio reciente de Khanna *et al.* (2020) intercompara las tendencias de temperatura de diferentes conjuntos de datos sobre el trópico. Muestran diferencias significativas entre conjuntos de datos, pero una fuerte tendencia al calentamiento en regiones de clima húmedo como la Amazonía. El calentamiento de la superficie sobre estas regiones se amplifica debido al efecto radiativo positivo de las nubes altas y el agua precipitable al atrapar la radiación de onda larga ascendente. Esto sugiere un papel dominante de la humedad atmosférica en el control de la respuesta regional de la temperatura de la superficie al calentamiento de los GEI.

Otros índices de temperatura también corroboran la tendencia al calentamiento en la Amazonía (Dunn *et al.* 2020). Se detectó una tendencia positiva en el número de noches cálidas y una reducción en el número de noches frías, particularmente en la última década. La mayor tendencia en días calientes se observó durante la temporada JJA. Este comportamiento puede atribuirse a una combinación de baja variabilidad de temperatura estacional/interanual con efectos de cambio de uso de la tierra. Seiler *et al.* (2013) reportaron una tasa de calentamiento sobre Bolivia de 0,1°C/década durante el periodo 1965-2004, siendo esta tasa de calentamiento más pronunciada sobre los Andes y durante la estación seca (JJA). De manera similar, Lavado-Casimiro *et al.* (2013) encontraron una tendencia de calentamiento significativa en la temperatura media de 0,09°C/década durante 1965-2007 en la zona de transición Amazonía-Andes peruana.

La conclusión general es que el calentamiento de la región amazónica es un hecho. La tendencia al calentamiento se evidencia mejor a partir de 1980, y se intensifica a partir de 2000, cuando ocurrieron tres sequías excepcionales en 2005, 2010 y 2015/16. El calentamiento en 2015-2016 alcanzó 1,2°C, mientras que en 2019-2020 el calentamiento fue de 1,1°C, convirtiéndose en el segundo más caliente desde 1960 en la Amazonía. La tendencia de calentamiento varía según el conjunto de datos (estación, conjuntos de datos cuadrículados, reanálisis o derivados de satélite), el periodo de tiempo para el cual se calculó la tendencia y la escala espacial (toda

la Amazonía o subregional). Debido a los diferentes regímenes climáticos sobre la Amazonía, la tendencia al calentamiento también depende de la estación y la región. La distribución estacional y espacial de las tendencias (con un fuerte calentamiento en el sureste de la Amazonía) es consistente con el gradiente climático a lo largo de la Amazonía, desde condiciones continuamente húmedas en el noroeste (con bajas tasas de calentamiento) hasta estaciones secas prolongadas y pronunciadas en el sureste de la Amazonía con altas tasas de calentamiento (Sección 22.3.2).

22.3 Variabilidad a Largo Plazo de la Hidrometeorología de la Región Amazónica y Andino-Amazónica

22.3.1 Variabilidad y tendencias a largo plazo de las lluvias y los ríos

Se utilizaron los registros paleoclimáticos basados en polen, espeleotemas, carbón vegetal, sedimentos de lagos e inundaciones, sitios arqueológicos y anillos de árboles para reconstruir el clima amazónico. Hay indicios de que la región se vio afectada por sequías severas. Estas fueron más largas y probablemente de mayor magnitud que cualquiera observada en el periodo instrumental. Parsons *et al.* (2018) encontraron que la región ha experimentado regularmente sequías de varios años durante el último milenio. Meggers (1994) sugiere que la ocurrencia de eventos prehistóricos de mega-EN alrededor de 1500, 1000, 700 y 500 AP (antes del presente) influyeron en los afluentes de la Amazonía y en los sedimentos de inundación de la costa norte de Perú. Granato-Souza *et al.* (2020) utilizaron cronologías de anillos de árboles de *Cedrela odorata* del este de la Amazonía (cuenca del río Paru), para reconstruir los totales de precipitación de la estación húmeda para 1759-2016. Estos muestran eventos de sequía notables en el pasado, como un periodo de sequía de 18 años (1864-1881), que incluye también el evento EN 1877-1879.

Las tendencias históricas en la precipitación amazónica han sido reportadas en la literatura. Estas varían considerablemente entre los estudios, según el

Cuadro 22.1 El calentamiento en la región amazónica

El calentamiento de la cuenca amazónica es un hecho, pero la magnitud de la tendencia del calentamiento varía según el conjunto de datos utilizado y la duración de los registros de temperatura. Las intercomparaciones entre las tendencias de temperatura de diferentes conjuntos de datos muestran diferencias significativas entre los conjuntos de datos, pero en general, todos los conjuntos de datos muestran un calentamiento generalizado en las últimas décadas en la cuenca amazónica, con tasas de calentamiento más altas durante las estaciones secas (aproximadamente de junio a septiembre) (ver el Cuadro Figura 22.1).

Las tasas de calentamiento también varían con el periodo de tiempo considerado. Por lo tanto, los primeros estudios en 1998 cuantificaron un calentamiento de $+0,56^{\circ}\text{C}/\text{siglo}$ durante 1913-1995 en la Amazonía brasileña usando datos de estaciones, mientras que estudios más recientes usando otros conjuntos de datos (datos de estaciones, datos cuadriculados, reanálisis y estimaciones de sensores remotos) evidenciaron un calentamiento creciente en el sur de la Amazonía durante la estación seca, a razón de $+0,49^{\circ}\text{C}/\text{década}$ durante 1979-2012. También se observa un patrón espacial contrastado entre el oriente y el occidente de la Amazonía, con el oriente de la Amazonía (y especialmente el suroriente de la Amazonía), proporcionando una tasa de calentamiento casi dos veces mayor que el occidente de la Amazonía. Esto puede atribuirse a los efectos del cambio de la cobertura terrestre y las interacciones con el fuego y la sequía.

Las tendencias de calentamiento para el periodo reciente 1980-2019 son más altas que las tendencias durante el periodo 1950-2019. La tendencia al calentamiento se evidencia mejor a partir de 1980, y se intensifica a partir de 2000, cuando ocurrieron tres sequías excepcionales en 2005, 2010 y 2015/16. Todos los conjuntos de datos de temperatura muestran que las últimas dos décadas fueron las más cálidas, con El Niño año 2015/16 como el año más caliente seguido por El Niño año 1997/98. El año 2016 puede haber alcanzado el valor más alto de la anomalía en el último siglo, hasta $+1^{\circ}\text{C}$ anual, con meses particulares superando los $+1,5^{\circ}\text{C}$. Otros índices de temperatura también corroboran la tendencia al calentamiento en la Amazonía, con aumentos en el número de noches cálidas y descensos en el número de noches frías, especialmente en la última década. Se observó una de las tendencias más fuertes de días cálidos sobre la Amazonía en todas las estaciones, pero especialmente durante la estación seca invernal.

A la luz de la discusión anterior, el calentamiento futuro de la Amazonía en 4°C o más podría inducir cambios en el ciclo hidrológico y en el funcionamiento del bosque. Evaluando las consecuencias de un cambio climático tan sustancial, se pueden anticipar varios efectos negativos en la Amazonía, entre ellos los cambios hidrológicos a corto plazo similares a los eventos asociados a las sequías extremas de 2005, 2010 y 2016, y las modificaciones a mayor escala temporal de características a gran escala, como la distribución de diferentes biomas.

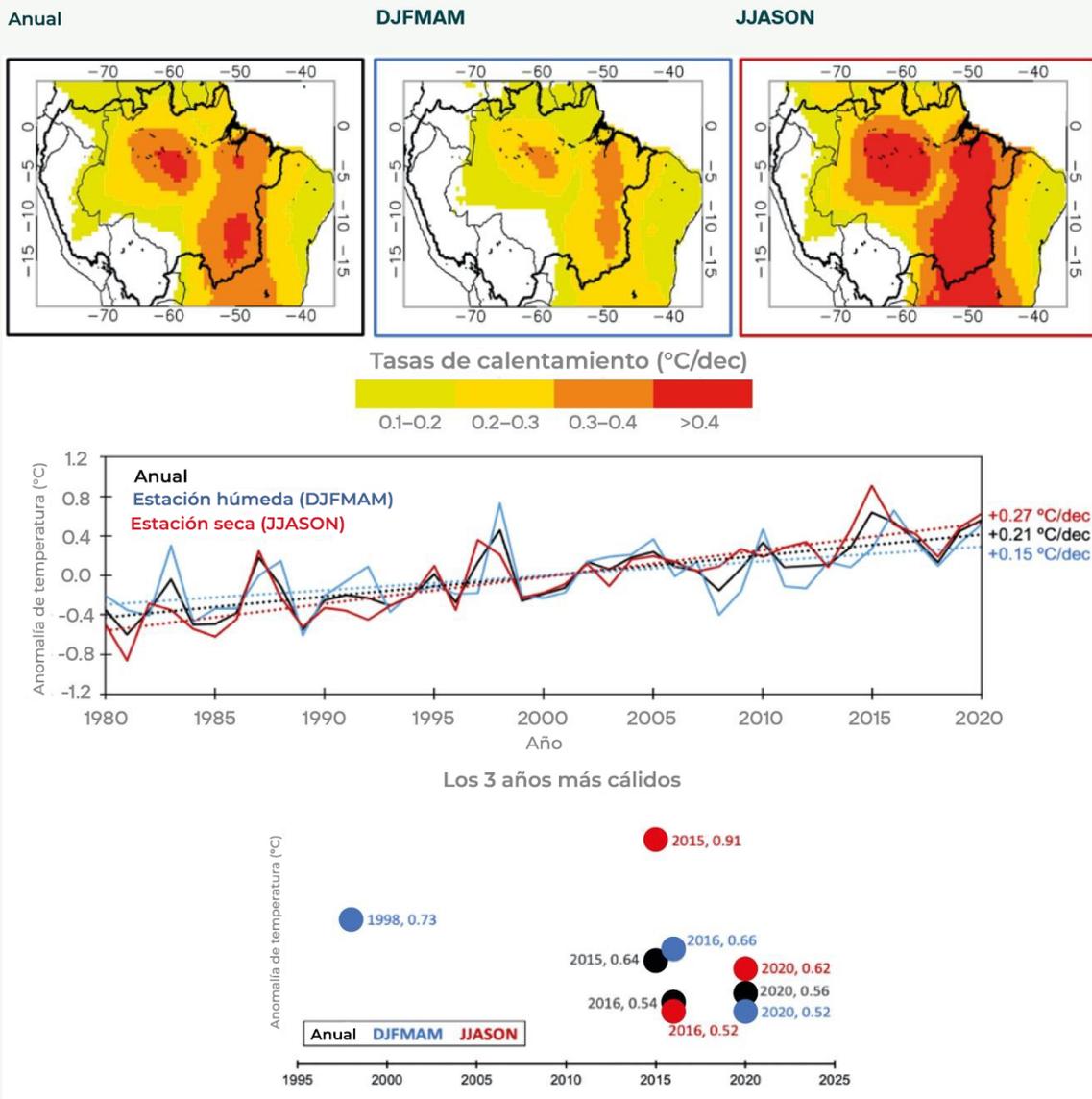


Figura Cuadro 22.1 Serie temporal de anomalías en la temperatura del aire sobre los bosques amazónicos (clase de cobertura terrestre de bosque siempreverde de hoja ancha) desde 1980 hasta 2018 utilizando la última versión del conjunto de datos CRUTS (v4.04). Se han extraído series temporales a nivel anual (negro) y semestral (primera mitad del año, DJFMAM, en azul, y segunda mitad del año, JJASON, en rojo). Las líneas discontinuas indican la tendencia lineal, incluyendo también el valor de la tendencia en °C por década.

conjunto de datos, el periodo y la duración de la serie temporal, la temporada y la región evaluada (Malhi y Wright 2004; Espinoza *et al.* 2009; Fernandes *et al.* 2015; Marengo *et al.* 2018). Para periodos recientes, la mayoría de los registros de lluvia comienzan en la década de 1960. El corto periodo de mantenimiento de registros dificulta la cuantificación de las tendencias a largo plazo en la región amazónica. Varios conjuntos de datos de precipitación (p. ej., Unidad de Investigación Climática, Centro de Climatología de Precipitaciones Globales [GPCC], Proyecto de Climatología de Precipitaciones Globales [GPCP], Precipitación infrarroja con datos de estación del Grupo de Riesgos Climáticos [CHIRPS], Misión de Medición de Precipitaciones Tropicales [TRMM], satélite y productos de reanálisis) están basados en pocas estaciones pluviométricas con registros cortos y baja cobertura espacial. Se han "llenado los vacíos" de estos conjuntos de datos mediante interpolación y estimaciones de datos satelitales. El hecho de que estos estudios consideren diferentes periodos en su análisis de tendencia complica la identificación de una tendencia de precipitación consistente y de largo plazo en la Amazonía y sus subregiones.

Los extremos de precipitación interanuales y la variabilidad de los ríos en la Amazonía pueden atribuirse, en parte, a las variaciones de la temperatura de la superficie del mar en los océanos tropicales. Esto se manifiesta como los extremos de El Niño-Oscilación del Sur en el Pacífico tropical y el gradiente meridional de la TSM en el Atlántico norte tropical. No se han identificado tendencias de precipitación total unidireccionales en la región en su conjunto. Sin embargo, a nivel regional y estacional la situación puede ser diferente (Espinoza *et al.* 2009; Satyamurty *et al.* 2010; Almeida *et al.* 2017; Marengo *et al.* 2018). Las variaciones decadales a largo plazo vinculadas a la variabilidad climática natural tienen una influencia significativa en las tendencias de la precipitación porque la mayoría de los registros de precipitación en la Amazonía solo están disponibles hasta cuatro décadas. Los cambios decadales en la precipitación amazónica se han atribuido a los cambios de fase de la Oscilación Decadal del Pacífico (PDO), la Oscilación del Pacífico Interdecadal (OPI) y

la Oscilación Multidecadal del Atlántico (OMA) (Andreoli y Kayano 2005; Espinoza *et al.* 2009; Aragão *et al.* 2018). Fernandes *et al.* (2015) muestran que las fluctuaciones decadales de lluvia sobre la Amazonía occidental varían estrechamente con las del gradiente norte-sur de la TSM del Atlántico tropical y subtropical. Esto también es evidente en el registro de 250 años de totales de precipitación reconstruidos a partir de datos de anillos de árboles (Granato-Souza *et al.* 2020).

Los estudios que analizan las tendencias de la precipitación en la Amazonía durante las últimas cuatro décadas muestran una tendencia opuesta nortesur, que incluye un aumento de la precipitación en el norte de la Amazonía y una disminución en el sur de la Amazonía. Estas tendencias pueden ser consecuencia de la intensificación del ciclo hidrológico en la región (Gloor *et al.* 2013; Barichivich *et al.* 2018; Garcia *et al.* 2018). Esta intensificación significa una mayor variabilidad climática, reflejada por el aumento de eventos hidroclimáticos extremos recientes debido a los vientos alisios del noreste más fuertes que transportan humedad hacia la Amazonía (como se observa en la Figura 22.2 a). Alves (2016) detectó una tendencia negativa de lluvias estadísticamente significativa en el sur de la Amazonía en la transición de la estación seca a la húmeda durante 1979-2014. Trabajos recientes de Espinoza *et al.* (2019a) muestran que mientras que el sur de la Amazonía exhibe tendencias negativas en precipitación totales y extremas, en el norte de la Amazonía ocurre lo contrario, particularmente durante la estación húmeda. Wang *et al.* (2018) combinan observaciones satelitales e *in situ* y revelan cambios en la precipitación amazónica tropical sobre el norte de la Amazonía. Según estos autores, la precipitación ha aumentado significativamente entre +180 y +600 mm en la estación húmeda durante la era de los satélites (1979 a 2015). Debido al aumento de la precipitación en el norte de la Amazonía, la tendencia general de la precipitación a escala de cuenca mostró un aumento de 2,8 mm/año para el periodo 1981-2017 (Paca *et al.* 2020).

Los datos del nivel de agua del Río Negro en Manaus, cerca de su confluencia con el Río Solimões (Amazo-

nas), comenzaron a ser registrados en septiembre de 1902 (Figura 22.2). La amplitud media entre los niveles de agua máximos (inundaciones) y mínimos (sequías) anuales es de 10,22 m (1903-2015) (Schöngart y Junk 2020). Barichivich *et al.* (2018) indican un aumento significativo del nivel medio diario del agua de aproximadamente 1 m durante este periodo de 113 años. Además, los autores observaron un aumento de cinco veces en eventos de inundaciones severas que resultaron en la ocurrencia de amenazas de inundaciones severas durante las últimas dos décadas en la Amazonía central (2009, 2012-2015, 2017, 2019) y sequías en 2005, 2010 y 2015-16. Durante las últimas tres décadas, la amplitud media de los niveles de agua en Manaus aumentó. El río Negro subió casi 1,5 m en comparación con el periodo anterior (Schöngart y Junk 2020). Este crecimiento se debe principalmente a un aumento en toda la cuenca de la escorrentía del río durante la estación húmeda y una ligera disminución en la descarga durante la estación seca, definida como la intensificación del ciclo hidrológico (Gloor *et al.* 2013), aunque las tendencias varían sustancialmente entre las subcuencas (Espinoza *et al.* 2009; Gloor *et al.* 2015).

Como se vio en secciones anteriores, la intensificación del ciclo hidrológico en la Amazonía ha sido reportada en varios estudios. El calentamiento sustancial del Atlántico tropical desde la década de 1990 juega un papel central en esta tendencia (Gloor *et al.* 2013; Wang *et al.* 2018). El calentamiento del Atlántico tropical aumentó el vapor de agua atmosférico, que los vientos alisios importan a la cuenca norte de la Amazonía. Esto aumenta la precipitación y la descarga, especialmente durante la temporada de lluvias (Gloor *et al.* 2013, 2015; Heerspink *et al.* 2020). El enfriamiento simultáneo del Pacífico ecuatorial durante este periodo aumentó las diferencias en la presión a nivel del mar y TSM entre ambos océanos tropicales, lo que resultó en un fortalecimiento de la circulación atmosférica que induce la lluvia, con los vientos alisios y la convección profunda sobre la Amazonía, denominada circulación Walker. Esta circulación representa una celda directa orientada

zonalmente a lo largo del ecuador inducida por el contraste entre las aguas cálidas del Pacífico occidental y las aguas más frías del Pacífico oriental (McGregor *et al.* 2014; Gloor *et al.* 2015; Barichivich *et al.* 2018).

Los registros de descarga de los ríos Negro, Solimões, Madeira y Amazonas muestran tendencias negativas significativas ($p < 0,05$) durante los periodos de aguas bajas desde mediados de la década de 1970 (Espinoza *et al.* 2009; Lavado-Casimiro *et al.* 2013; Marengo *et al.* 2013; Gloor *et al.* 2015; Molina-Carpio *et al.* 2017). Estos estudios muestran inundaciones en los cuatro ríos según lo indicado por sus niveles máximos de agua alcanzados en 2014. Además, se puede observar que el nivel máximo de agua del Río Negro (Manaus) en 2005 fue de 28,10 cm por encima del promedio de largo plazo (1903-2015). Finalmente, se puede notar una débil tendencia positiva en los niveles de Manaus y Óbidos desde fines de la década de 1980 (Gráfico 22.2).

Las tendencias hidroclimáticas en la región andino-amazónica son altamente sensibles a la región específica y al periodo considerado. La información a largo plazo generalmente está disponible a partir de 1970 o 1980 en una red meteorológica de baja densidad. La tan baja densidad y los registros cortos hacen que sea particularmente difícil identificar tendencias claras en la precipitación en la mayoría de los valles interandinos de la cuenca alta de la Amazonía (Lavado-Casimiro *et al.* 2013; Carmona y Poveda 2014; Posada-Gil y Poveda 2015; Heidinger *et al.* 2018). En varias cuencas del norte andino-amazónico, las tendencias de precipitación tienen signos opuestos (Carmona y Poveda, 2014; Pabón-Caicedo *et al.* 2020). Sin embargo, en las tierras bajas amazónicas de Colombia, Ecuador y el norte de Perú, la precipitación ha ido en aumento desde la década de 1990, como se observa en la mayor parte de la cuenca Amazónica al norte de 5° S (Espinoza *et al.* 2009; Wang *et al.* 2018; Jimenez *et al.* 2019; Paca *et al.* 2020), donde se ha documentado un crecimiento de la precipitación de alrededor del 17% durante la estación húmeda (Espinoza *et al.* 2019a).

El aumento de la precipitación sobre esta región se

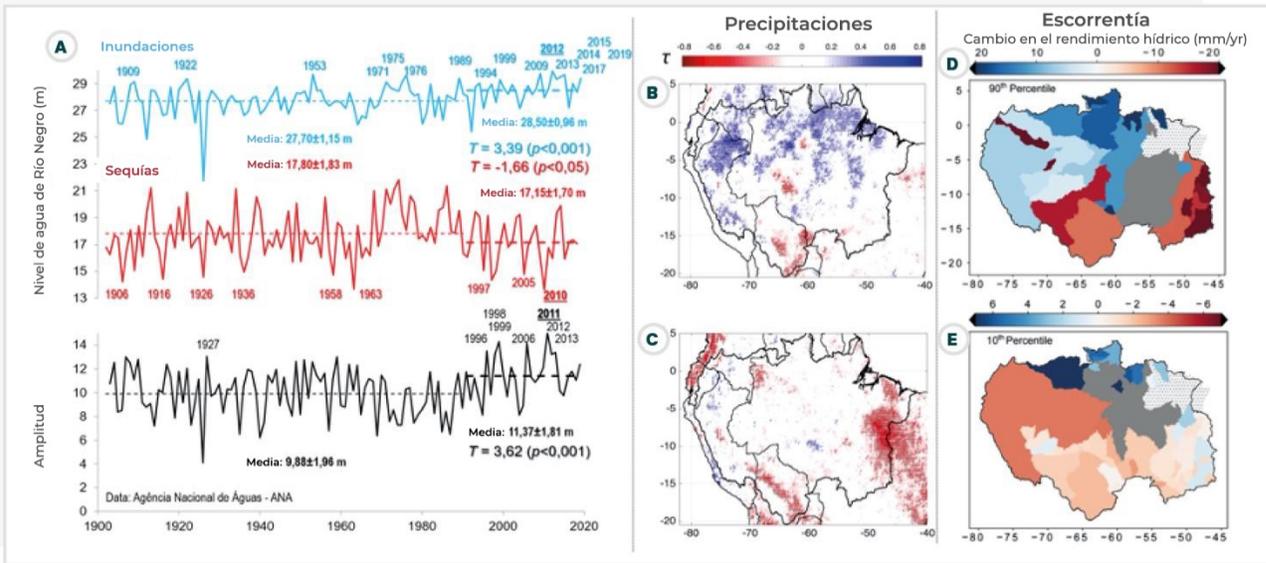


Figura 22.2 a) Variabilidad anual máxima (inundaciones, azul) y mínima (sequías, rojo) del nivel de agua del Río Negro en Manaus (1903-2020). Se indican los años correspondientes a eventos hidrológicos extremos. La amplitud anual del nivel del agua (sequías menos inundaciones) se muestra en negro. Adaptado de Schöngart y Junk (2020) con base en datos de la Agencia Nacional de Aguas de Brasil (ANA). b) Distribución espacial de los valores del coeficiente de Kendall ($p < 0,05$ se indican con un punto oscuro) que muestra la tendencia de la frecuencia de días húmedos de 1981 a 2017 (>10 mm/día) durante la temporada de marzo a mayo. c) Como b, pero para días de lluvia (>1 mm/día) durante la temporada de septiembre-noviembre. b) y c) utilizar datos CHIRPS. Adaptado de Espinoza *et al.* (2019a). © Climate Dynamics. Reimpreso con permiso de Springer Nature. d) y e) pendiente de cambio en los percentiles 90 y 10 de escorrentía (mm/año), respectivamente, para el periodo 1980-2014. Las áreas en gris no representan una tendencia significativa y las áreas con puntos negros representan donde no hay datos. De Heerspink *et al.* (2020). © Journal of Hydrology: Regional Studies. CC license.

ha relacionado con una intensificación de las células de Walker y Hadley. Esto mejora la convergencia y la actividad convectiva hacia el ecuador (p.ej., Arias *et al.* 2015; Espinoza *et al.* 2019a). En consecuencia, desde mediados de la década de 1990, la descarga de los ríos en los principales afluentes del noroeste del río Amazonas muestra valores más altos durante la temporada de aguas altas (p. ej., ríos Caquetá-Japurá y Marañón, Figuras 22.2 y 22.3). En la estación Santo Antonio do Iça (río Caquetá-Japurá) se reportó un aumento de descarga del 16% durante la temporada de aguas altas para el periodo 1992-2004 en comparación con el periodo 1974-1991 (Espinoza *et al.* 2009; Posada-Gil y Poveda 2015). El aumento de la precipitación y descargas en la región andino-amazónica noroccidental contribuye a la intensificación de las inundaciones extre

mas en el cauce principal del río Amazonas en Brasil durante las últimas tres décadas (Barichivich *et al.* 2018).

En la parte sur de las cuencas andino-amazónicas peruanas se ha documentado una disminución de la precipitación desde mediados de la década de 1960 (por ejemplo, Silva *et al.* 2008; Lavado-Casimiro *et al.* 2013; Heidinger *et al.* 2018), por lo que se reportó disminución de caudales durante la temporada de aguas bajas en los ríos que drenan desde el sur, como el río Ucayali en Perú. También se detectó una disminución de la descarga anual aguas abajo en Tamshiyacu (Río Amazonas en Perú) y Tabatinga (río Solimões superior en Brasil) (p. ej., Lavado-Casimiro *et al.* 2013; Posada-Gil y Poveda 2015; Marengo y Espinoza 2016; Ronchail *et al.* 2018; Heers

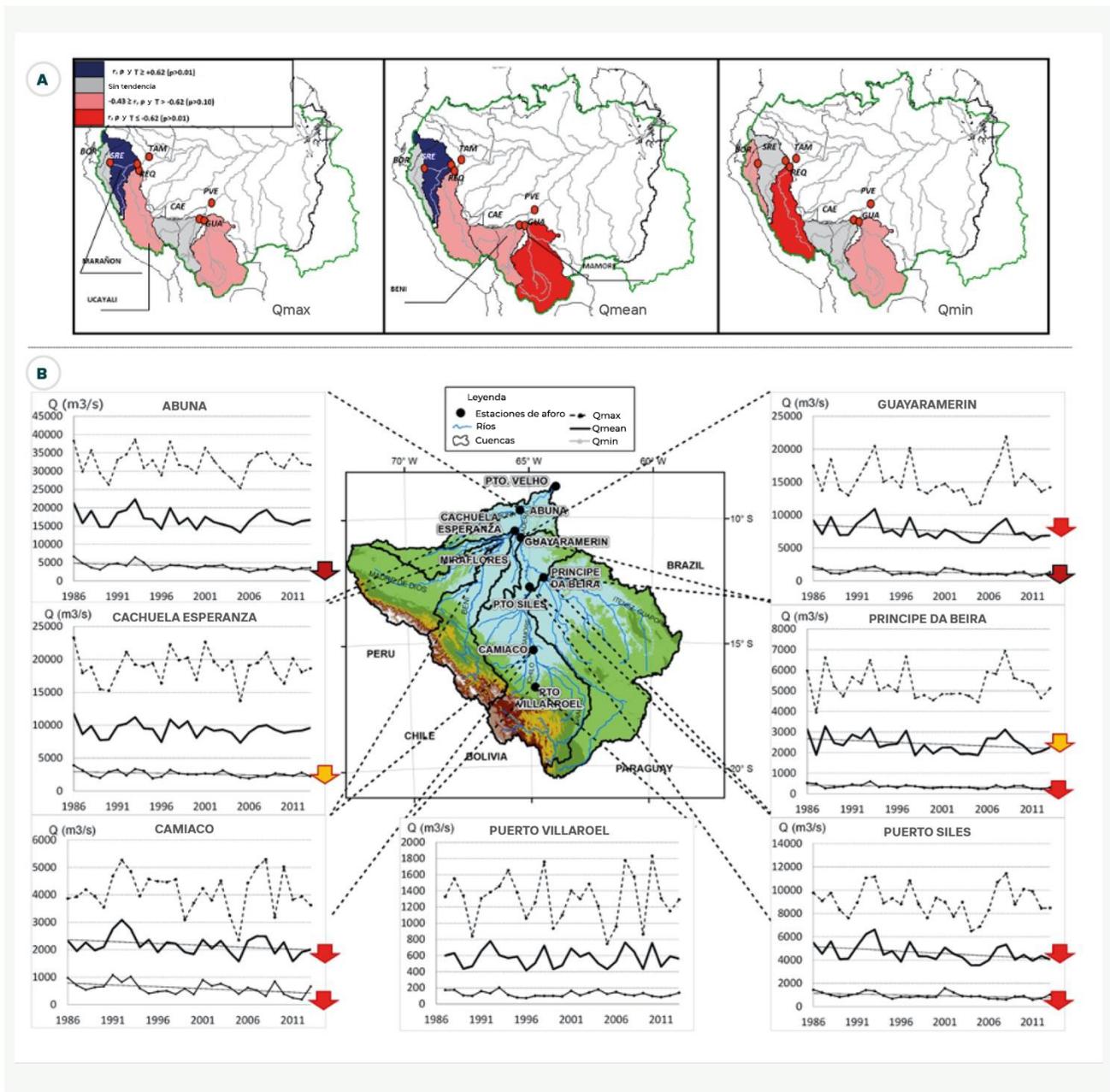


Figura 22.3 Tendencias de descarga en los ríos amazónico-andinos de Ecuador, Perú y Bolivia: a) Tendencias de descarga para el máximo anual ($Q_{m\acute{a}x}$, panel izquierdo), la media anual (Q_{media} , centro) y la descarga mínima anual (Q_{min} , derecha) calculadas en las estaciones Borja (BOR) y San Regis (SRE) en el río Marañón, Requena (REQ, Ucayali), Cachuela Esperanza (CAE, Beni) y Guayaramerin (GUA, Mamoré) para el periodo 1990-2005. Los colores indican el signo y la fuerza de las tendencias estimadas utilizando los coeficientes de Pearson (r), Spearman rho (ρ) y Kendall Tau (T). Adaptado de Espinoza *et al.* (2009) basado en datos del observatorio SNO-HYBAM. © Journal of Hydrology. Reimpreso con permiso de Elsevier. b) Evolución 1985-2013 de $Q_{m\acute{a}x}$, Q_{media} y Q_{min} en los principales ríos de la Amazonía boliviana. Las flechas indican tendencias negativas en $p < 0,1$ (amarillo), $p < 0,05$ (rojo) y $p < 0,01$ (negro rojo) de niveles significativos. Adaptado de Molina-Carpio *et al.* (2017) basado en datos del observatorio SNO-HYBAM.

pink *et al.* 2020). Por ejemplo, como resultado de la disminución de las lluvias, la descarga durante la temporada de aguas bajas en la estación Tabatinga, que drena las lluvias sobre las cuencas andino-amazónicas, disminuyó en un 14% en el periodo 1969-2006 (Lavado-Casimiro *et al.* 2013).

En la Amazonía boliviana se identificó una tendencia positiva de precipitación en el periodo 1965-1984, y una disminución de la precipitación para el periodo 1984-2009 (Seiler *et al.* 2013). La disminución de la precipitación desde la década de 1980 se observa principalmente en la parte sur de la cuenca boliviana del Madeira, involucrando las cuencas de Mamoré y Guaporé (Figura 22.3). En relación con los cambios en la precipitación, la descarga del río durante la temporada de aguas bajas en la estación de Porto Velho en el río Madeira superior muestra una disminución significativa de alrededor del 20% desde la década de 1970 (Espinoza *et al.* 2009; Lopes *et al.* 2016; Molina-Carpio *et al.* 2017). La disminución de la descarga en la estación Porto Velho fue detectada para el periodo 1974-2004 (antes del inicio de operaciones de las centrales hidroeléctricas Santo Antonio y Jirau) y confirmada para el periodo 1967-2013. También se observa disminución de caudales en los ríos Mamoré y Guaporé (afluentes del sur del río Madeira) en las estaciones Príncipe da Beira (Guaporé), Puerto Siles (Mamoré), Guayaramerín (Mamoré) y Abuña (alto Madeira) para el periodo 1985-2013 (Molina-Carpio *et al.* 2017). El periodo aquí analizado fue antes de la construcción de las represas hidroeléctricas de Santo Antonio y Jirau a lo largo del cauce principal del río Madeira. La disminución de la descarga sobre esta región está relacionada con la disminución de la precipitación y el alargamiento de la estación seca en el sur de la Amazonía (ver la Sección 22.3.2).

Para las cuencas de Tocantins e Itacaiúnas, no se observó una tendencia significativa en los patrones de lluvia. Sin embargo, en el río Tocantins se observó una disminución significativa en la descarga durante la temporada de aguas altas para el periodo 1980-2014 (Heerspink *et al.* 2020; Figura 22.2). En el río Itacaiúnas se observó una importante tendencia ascendente en el mínimo (flujo base). Esto puede

atribuirse al aumento de la deforestación y al cambio de uso de la tierra (Oti y Ewusi 2016). Esta conclusión se basa en la inexistencia de tendencias en los patrones de caudal máximo y medio del río Itacaiúnas, la falta de cambio en los patrones de lluvia y la tendencia al alza significativa en el mínimo (caudal base) del río Itacaiúnas pero no en el Río Tocantins. Los estudios de Timple y Kaplan (2017) muestran el impacto de la represa hidroeléctrica Tucuruí que resultó en un aumento de los niveles mínimos de agua y una disminución de los niveles máximos de agua durante el periodo operativo en contraste con las condiciones previas a la represa.

Previamente, Costa *et al.* (2003) compararon la descarga del río Tocantins (aguas arriba de la represa Tucuruí) durante periodos de pequeña y gran deforestación en el área de captación. Descubrieron que la deforestación aumentó la descarga máxima de agua y que ocurrió más temprano en la temporada, en comparación con el periodo de deforestación reducida. Los autores compararon la descarga mensual del río Tocantins entre periodos con cambios de uso de suelo pequeños (1949-1968) y sustanciales (1979-1998) en el área de captación. Entre ambos periodos los autores observaron un crecimiento del 24% en el caudal medio anual y del 28% del caudal durante el periodo de crecida, aunque no se observó diferencia significativa en la precipitación entre ambos periodos. Otros factores que conducen a cambios en los ciclos hidrológicos están relacionados con cambios en el uso del suelo, como la deforestación a gran escala en las cuencas para la agricultura y la ganadería (Costa *et al.* 2003; Davidson *et al.* 2012, Heerspink *et al.* 2020; ver también los Capítulos 19, 23 y 24).

Se esperan cambios masivos y abruptos en los regímenes de caudal de las centrales hidroeléctricas que modifican el ciclo hidrológico aguas abajo de las represas, lo que resulta en perturbaciones espaciotemporales complejas de las llanuras aluviales aguas abajo de las represas (Anderson *et al.* 2018; Resende *et al.* 2019). Se están construyendo o planeando múltiples represas para las cuencas de los ríos Tapajós, Xingú, Tocantins-Araguaia, Marañón y muchas otras en la Amazonía. Estos tendrán efectos

acumulativos y en cascada en el ciclo hidrológico aguas abajo (Timpe y Kaplan 2017).

Estas perturbaciones afectan el funcionamiento integral de las llanuras aluviales, provocando pérdidas masivas de biodiversidad y servicios ambientales, en detrimento del bienestar de los pueblos indígenas, las comunidades locales y la sociedad en general (ver el Capítulo 20). Se pueden esperar sinergias de uso de la tierra y cambios climáticos, especialmente para los afluentes del sur, como las cuencas de Madeira, Tapajós, Xingú y Tocantins-Araguaia, que experimentaron altas tasas de deforestación de sus cuencas en las últimas décadas, la construcción de varias represas hidroeléctricas y aumentar la duración de la estación seca (Timpe y Kaplan 2017).

En resumen, los estudios mencionados han documentado el papel clave de la variabilidad hidroclimática en los ríos andino-amazónicos y amazónicos bajos, como el alto Madeira, el alto Solimões, Caquetá-Japurá, Tocantins y Negro, para una comprensión amplia de la sistema hidrológico de toda la cuenca amazónica. Esto incluye escalas de tiempo estacionales e interanuales, así como tendencias hidrológicas a largo plazo, eventos extremos y balances de aguas superficiales y atmosféricas (p. ej., Builes-Jaramillo y Poveda 2018).

22.3.2 Variabilidad de la estación lluviosa y seca

La lluvia que cae en las estaciones húmedas ayuda al bosque a sobrevivir en las estaciones secas ya que el agua está fácilmente disponible en los suelos y las raíces (ver el Capítulo 7). Las estaciones secas en la Amazonía se han vuelto más largas en los últimos años, lo que ha provocado una mayor pérdida de bosques y un mayor riesgo de incendios. Varios estudios han mostrado evidencia del alargamiento de la estación seca de la región, principalmente en el sur de la Amazonía, desde la década de 1970 (Marengo *et al.* 2011, 2018; Fu *et al.* 2013 y referencias en el mismo). Esta tendencia puede estar relacionada con la influencia a gran escala de los gradientes meridionales de TSM en el Atlántico Norte y Sur,

o la fuerte influencia de la ET de la estación seca en respuesta a un incremento estacional de la radiación solar (Fu y Li 2004; Butt *et al.* 2011; Lewis *et al.* 2011; Dubreuil *et al.* 2012; Fu *et al.* 2013; Alves 2016; Marengo *et al.* 2018), un desplazamiento hacia los polos de los chorros de altura subtropicales del hemisferio sur (Fu *et al.* 2013), y una contracción hacia el ecuador de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT) en el sector Atlántico (Arias *et al.* 2015). Arias *et al.* (2015), Espinoza *et al.* (2019b) y Leite-Filho *et al.* (2019) identificaron una disminución de la precipitación en la parte sur de la cuenca amazónica peruana, brasileña y boliviana durante la estación seca, que está asociada con un retraso en el inicio del Sistema Monzónico Sudamericano (SAMS) y un mayor hundimiento atmosférico en esta región (Espinoza *et al.* 2019b; Leite-Filho *et al.* 2019). De hecho, estos cambios atmosféricos también están relacionados con el aumento de la duración de la estación seca documentado en la cuenca sur de la Amazonía desde la década de 1970.

Varios estudios también han investigado la estacionalidad de las lluvias, mostrando cambios en las últimas décadas. La temporada de lluvias en el sur de la Amazonía ahora comienza casi un mes más tarde que en la década de 1970, como lo muestran Marengo *et al.* (2011) (Figura 22.4). En los años de sequía 2005, 2010 y 2016, así como en sequías anteriores, la temporada de lluvias comenzó tarde y/o la temporada seca duró más (Marengo *et al.* 2011; Alves 2016). Fu *et al.* (2013) cuantificaron este aparente alargamiento de la estación seca, con un incremento de alrededor de $6,5 \pm 2,5$ días por década sobre la Amazonía sur desde 1979. Durante la sequía de 2015/16, el inicio de la temporada de lluvias en 2015 ocurrió entre 10 y 15 días después de la fecha de inicio normal. Gatti *et al.* (2021) muestran que la precipitación media anual no ha cambiado significativamente, pero de manera similar a las tendencias de temperatura, la precipitación de agosto a octubre ha disminuido en un 17%, lo que mejora el contraste entre la estación seca y la estación húmeda.

La duración de la estación seca también presenta

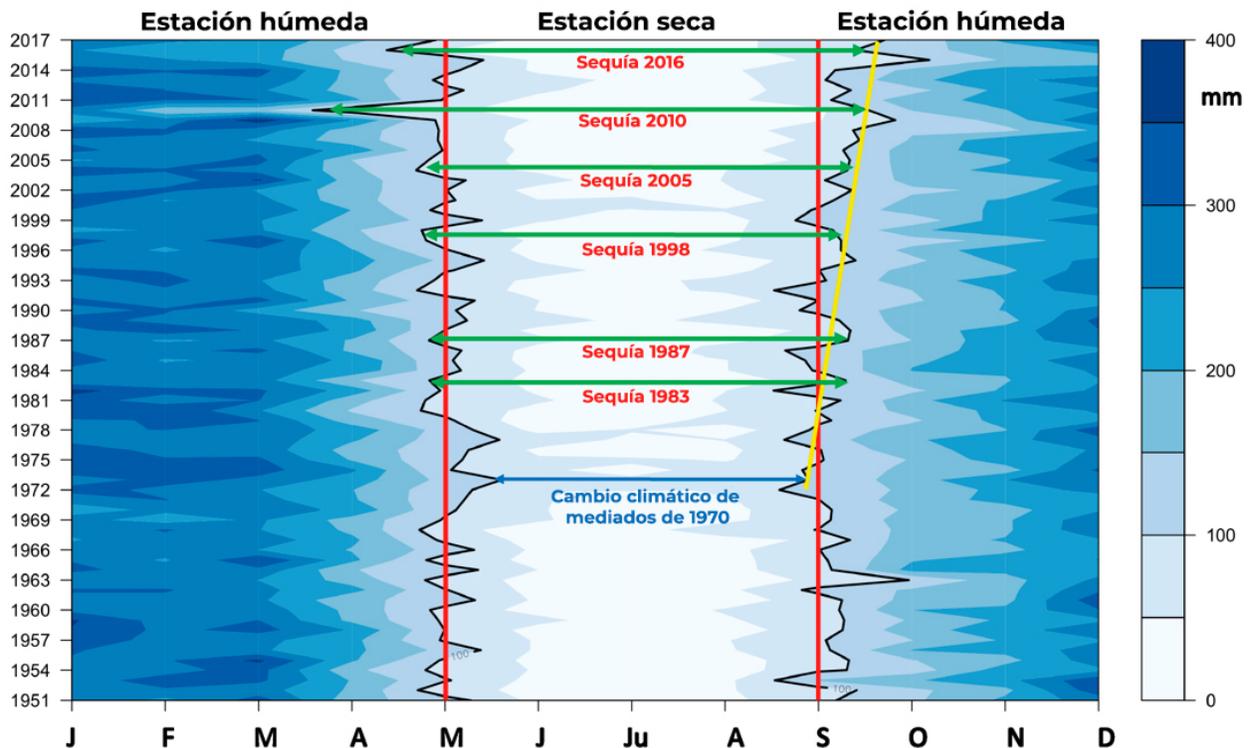


Figura 22.4 Diagrama de Hovmoller que muestra la precipitación mensual desde 1951 hasta 2017 para el sur de la Amazonía (mm/mes). La isolínea de 100 mm/mes es un indicador de meses secos en la región (Sombroek 2001). Los años de sequía se indican con líneas verdes. Las líneas rojas muestran el inicio y el final promedio de la temporada de lluvias (Marengo *et al.* 2018, © Frontiers in Earth Science). La línea amarilla muestra la tendencia a una estación seca más prolongada después del cambio climático de mediados de los años setenta. Este cambio climático detectado en 1976-1977 muestra un cambio de temperatura de la superficie del mar fría a cálida en el Océano Pacífico tropical, que ha sido asociado con un cambio de fase del índice de Oscilación Decadal del Pacífico (Jacques-Coper y Garreaud 2015).

variaciones interanuales y decenales vinculadas a la variabilidad climática natural, aparentemente relacionadas con el cambio climático de la década de 1970 (Figura 22.5). Wang *et al.* (2011), Alves *et al.* (2017), y Leite-Filho *et al.* (2019) sugieren que el cambio de uso del suelo influye en la duración de la estación seca en la Amazonía, con una estación seca más prolongada y un inicio tardío de la estación lluviosa. Una estación seca más larga y el inicio tardío de la estación de lluvias pueden tener impactos directos en el riesgo de incendios y la hidrología de la región, aumentando la vulnerabilidad regional a la sequía. Wright *et al.* (2017) destacan los mecanismos por los cuales las interacciones entre los

procesos de la superficie terrestre, la convección atmosférica y la quema de biomasa pueden alterar el momento del inicio de la estación húmeda (Zhang *et al.* 2009). Además, brindan un marco mecánico para comprender cómo la deforestación y los aerosoles producidos por la quema de biomasa al final de la estación seca pueden alterar el inicio de la estación lluviosa, lo que posiblemente provoque una retroalimentación que mejore las condiciones de sequía (Costa y Pires 2010; Lejeune *et al.* 2016). Trabajos recientes de Agudelo *et al.* (2018) y Arias *et al.* (2020) muestran que las estaciones secas más largas en el sur de la Amazonía también están relacionadas con un mayor contenido de humedad atmosférica en el

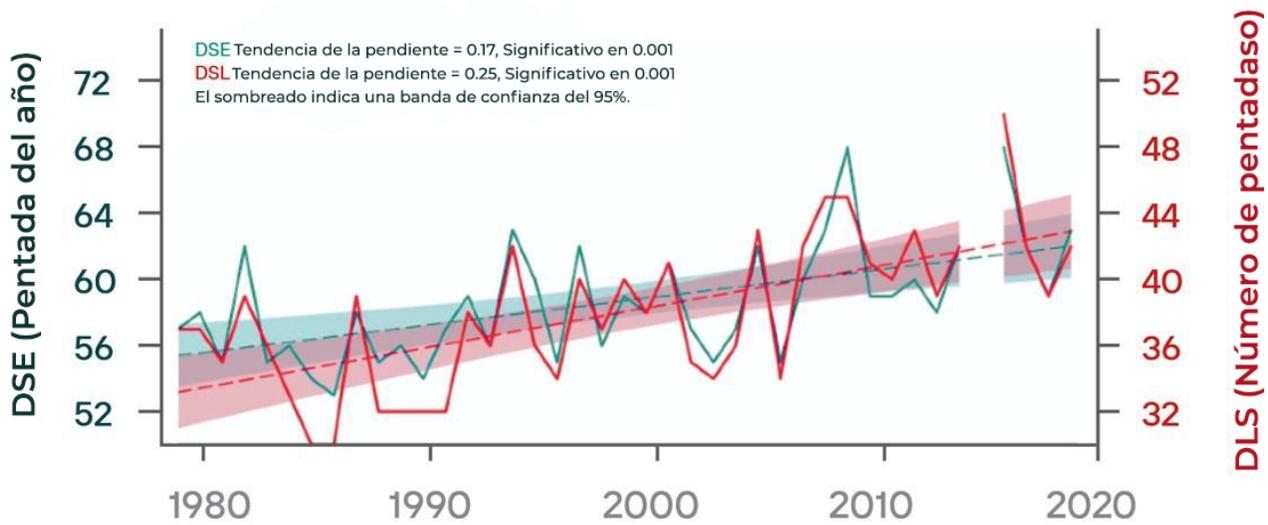


Figura 22.5 Serie de tiempo anual de la duración de la estación seca (DSL, línea roja) y las fechas de finalización de la estación seca (DSE, línea azul) (en unidades de pentada o 5 días) en el sur de la Amazonía, cómo aumenta la duración de la estación seca a una tasa de $12,5 \pm 2,5$ días por década debido a un retraso en el final de la estación seca a una tasa de $8,8 \pm 2,5$ días por década para el periodo 1979-2019. En el eje izquierdo, la pentada 55 corresponde al 2 al 7 de septiembre de la fecha del calendario, y la pentada 70 corresponde al 10 al 15 de diciembre. El DSL y el DSE se derivan de los datos de precipitación diaria del Centro de Predicción del Clima (CPC) de la Administración Nacional Oceánica y Atmosférica (NOAA). La tendencia lineal está determinada por un ajuste de mínimos cuadrados. Las tendencias son significativas ($p < 0,01$) y los tonos muestran los intervalos de confianza del 95% para las tendencias.

Caribe y el norte de América del Sur, cambios en el transporte de humedad y el reciclaje de humedad en el sur de la Amazonía. Esto puede deberse a una mayor contribución de vapor de agua de las regiones oceánicas y al crecimiento de la convergencia de la humedad superficial sobre la región ecuatorial vinculada a anomalías de temperatura superficial cálida sobre el Atlántico tropical.

El análisis de 40 años de datos de temperatura y precipitación sobre la Amazonía por Gatti *et al.* (2021) muestra la relación entre la extensión de la deforestación, la disminución de la precipitación y el aumento de la temperatura, principalmente durante la estación seca, con diferentes tendencias observadas para la Amazonía oriental, occidental y para toda la Amazonía.

Los motivos del inicio tardío de la temporada de lluvias no se entienden completamente, y los autores

agregan evidencia a la idea de que la deforestación probablemente está jugando un papel (Wright *et al.* 2017). Leite-Filho *et al.* (2019) muestran un retraso del inicio de la temporada de lluvias de aproximadamente 4 días por década por cada 10% de área deforestada en relación con el área boscosa existente. Tal interacción entre la ET y la lluvia podría reducir aún más la ET y aumentar la sequía en la Amazonía. Staal *et al.* (2020) relacionan las fluctuaciones observadas en las tasas de deforestación con la intensidad de la estación seca y hay que la deforestación ha contribuido al aumento de la severidad de las estaciones secas en Bolivia, el sur de Brasil y Perú, y cómo esto conduce a una mayor pérdida de bosques.

22.3.3 Sequías e inundaciones históricas e influencias de ENOS o del Atlántico Tropical

Es bien sabido que la fuerte variabilidad interanual de la precipitación sobre la cuenca Amazónica tiene

Tabla 22.2 Historia de sequías e inundaciones en la Amazonía, indicando si están relacionadas con condiciones de El Niño, La Niña o TSM en el Atlántico tropical. Las referencias enumeradas en la tabla son de estudios que evalúan las causas y los impactos de las sequías o inundaciones en la región. EN= El Niño, LN=La Niña, ANT=Atlántico Norte Tropical, TSA=Atlántico Sur Tropical, AST=Atlántico Sur Subtropical, IP=Océano Indo-Pacífico. Actualizado de Marengo y Espinoza (2016), Marengo *et al.* (2018) y Espinoza *et al.* (2019 a, b).

Año	Evento Estacional Extremo	Causas
1906	Sequía	EN (Los índices E y C sugieren un evento CP fuerte en 1905 y eventos EP y CP débiles en 1906)
1909	Inundación	?
1912	Sequía	EN-E
1916	Sequía	EN
1922	Inundación	?
1925-26	Sequía	EN
1936	Sequía	?
1948	Sequía	EN
1953	Inundación	LN débil
1958	Sequía	EN
1963-64	Sequía	ANT cálida
1971	Inundación	LN?
1975	Inundación	LN?
1976	Inundación	LN
1979-81	Sequía	ANT cálida
1982-83	Sequía	EN-E + ANT cálida
1989	Inundación	LN (las anomalías de frío fueron mayores en la región CP)
1995	Sequía	EN-C + ANT cálida
1997-98	Sequía	EN-E + ANT cálida
1999	Inundación	LN (anomalías frías sobre la región CP)
2005	Sequía	ANT cálida (+ EN-C moderado)
2009	Inundación	TSA cálido
2010	Sequía	EN-C + ANT cálida
2012	Inundación	LN + TSA cálido
2014	Inundación	IP cálido + AST cálida
2015-16	Sequía	EN-C (también EN-E fuerte en 2016), ANT cálida

impactos directos en el balance hídrico del río Amazonas (por ejemplo, Tomasella *et al.* 2011). Como consecuencia de esta variabilidad, la cuenca amazó-

nica se ve afectada por sequías recurrentes e inundaciones de intensidad variable. La sequía no solo

implica una escasez de precipitación, sino que también está casi siempre asociada con un aumento de la temperatura del aire en la superficie. La mayoría de las sequías severas en la región amazónica están relacionadas con EN (Cai *et al.* 2020). Sin embargo, en 1963, 2005 y 2010, la Amazonía se vio afectada por una sequía severa que no estaba relacionada con El Niño, ya que la mayoría de las anomalías de lluvia que han ocurrido en el suroeste de la Amazonía son provocadas por anomalías en la temperatura de la superficie del mar en el ANT (Cuadro 22.2). De hecho, durante los últimos 20 años las tres “megasequías” (2005, 2010 y 2015/16) (Jiménez-Muñoz *et al.* 2016; Marengo y Espinoza 2016) fueron eventos clasificados en su momento como “eventos de uno en 100 años”. Se registraron megasequías pasadas en 1925-1926, 1982–1983 y 1997–1998, impulsadas principalmente por El Niño (Marengo *et al.* 2018 y referencias citadas). En contraste, se detectaron “megainundaciones” en 2009, 2012 y 2014 (Marengo y Espinoza 2016 y referencias citadas), y actualmente en 2021. La mayoría de estos eventos han sido relacionados con EN, LN o ANT cálida (Tabla 22.2). El muy inusual periodo de verano austral húmedo de 2014, que se originó en las laderas orientales de los Andes peruanos y bolivianos, se asoció con anomalías cálidas en el Océano Pacífico-Índico y sobre el Océano Atlántico Sur subtropical (Espinoza *et al.* 2014).

Estudios recientes han documentado diferentes “tipos” de eventos ENSO, por ejemplo, con anomalías cálidas de la TSM en el Pacífico oriental (EP o E) o en el Pacífico ecuatorial central (CP o C) (Cai *et al.* 2020). El papel de los diferentes tipos ENSO (E vs C) y ANT sobre los patrones espaciales observados de sequía en la Amazonía se evidencian en la Figura 22.6 a través de la regresión lineal de anomalías de precipitación versus los índices E, C y ANT. Durante el verano austral (DEF), los eventos EN inhiben la precipitación en amplias áreas del noreste de la Amazonía, con un patrón similar para los tipos E y C. Sin embargo, la señal del índice C es más fuerte

que la del tipo E, particularmente sobre la región andino-amazónica. En cambio, el papel de ANT se evidencia durante el otoño austral (MAM), con un dipolo norte-sur característico (humedad sobre la Amazonía norte y sequía sobre la Amazonía sur). La sequedad inducida por las temperaturas cálidas del ANT también se observa durante la primavera austral (SON), pero la señal observada en esta estación es más débil que la señal observada durante el otoño austral. Si bien ENSO y ANT son los principales impulsores de las sequías en la Amazonía, algunos eventos recientes no se explicaron completamente por la contribución de estas dos regiones oceánicas (Jimenez-Muñoz *et al.* 2019). En el caso de la EN 2015/16, se observaron condiciones secas en algunas regiones amazónicas incluso después de eliminar los aportes de E, C y ANT, lo que puede atribuirse a un factor antropogénico, entre otras causas (Erfanian *et al.* 2017). Otros estudios revelaron que las sequías amazónicas están más relacionadas con un patrón dominante en toda la región, seguido por patrones de vaivén norte-sur y este-oeste (Builes-Jaramillo *et al.* 2018; Builes-Jaramillo y Poveda 2018).

Los eventos climáticos extremos observados en la región, como sequías e inundaciones, o cambios en las estaciones lluviosa y seca, aumentaron el riesgo de incendios con impactos asociados en el clima, la salud y la biodiversidad; estos sugieren un aumento en la variabilidad climática en la región (Aragão *et al.* 2018, y referencias citadas). Esto podría ser un indicador de la intensificación del ciclo hidrológico en la Amazonía, observado en las últimas décadas por Gloor *et al.* (2013) y Barichivich *et al.* (2018), y en parte explicado por cambios en el transporte de humedad proveniente del Atlántico tropical, presumiblemente causados por el desplazamiento hacia el norte de la ZCIT inducido por la TSM (Marengo *et al.* 2013, 2018; Gimeno *et al.* 2020). Además, a principios del siglo XXI ha habido un número sin precedentes de sequías extremas; esto está relacionado con la conversión a gran escala de bosques en pastizales y tierras de cultivo durante las últimas décadas

en toda la región, alterando la interfaz tierra-atmósfera y contribuyendo a cambios en el ciclo hidrológico regional y local (Zemp *et al.* 2017a, b; Garcia *et al.* 2018).

22.3.4 Cambios en la evapotranspiración y posible cambio en el uso del suelo

La precipitación y el reciclaje de ET están fuertemente correlacionados en la Amazonía. Aproximadamente el 48% de la ET regresa al suelo como precipitación, y aproximadamente el 28% de la precipitación que cae en la cuenca se originó como ET (van der Ent *et al.* 2010). Una revisión de Kunert *et al.* (2017) muestra que aproximadamente entre el 25% y el 56% de la precipitación que caen sobre los bosques amazónicos son el resultado del reciclaje local a regional dentro del ecosistema (ver el Capítulo 7).

La vegetación de raíces profundas extrae la humedad del suelo recargada durante la estación húmeda para mantener la ET al mismo nivel en la estación seca (da Rocha *et al.* 2004; Juárez *et al.* 2007; Costa *et al.* 2010), con un aumento de la ET durante la estación seca tardía (Rocha *et al.* 2009b; Sun *et al.* 2019). La ET constante o incluso elevada durante la estación seca es fundamental para mantener una humedad atmosférica relativamente húmeda e iniciar el aumento de la precipitación durante la transición de la estación seca a la lluviosa (Li y Fu 2004; Wright *et al.* 2017). Además, la ET, especialmente sobre el sur de la Amazonía, brinda humedad para la región a favor del viento, incluyendo las montañas de los Andes, y ayuda a amortiguar nuevamente las sequías en la Amazonía (Staal *et al.* 2018).

Los cambios en la ET están influenciados por la variabilidad climática, el tipo de bosque y la conversión del bosque a cultivos/pastos (da Rocha *et al.* 2009a; Costa *et al.* 2010). De hecho, la radiación superficial neta es el principal control de la ET durante todo el año, especialmente sobre la Amazonía ecuatorial húmeda, pero también afecta a otras regiones donde

la conductancia de la superficie se ve muy afectada, generalmente los bosques tropicales de transición del este, sur y sureste hacia el límite del bioma Cerrado. El grado de estas influencias puede variar regionalmente. Por ejemplo, Costa *et al.* (2010) y Rodell *et al.* (2011) han demostrado que la radiación superficial es el principal controlador de ET en la Amazonía ecuatorial húmeda, mientras que el control estomático es un controlador importante en

regiones con fuertes estaciones secas (como el sur de la Amazonía).

Las influencias de la variabilidad climática como ENOS en ET han sido directamente observadas por mediciones de flujo e indirectamente por satélites. Por ejemplo, las mediciones de la torre de flujo han demostrado que la EN de 2002 redujo la ET en un 8% en el sur de la Amazonía (Vourlitis *et al.* 2015).

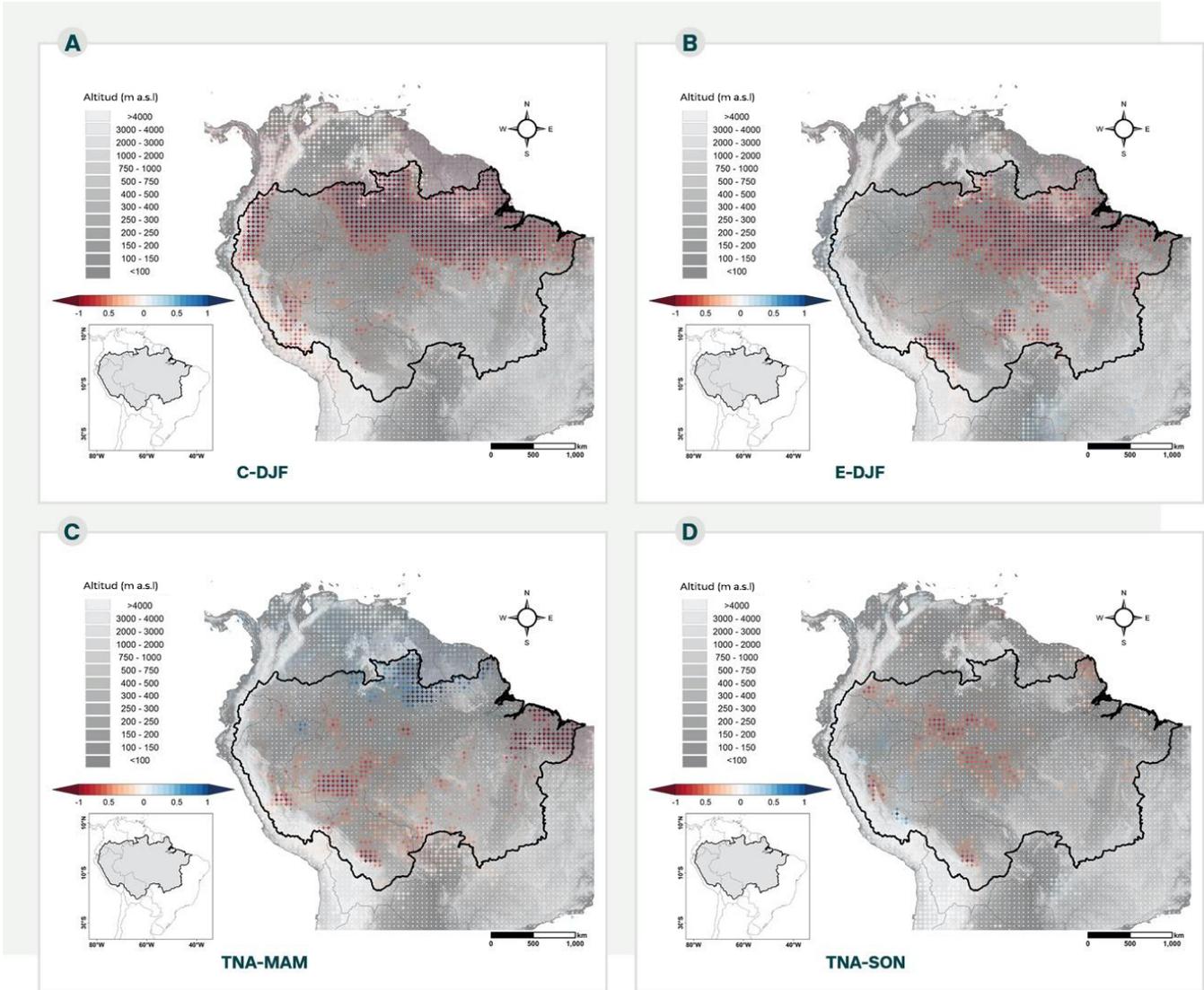


Figura 22.6 Pendiente del coeficiente de regresión lineal entre índices de TSM estandarizados (E, C, ANT) y anomalías de precipitación para diferentes estaciones. Los valores están en mmdía^{-1} por desviación estándar. Se marcan los píxeles con un nivel de confianza del 95%. Las regiones en rojo (azul) indican una reducción (aumento) de la precipitación con un aumento (disminución) de las anomalías de la TSM cálida (fría) en las regiones del Pacífico oriental (E), Pacífico central (C) o Atlántico norte tropical (ANT).

Las estimaciones satelitales de ET utilizando el enfoque de balance de humedad también mostraron reducciones en la ET y la fotosíntesis de la selva tropical durante la EN 2015/2016 sobre las cuencas de Solimões y Negro (p. ej., Sun *et al.* 2019). El uso del suelo tiene un fuerte impacto en la ET, especialmente durante la estación seca. Las mediciones de la torre de flujo muestran una reducción de ET sobre los pastos en comparación con dos sitios de bosque en el este de la Amazonía (Santarem) de alrededor del 24% al 39% en la estación húmeda y entre el 42% y el 51% en la estación seca, mientras que en el sur de la Amazonía (Rondônia) la reducción fue inferior al 15% en la estación seca y no significativa en la estación lluviosa, como se resume en da Rocha *et al.* (2009b). Alternativamente, los modelos de ET basados en satélites estimaron una reducción de ET en la estación seca del 28% (Silva *et al.* 2019) hasta un 40% (Khandy *et al.* 2017) en el sur de la Amazonía, mientras que en época de lluvias la diferencia no fue significativa (Silva *et al.* 2019). Los mecanismos de reducción de ET resultantes de cambios en la cobertura del suelo, por ejemplo, como ocurre cuando el bosque es reemplazado por cultivos, o incluso en bosques fragmentados, son hasta cierto punto bien conocidos, lo que respalda una disminución de ET en el sur de la Amazonía, particularmente en regiones afectadas por la deforestación (incluyendo el llamado Arco de la Deforestación). Sin embargo, los modelos de ET sobre la cuenca Amazónica no siempre muestran resultados consistentes, lo que conduce a una baja confianza en las tendencias temporales de ET. Por lo tanto, es difícil extraer una conclusión clara sobre las tendencias de ET sobre la cuenca Amazónica con base en la revisión de la literatura (Wu *et al.* 2020).

Los cambios de ET, especialmente durante la estación seca, tienen un impacto significativo en la lluvia y el inicio de la estación húmeda. Por ejemplo, en términos del balance de energía superficial, la relación entre el calor sensible (utilizado para calentar o enfriar el aire) y el calor latente (utilizado para evaporar o condensar la humedad atmosférica), conocida como relación de Bowen, durante la estación seca tiene fuertes impacto en la variación interanual en el inicio de la estación húmeda (Fu y Li 2004). El

aumento de la sequedad de la superficie y la energía de inhibición de la convección resultante durante la estación seca es uno de los principales contribuyentes al retraso del inicio de la estación húmeda en el sur de la Amazonía en las últimas décadas (Fu *et al.* 2013). Shi *et al.* (2019) muestran además que la sequía de 2005 redujo la ET de la estación seca y contribuyó al retraso del inicio de la estación húmeda en 2006. Por lo tanto, la respuesta de ET a la sequía podría tener un impacto heredado en la precipitación de la siguiente temporada de lluvias.

22.3.5 Variabilidad a largo plazo del transporte de humedad atmosférica, reciclaje de humedad de la Amazonía e influencias en el sureste de América del Sur y la hidrología de la región andina

En promedio, la selva amazónica recibe alrededor de 2000-2500 mm de lluvia cada año. Gran parte de esta agua llega arrastrada por los vientos del Océano Atlántico, pero el bosque en sí proporciona una parte sustancial de la lluvia (Salati y Vose, 1984) a medida que el agua se evapora o transpira de las hojas y sopla a favor del viento para caer como lluvia en otras partes del bosque. Además, el bosque mismo influye en la formación de nubes y precipitación al producir aerosoles orgánicos secundarios. Estos se forman por fotooxidación de COV o condensación de COV semi y bajos en aerosoles biológicos primarios (por ejemplo, bacterias, esporas de polen) o partículas de sal biogénicas (Andreae *et al.* 2018).

El transporte de humedad hacia y desde la cuenca Amazónica se ha estudiado desde la década de 1990 utilizando una variedad de conjuntos de datos de reanálisis global y del aire superior, así como datos de simulaciones de modelos climáticos. Durante la estación húmeda en particular, la humedad se exporta desde la cuenca Amazónica y se transporta a través de los llamados “ríos aéreos” a regiones fuera de la cuenca (Arraut *et al.* 2012; Poveda *et al.* 2014; Gimeno *et al.* 2016, 2020; Marengo *et al.* 2004, 2018; Molina *et al.* 2019). Estos ríos aéreos representan las masas de aire húmedo que provienen del Atlántico tropical y ganan más humedad debido al reciclaje de agua del bosque al cruzar la Amazonía (ver el Cuadro 7.1 del Capítulo 7). El río aéreo al este de los Andes

contribuye a la precipitación sobre el sur de Brasil y la cuenca del río La Plata a través del chorro de bajo nivel sudamericano al este de los Andes (SALLJ). Durante la gran sequía en el sur de la Amazonía en el verano de 2005, el número de eventos SALLJ durante enero de 2005, en el punto álgido de la temporada de lluvias, fue cero, lo que sugiere una interrupción del transporte de humedad desde el Atlántico norte tropical hacia el sur de la Amazonía durante ese verano. El SALLJ transporta grandes cantidades de humedad desde la cuenca Amazónica hacia los subtropicos de América del Sur y frecuentemente se desarrollan intensos sistemas convectivos de mesoescala y fuerte precipitación cerca de su salida (Zipser *et al.* 2006; Rasmussen y Houze 2016).

La evapotranspiración de la cuenca Amazónica contribuye sustancialmente a la precipitación a nivel regional, así como en regiones remotas como la cuenca del Plata y los Andes tropicales (Zemp *et al.* 2014; Staal *et al.* 2018; Gimeno *et al.* 2019). Montini *et al.* (2019) desarrollaron una nueva climatología del SALLJ con un enfoque en la rama central. Mostraron aumentos significativos en el SALLJ en las últimas décadas en el flujo de humedad del noroeste, especialmente en la primavera, el verano y el otoño australes, que posiblemente han aumentado la precipitación y los extremos en el sureste de América del Sur. Además, el SALLJ en los Andes centrales muestra una frecuencia decreciente durante el MAM. Jones (2019) muestra un crecimiento sustancial en la actividad de la rama norte de SALLJ en los últimos 39 años y explica las razones dinámicas de ello. Esta expansión de la actividad se observa en la frecuencia e intensidad de las SALLJ en los Andes del norte.

En la escala de tiempo interanual, el transporte durante un monzón débil y fuerte en la cuenca Amazónica es claramente diferente. Para el monzón sudamericano, el transporte DEF fue de $28,5 \times 10^7 \text{ kg s}^{-1}$ en el año seco 2004–2005 y de $45,1 \times 10^7 \text{ kg s}^{-1}$ en el año húmedo 2011–2012, en contraste con el valor climatológico de $31,4 \times 10^7 \text{ kg s}^{-1}$ (Costa 2015). La reducción del transporte de humedad atmosférica y el respectivo reciclaje de la precipitación debido a la

deforestación y el cambio de uso de la tierra en regiones climáticamente críticas puede inducir un proceso de secado autoamplificado que desestabilizaría aún más los bosques amazónicos en las regiones a favor del viento, es decir, la región suroccidental y sur de la Amazonía, pero también reducen la exportación de humedad al sureste de Brasil, la cuenca del Plata y las montañas de los Andes (Zemp *et al.* 2017a; Staal *et al.* 2018). El cambio en el uso de la tierra en estas regiones puede debilitar los procesos de reciclaje de la humedad y puede tener consecuencias más graves de lo que se pensaba para la agricultura de secano y los ecosistemas naturales a nivel regional y a favor del viento. Estos autores identifican además un crecimiento en la fracción de precipitación total sobre la cuenca de La Plata de 18 a 23% a 24 a 29% durante la estación húmeda, así como de 21 a 25% durante la estación seca, impulsado por la humedad de la cuenca amazónica. También muestran que la parte suroeste de la cuenca Amazónica no solo es una fuente directa de lluvia sobre la cuenca subtropical de La Plata, sino también una región intermedia clave que distribuye la humedad que se origina en toda la cuenca Amazónica hacia la cuenca de La Plata durante el temporada húmeda.

Trabajos previos de Nobre *et al.* (2009) demostraron que la deforestación a gran escala en la Amazonía puede reducir severamente la precipitación local a través de los procesos cooperativos de reducción local de la evapotranspiración y aumento del hundimiento atmosférico sobre la Amazonía, debido al aumento de la actividad ENOS asociada con la deforestación amazónica. Además, Staal *et al.* (2018) muestran que alrededor del 25% al 50% de la precipitación anual en los Andes tropicales se origina como transpiración de los árboles amazónicos. El cambio en el uso de la tierra en estas regiones puede debilitar los procesos de reciclaje de humedad y puede tener consecuencias más fuertes para la agricultura de secano y los ecosistemas naturales a nivel regional y a favor del viento de lo que se pensaba anteriormente (Zemp *et al.* 2014). La tala de bosques aumenta la temperatura, reduce la evapotranspiración y se ha demostrado que reduce la precipitación

a favor del viento del área deforestada (Nobre *et al.* 2016; Staal *et al.* 2018).

22.4 Escenarios de Cambio en la Amazonia Causas e influencias locales y remotas

Esta sección resume los cambios futuros en la temperatura y la precipitación en la Amazonía, considerando los medios y extremos temporales. Evalúa las proyecciones futuras derivadas de los modelos climáticos globales (GCM) que participan en la fase 5 del proyecto de intercomparación de modelos acoplados (CMIP5) para dos trayectorias de concentración representativas (RCP), RCP4.5 que representa emisiones moderadas y RCP8.5 que representa emisiones altas de GEI por finales del siglo XXI (2081-2100), relativo a la actualidad (1986-2005). Los GCM de CMIP5 se han utilizado ampliamente para estudiar el clima futuro en la Amazonía (p. ej., Gulizia y Camilloni 2015; Joetzjer *et al.* 2013). Estos estudios muestran que, en general, la temperatura se simula mejor que la precipitación en términos de amplitud y fase del ciclo estacional y que la media de varios modelos está más cerca de las observaciones que la mayoría de los modelos individuales. Para la precipitación, se ha encontrado que todos los modelos, en

particular los de CMIP5, pueden simular el clima del pasado reciente de la Amazonía razonablemente bien, aunque los GCM muestran grandes errores en las representaciones de los patrones regionales de lluvia y sus procesos de control.

Se prevé que la temperatura media anual aumente en todas partes. Promediado sobre la Amazonía, el calentamiento proyectado en un escenario RCP4.5 es aproximadamente 2°C mayor que el actual, mientras que en el escenario RCP8.5, los aumentos de temperatura continuarán, llegando a más de 6°C a fines del siglo XXI (Figura 22.7). Esto podría tener un efecto negativo en la salud de los bosques y en su funcionamiento en el clima regional y global. Sin embargo, grandes incertidumbres aún dominan la hipótesis de un cambio abrupto y a gran escala de la selva amazónica causado por el cambio climático (Lapola *et al.* 2018).

En la cuenca en su conjunto, los cambios en la precipitación proyectada por la media del conjunto se mezclan en la Amazonía, varían según la estación y muestran que los impactos de los cambios en la precipitación en forma de inundaciones o sequías tienden a aumentar en escenarios de mayor concentración. A pesar de la confianza bastante baja en las

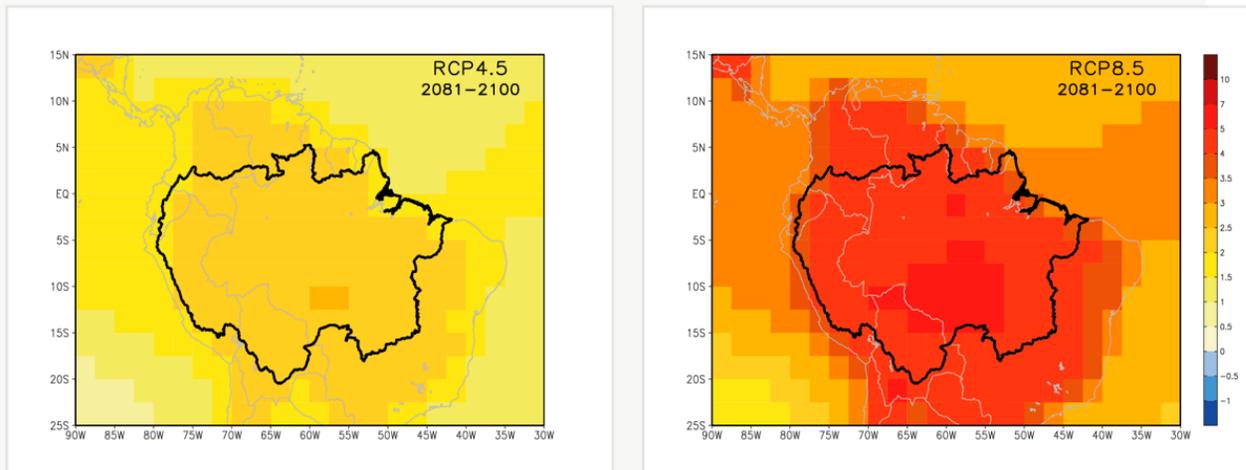


Figura 22.7 Cambio porcentual promedio CMIP5 multi-modelo en la temperatura media anual del aire cerca de la superficie en relación con el periodo de referencia 1986-2005 promediado durante el periodo 2081-2100 bajo los escenarios de forzamiento RCP4.5 y 8.5.

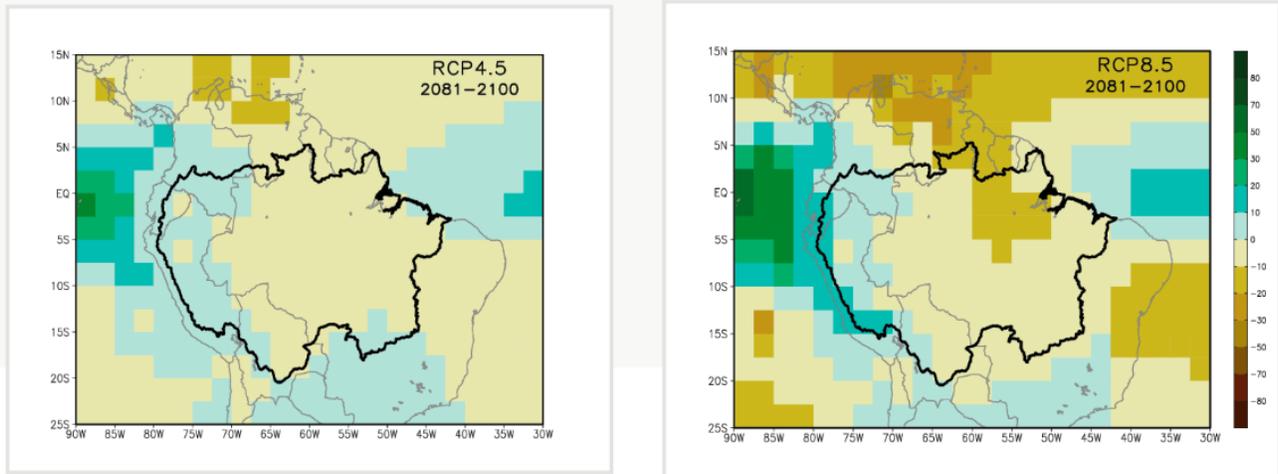


Figura 22.8 Cambio porcentual del conjunto CMIP5 multi-modelo en la precipitación media anual en relación con el periodo de referencia 1986–2005 promediado durante el periodo 2045–2081–2100 bajo los escenarios de forzamiento RCP4.5 y 8.5.

proyecciones medias de precipitación del conjunto CMIP5, se puede encontrar cierto consenso en la literatura. Existe un alto nivel de confianza en que la precipitación media anual disminuirá en la Amazonía, que es más pronunciada en el este y sur de la Amazonía durante el siglo XXI (Figura 22.8); se proyectan pequeños cambios en la precipitación bajo un escenario de emisiones moderadas. En consonancia con las tendencias de precipitación histórica observadas, también se espera que la duración de la estación seca se expanda sobre el sur de la Amazonía (Boisier *et al.* 2015). Spracklen y García-Carreras (2015) evaluaron la literatura relevante revisada por pares publicada durante los últimos 40 años sobre el análisis de modelos que simulan los impactos de la deforestación de la Amazonía (las áreas deforestadas variaron del 10% al 100%) sobre la precipitación. Los resultados muestran que más del 90% de las simulaciones concuerdan en el signo del cambio y las influencias de la deforestación en la precipitación regional simulada por el modelo; en general, la deforestación conduce a una reducción de la precipitación. Sin embargo, hay algunas diferencias entre modelos, principalmente en términos de amplitud, magnitud y predictibilidad que depende en gran medida de las escalas espaciales y temporales que se consideren.

También existe un modelo de acuerdo general para un aumento de la precipitación para finales del siglo XXI en el noroeste de la Amazonía (Colombia, Ecuador y el norte de Perú) (Schoolmeester *et al.* 2016). En las cuencas andino-amazónicas peruano-ecuatorianas (cuena del Marañón), Zulkafli *et al.* (2016) muestran una estacionalidad creciente de la precipitación en los escenarios RCP 4.5 y 8.5. Este estudio también sugiere una mayor severidad del pulso de inundación de la estación húmeda. Por otro lado, en el sur de la Amazonía peruana y boliviana, se espera una reducción de la precipitación durante la estación seca, donde también se proyecta una estación seca más prolongada (p. ej., Fu *et al.* 2013; Boisier *et al.* 2015). En consecuencia, Siqueira-Junior *et al.* (2015 y sus referencias) proyectaron una disminución de la escorrentía en la Amazonía boliviana y la Amazonía sur peruana durante la temporada de aguas bajas para mediados y finales del siglo XXI. En resumen, si bien existe una gran incertidumbre con respecto a las futuras proyecciones de precipitación sobre la región andino-amazónica, la mayoría de los estudios muestran que es probable que ocurra una intensificación del ciclo hidrológico en esta región, con intensificación de las condiciones húmedas en el norte y condiciones secas en el sur, como se ha

observado durante las últimas décadas (Sección 22.3).

Al analizar los cambios proyectados, Minvielle y Garreaud (2011) documentaron una reducción futura de los vientos del este a 200 hPa durante el verano austral, lo que podría traducirse en una reducción de la precipitación en el Altiplano-Andino (-10% a -30%) y probablemente en la región más alta del alto Amazonas a finales del siglo XXI. Además, los glaciares son una importante fuente de agua para las ciudades de los Andes superiores (Buytaert *et al.* 2017) y actualmente se observa un retroceso glaciar sin precedentes, con una aceleración desde finales de la década de 1970 (Rabatel *et al.* 2013). Se espera que la temperatura del aire aumente a finales del siglo XXI (Vuille *et al.* 2015) y muchos glaciares podrían desaparecer, lo que aumentará el riesgo de escasez de agua en los valles altoandinos.

Estudios recientes han revelado la fuerte dependencia de la hidroclimatología andina de la selva amazónica (eg, Espinoza *et al.* 2020 y artículos citados). De hecho, la pérdida de las selvas tropicales amazónicas probablemente afectará todo el ciclo hidrológico sobre la cuenca Amazónica y los Andes al cambiar la advección de la humedad y la circulación atmosférica regional (Segura *et al.* 2020).

Los impactos más graves del cambio climático a menudo están relacionados con cambios en los extremos climáticos. Existe un acuerdo modelo general para un incremento en la precipitación para fines del siglo XXI sobre el noroeste de la Amazonía, mientras que se proyecta que la precipitación media anual disminuya en el futuro en el este de la Amazonía bajo un escenario de altas emisiones (Figura 22.9). Las diferencias de magnitud entre el escenario de emisiones moderadas (RCP4.5) y el escenario de emisiones altas (RCP8.5) son aún mayores (del orden del 10%) en la Amazonía oriental y sur y se espera que conduzcan a un cambio en la probabilidad de eventos como incendios forestales, sequías e inundaciones. Se prevé que el número máximo de días secos consecutivos (DSC) aumente sustancialmente (Figura 22.9a). Los cambios proyectados indican no solo unos DSC más frecuentes, sino tam-

bién aumentos en la precipitación intensa, como lo muestra el índice de acumulación de precipitación máxima de cinco días (RX5day), un fuerte contribuyente a las inundaciones (Figura 22.9a) (Seneviratne *et al.* 2021; Ranasinghe *et al.* 2021; Gutiérrez *et al.* 2021).

También es importante señalar que los impactos de la deforestación se reflejan con frecuencia en cambios en la cantidad, intensidad y frecuencia de la precipitación. Alves *et al.* (2017) realizaron un estudio de modelado para examinar las posibles conexiones entre los cambios en la cobertura del suelo en la Amazonía y la variabilidad espaciotemporal de la precipitación en América del Sur. También encontraron eventos de precipitación más extremos y, como compensación, una estación seca más larga. Lan *et al.* (2016) no encontraron señales de una mayor frecuencia de eventos de precipitación intensas sobre las selvas amazónicas, pero encontraron una disminución generalizada de la precipitación sobre la Amazonía (especialmente sobre la Amazonía oriental) de 1981 a 2100, aunque las tendencias en su mayoría no fueron estadísticamente significativas en el 95% nivel de confianza (prueba t de Student). También se observaron las disminuciones en las tendencias de evapotranspiración, escurrimiento total y agua disponible.

Las disminuciones en la precipitación son contrarrestadas por disminuciones en la evapotranspiración y la escurrimiento total, lo que lleva a una tendencia casi neutral en el flujo de agua terrestre sobre la Amazonía (Figura 22.9b). Los resultados también indicaron que la humedad del suelo será menor en la Amazonía en el futuro (1981-2000 frente a 2181-2100), y el rango estacional de la humedad total del suelo será mayor (Kirtman *et al.* 2013).

La proporción de escurrimiento a precipitación indicó cambios dramáticos de junio a septiembre sobre la Amazonía para el periodo 2081-2100, lo que se atribuye a bajas cantidades de precipitación y escurrimiento, y con más precipitación reducida que escurrimiento reducida. Estos resultados también están respaldados por Zaninelli *et al.* (2019), con condiciones menos húmedas con escurrimiento superficial decre-

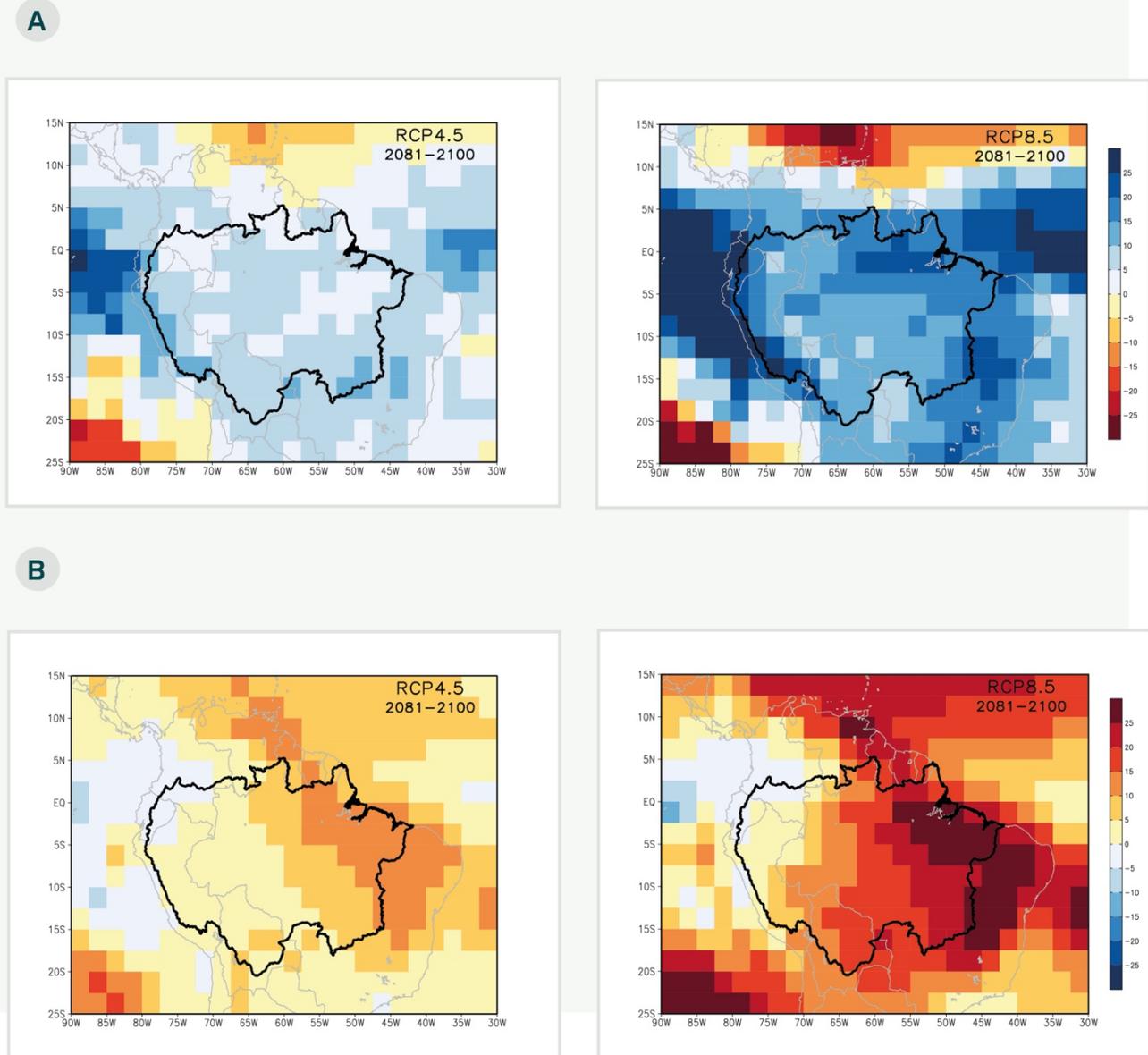


Figura 22.9 (a) Cambios porcentuales proyectados en RX5día anual, la acumulación de precipitación máxima anual de cinco días y (b) cambio proyectado en DSC anual, el número máximo de días secos consecutivos cuando la precipitación es inferior a 1 mm, durante el periodo 2081–2100 periodo en los escenarios RCP4.5 y 8.5 (relativo al periodo de referencia 1986–2005) de los modelos CMIP5.

ciente sobre el sur y sureste de la Amazonía para el periodo 2071-2100.

Mohor *et al.* (2015) sugieren que es probable que el cambio climático reduzca las descargas en las cuencas de los ríos Madeira, Tapajós y Xingú. Dicha re-

ducción está en gran medida relacionada con la disminución de la precipitación y el aumento de la temperatura, lo que favorece un aumento de la ET y la reducción de las descargas. En general, para los escenarios considerados en estas simulaciones hidrológicas, un escenario de mayor disminución de

la precipitación también tiene un aumento más fuerte de la temperatura, lo que explica las tasas de cambio en la descarga. Los resultados sugieren que para un fuerte calentamiento de la temperatura, es decir, superior a 4°C, las descargas son más sensibles a los cambios de precipitación que para un ligero aumento de la temperatura. Sin embargo, la sensibilidad climática varía en gran medida entre cuencas, afectada por las características de la superficie y la escala de la cuenca. Siqueira-Junior *et al.* (2015) y Guimberteau *et al.* (2017) realizaron proyecciones hidrológicas considerando la conversión de bosques tropicales a pastos y agricultura, aplicando escenarios potenciales para el uso de la tierra y el cambio de cobertura de la tierra en las cuencas amazónicas, lo que demuestra que la deforestación aumentada en las cuencas da como resultado tasas más bajas de evapotranspiración y una mayor generación de escorrentía, lo que contrarresta los efectos del cambio climático en el caudal.

La capacidad de la selva amazónica para brindar servicios ambientales se ve amenazada por el forzamiento antropógeno en varias escalas, como la deforestación, los incendios, el cambio climático global y regional y los eventos extremos (ver los Capítulos 19, 23 y 24). Dichos servicios incluyen el mantenimiento de la biodiversidad, el ciclo del agua, el enfriamiento por evaporación y las reservas de carbono. Estos servicios tienen un valor mucho mayor para la sociedad humana que la madera, la carne de res y otros productos que se obtienen al destruir el bosque (Nobre *et al.* 2016). Quizás uno de los servicios más valiosos que brinda la selva amazónica es el agua. La evapotranspiración del bosque a lo largo de la cuenca proporciona humedad para la región a favor del viento, incluyendo las montañas de los Andes, ayuda a amortiguar nuevamente las sequías en la Amazonía y también contribuye a la precipitación en el sur de la Amazonía, el Pantanal y la cuenca de La Plata. En estas regiones a favor del viento, una supresión del transporte de humedad desde la Amazonía puede conducir a una reducción de la precipitación y temperaturas más cálidas, lo que aumenta el riesgo de sequía e incendios, así como la inseguridad hídrica, alimenticia y energética en las regiones al sur de la Amazonía.

Por ejemplo, durante la crisis del agua en Sao Paulo en 2014-2015, la humedad atmosférica proveniente de la Amazonía no llegó al sureste de Brasil en el verano de 2014, lo que redujo la precipitación en casi un 50%. Las temperaturas más altas y el aumento del uso humano del agua, junto con la reducción de la precipitación, desencadenaron una crisis hídrica que duró hasta 2015 (Nobre *et al.* 2006). En el verano de 2019, 2020 y 2021, la temporada de lluvias de verano en el Pantanal fue muy débil, con transporte de humedad desde la Amazonía. La reducción de la precipitación en el centro oeste y sureste de Brasil provocó sequías en la región, aumentó el riesgo de incendios y redujo los niveles de los ríos en la cuenca (Marengo *et al.* 2021) y esto también se refleja en la situación de crisis hídrica que está afectando a estas regiones en 2021. Reducir el transporte de humedad atmosférica y el respectivo reciclaje de la precipitación debido a la deforestación puede inducir un proceso de secado autoamplificado que desestabilizaría aún más los bosques amazónicos. Sin embargo, las sequías en Sao Paulo y Pantanal estuvieron relacionadas con anomalías en la circulación atmosférica y no pueden atribuirse a la deforestación de la Amazonía ni al cambio climático.

Los escenarios climáticos futuros proyectan un calentamiento progresivamente mayor que puede superar los 4°C en la Amazonía en la segunda mitad del siglo, particularmente durante la estación seca (Sampaio *et al.* 2019). Las proyecciones del modelo muestran que este flujo de humedad de la Amazonía a la cuenca del Plata también puede reducirse, y existe la posibilidad de que estos servicios ambientales proporcionados por la Amazonía ahora también puedan verse afectados en un futuro más caliente y seco.

Las nuevas simulaciones de la fase 6 de CMIP (CMIP6) coinciden en el signo de tendencias futuras de precipitación decrecientes en la Amazonía, y se prevé que las sequías aumenten en duración e intensidad debido al calentamiento global (Ukkola *et al.* 2020). En especial, los modelos de la CMIP6 muestran la desecación en la Amazonía oriental y meridional en el siglo XXI (Parsons *et al.* 2020), y la

mayoría de los modelos CMIP6 coinciden en futuras disminuciones de la humedad del suelo y la escorrentía en la mayor parte de la Amazonía en todos los escenarios de emisiones (Cook *et al.* 2020).

Bajo diferentes escenarios de calentamiento global, se proyecta que la Amazonía, particularmente la Amazonía central, experimente un aumento del 75% en la cantidad de días calientes y una disminución en Rx5day. También se prevé que esta región tenga más sequías (Santos *et al.* 2020). Por último, Oliveira *et al.* (2021) muestran que los efectos combinados de la deforestación a gran escala de la Amazonía y el calentamiento global pueden someter a millones de personas en la región amazónica a un índice de estrés por calor más allá del nivel de supervivencia para fines del siglo XXI. Además, sus resultados indican que los efectos de la deforestación por sí solos son comparables a los de los peores escenarios de calentamiento global bajo el escenario RCP8.5.

Trabajos recientes de Baudena *et al.* (2021) identificaron que la pérdida de transpiración de los árboles de la Amazonía provoca una caída del 13% en la columna de vapor de agua y podría resultar en una disminución del 55% al 70% en la precipitación anual. Llegan a la conclusión de que, aunque los efectos de la deforestación pueden subestimarse, la restauración forestal puede ser más eficaz para mejorar la precipitación de lo que se suponía anteriormente. Adicionalmente, Oliveira *et al.* (2021) demostraron a través de simulaciones numéricas con el Modelo del Sistema Terrestre Brasileño que los efectos combinados del cambio climático bajo el escenario RCP8.5 y la deforestación a gran escala de la Amazonía pueden impactar la precipitación anual sobre la porción central de la cuenca Amazónica con una reducción de hasta 70% de su precipitación anual total.

22.5 Conclusiones

Los registros instrumentales a largo plazo para el clima y el caudal (>80 años) tienen una baja cobertura espacial en toda la cuenca Amazónica de tamaño continental, lo que limita nuestra capacidad

para evaluar la variabilidad espacial y temporal y los cambios de precipitación y temperatura.

Nuestros estudios de tendencias demuestran que no hay una señal unidireccional hacia condiciones más húmedas o más secas en todo la Amazonía durante el periodo de los registros de observación. Sin embargo, hay tendencias consistentes para regiones específicas. En general, la magnitud y la dirección de las tendencias dependen de los detalles del conjunto de datos utilizado, como la duración de los conjuntos de datos de lluvia, si hay rupturas en el registro y si se agregan y cómo. Para la temperatura de la superficie, aunque el calentamiento aparece en todos los conjuntos de datos, su magnitud depende de la duración del periodo de observación. Sin embargo, todos los conjuntos de datos muestran que los últimos 20 años han sido los más cálidos en la Amazonía, y algunos conjuntos de datos sugieren que 2020 puede ser el año más caliente en secciones particulares de la cuenca. En una región donde las mediciones son muy escasas, la incertidumbre sobre el tamaño y la dirección de cualquier tendencia de temperatura es alta.

Varios estudios han observado una intensificación del ciclo hidrológico en la región (Gloor *et al.* 2013; Barichivich *et al.* 2018; Wang *et al.* 2018), y esto se refleja en el aumento de eventos hidroclimáticos extremos recientes (Marengo y Espinoza 2016, y referencias citadas). Durante las últimas cuatro décadas, diversos estudios muestran un aumento de la actividad convectiva y aumentos en la precipitación y caudales de los ríos sobre el norte de la Amazonía y disminuciones de estas variables hidroclimáticas sobre el sur de la Amazonía (Paca *et al.* 2020 y referencias en los mismos).

Nuestra interpretación actual del ciclo del agua y las tendencias en la Amazonía todavía está limitada por la falta de datos históricos homogéneos y completos sobre el clima y los ríos a largo plazo en diferentes subcuencas. A escalas de tiempo interanuales, ENSO y ANT han jugado un papel importante en la variabilidad de la temperatura y la precipitación. A gran escala, las teleconexiones con anomalías de las TSM del Pacífico y del Atlántico tropical y subtro-

pical, representadas por OMA, PDO y otras, han mostrado impactos en las anomalías de lluvia. Estas influencias oceánicas han sido confirmadas por estudios dendroclimáticos o de isótopos estables que reconstruyen características climáticas e hidrológicas pasadas en la cuenca. El papel de la vegetación y el uso de la tierra en la región en la variabilidad hidrológica y de temperatura se ha demostrado mediante modelos y estudios observacionales.

Como lo muestran las proyecciones del modelo, la deforestación a gran escala y las perspectivas de cambios climáticos globales pueden intensificar el riesgo de una Amazonía más seca y cálida. Los cambios en la distribución estacional, la magnitud y la duración de la precipitación pueden tener impactos significativos en la hidrología de la Amazonía y otros sectores, ya que la reducción de la precipitación ocurrirá predominantemente en las estaciones secas y de transición. Si bien el cambio de uso de la tierra es la amenaza más visible para el ecosistema amazónico, el cambio climático se perfila como la amenaza más insidiosa para el futuro de la región.

El resumen gráfico de este capítulo muestra un resumen de los cambios observados y proyectados en la Amazonía. Las tendencias observadas pueden ser diferentes en la Amazonía occidental y oriental, y los cambios proyectados sugieren un clima más seco y cálido en el oriente, mientras que en el occidente se espera que las lluvias aumenten en forma de eventos de lluvia más intensos. El nivel de confianza está determinado por el nivel de convergencia entre las señales de cambio del modelo de los modelos CMIP5 (Kirtman *et al.* 2013).

22.6 Recomendaciones

Nuestro conocimiento de las tendencias de temperatura y lluvia es limitado debido a la falta de registros climáticos completos, homogéneos y de largo plazo para identificar cambios en los extremos, como sequías e inundaciones, debido a la creciente variabilidad climática interanual. Adicionalmente, los cambios más importantes en el sistema hidroclimático están ocurriendo en la transición entre las estaciones seca y lluviosa, con una estación más

caliente, larga y seca, que tiene importantes consecuencias para la ecología y la hidrología. Los estudios futuros deberían enfocarse en esta estación de transición en particular. Esta limitación lleva a una incertidumbre considerable en la determinación de la intensificación reciente del ciclo hidrológico en la Amazonía, y cómo se compara con otras intensificaciones del ciclo hidrológico que pueden haber ocurrido en el pasado. Urge rescatar datos e integrarlos entre los países amazónicos, con libre acceso para la comunidad científica. Los conjuntos de datos en punto de grilla de alta resolución para la Amazonía deben generarse mediante una cooperación entre los servicios meteorológicos estatales y nacionales, las agencias climáticas internacionales, las universidades y los conjuntos de datos privados.

Al considerar las implicaciones políticas y prácticas de nuestra evaluación, es importante tener en cuenta que, a pesar de que los modelos CMIP5 y CMIP6 simularon razonablemente bien algunos aspectos del clima actual observado, los procesos clave, como la evapotranspiración, las nubes y la precipitación, las retroalimentaciones de la vegetación y el clima son muy inciertas y están mal representadas en la generación actual de MCG. Debido a que la proyección climática no representa bien los complejos efectos sinérgicos y antagónicos que vinculan el clima con el cambio en el uso de la tierra, es probable que las proyecciones del modelo tengan una incertidumbre considerable, en particular para las proyecciones de precipitación. Con más experimentos de campo y modelos de alta resolución, podremos mejorar la comprensión y el modelado de interacciones complejas, y dónde se deben realizar mejoras. El aumento de las sequías extremas puede causar niveles de agua extremadamente bajos y una elevada mortalidad de los árboles debido a los incendios, que son más pronunciados en los bordes entre áreas con vegetación y sin vegetación, debido a la relación entre el cambio de uso del suelo y el fuego.

Por último, pero no menos importante, existe una gran necesidad de una mejor educación de la población local, así como de los encargados de formular políticas y tomar decisiones sobre el clima, la hidro-

logía y las ciencias atmosféricas, especialmente los impactos del uso de la tierra y el cambio climático en sus medios de vida. Los conocimientos tradicionales y culturales también son fuentes invaluable de información indirecta sobre el clima. En resumen, tenemos que mejorar el monitoreo terrestre, la accesibilidad y calidad de los datos, la infraestructura de investigación y el desarrollo de modelos climáticos. Además, el desarrollo y la calibración de modelos en centros de investigación y universidades clave que trabajan con modeladores climáticos en la región pueden promover la colaboración entre científicos. Estos esfuerzos pueden necesitar el apoyo de agencias de financiamiento nacionales y/o internacionales.

Los cambios en el clima y el uso de la tierra están acercando a la Amazonía a su “punto de inflexión bioclimático” proyectado (Lovejoy y Nobre 2018) más rápido que cualquier otro bosque tropical, especialmente en la cuenca amazónica oriental y meridional. Esto es a pesar de las grandes incertidumbres en la definición precisa de los umbrales para los puntos de inflexión (ver el Capítulo 24).

22.7 Referencias

- Agudelo J, Arias PA, Vieira SC, and Martínez JA. 2018. Influence of longer dry seasons in the Southern Amazon on patterns of water vapor transport over northern South America and the Caribbean. *Clim Dyn* **52**: 2647–65.
- Almeida CT, Oliveira-Júnior JF, Delgado RC, et al. 2017. Spatiotemporal rainfall and temperature trends throughout the Brazilian Legal Amazon, 1973–2013. *Int J Climatol* **37**: 2013–26.
- Alves LM. 2016. Análise estatística da sazonalidade e tendências das estações chuvosas e seca na Amazônia: Clima presente e projeções futuras.
- Alves LM, Marengo JA, Fu R, and Bombardi RJ. 2017. Sensitivity of Amazon regional climate to deforestation. *Am J Clim Chang* **6**: 75–98.
- Anderson EP, Jenkins CN, Heilpern S, et al. 2018. Fragmentation of Andes-to-Amazon connectivity by hydropower dams. *Sci Adv* **4**: eaao1642.
- Andreae MO, Afchine A, Albrecht R, et al. 2018. Aerosol characteristics and particle production in the upper troposphere over the Amazon Basin. *Atmos Chem Phys* **18**: 921–61.
- Andreoli R V and Kayano MT. 2005. ENSO-related rainfall anomalies in South America and associated circulation features during warm and cold Pacific decadal oscillation regimes. *Int J Climatol A J R Meteorol Soc* **25**: 2017–30.
- Aragão LEOC, Anderson LO, Fonseca MG, et al. 2018. 21st Century drought-related fires counteract the decline of Amazon deforestation carbon emissions. *Nat Commun* **9**: 536.
- Arias PA, Martínez JA, and Vieira SC. 2015. Moisture sources to the 2010–2012 anomalous wet season in northern South America. *Clim Dyn* **45**: 2861–84.
- Arias PA, Martínez JA, Mejía JD, et al. 2020. Changes in Normalized Difference Vegetation Index in the Orinoco and Amazon River Basins: Links to Tropical Atlantic Surface Temperatures. *J Clim* **33**: 8537–59.
- Armijos E, Crave A, Espinoza JC, et al. 2020. Rainfall control on Amazon sediment flux: synthesis from 20 years of monitoring. *Environ Res Commun* **2**: 51008.
- Arraut JM, Nobre C, Barbosa HMJ, et al. 2012. Aerial Rivers and Lakes: Looking at Large-Scale Moisture Transport and Its Relation to Amazonia and to Subtropical Rainfall in South America. *J Clim* **25**: 543–56.
- Assahira C, Piedade MTF, Trumbore SE, et al. 2017. Tree mortality of a flood-adapted species in response of hydrographic changes caused by an Amazonian river dam. *For Ecol Manage* **396**: 113–23.
- Barichivich J, Gloor E, Peylin P, et al. 2018. Recent intensification of Amazon flooding extremes driven by strengthened Walker circulation. *Sci Adv* **4**: eaat8785.
- Baudena M, Tuinenburg OA, Ferdinand PA, et al. 2021. Effects of land-use change in the Amazon on precipitation are likely underestimated. *Glob Change Biol* **27**: 5580–5587.
- Boisier JP, Ciais P, Ducharne A, and Guimberteau M. 2015. Projected strengthening of Amazonian dry season by constrained climate model simulations. *Nat Clim Chang* **5**: 656–60.
- Builes-Jaramillo A and Poveda G. 2018. Conjoint Analysis of Surface and Atmospheric Water Balances in the Andes-Amazon System. *Water Resour Res* **54**: 3472–89.
- Builes-Jaramillo A, Ramos AMT, and Poveda G. 2018. Atmosphere-Land Bridge between the Pacific and Tropical North Atlantic SST's through the Amazon River basin during the 2005 and 2010 droughts. *Chaos An Interdiscip J Nonlinear Sci* **28**: 085705.
- Butt N, Oliveira PA de, and Costa MH. 2011. Evidence that deforestation affects the onset of the rainy season in Rondonia, Brazil. *J Geophys Res* **116**: D11120.
- Buytaert W, Moulds S, Acosta L, et al. 2017. Glacial melt content of water use in the tropical Andes. *Environ Res Lett* **12**: 114014.
- Cai W, McPhaden MJ, Grimm AM, et al. 2020. Climate impacts of the El Niño–Southern Oscillation on South America. *Nat Rev Earth Environ* **1**: 215–31.
- Carmona AM and Poveda G. 2014. Detection of long-term trends in monthly hydro-climatic series of Colombia through Empirical Mode Decomposition. *Clim Change* **123**: 301–13.
- Cook BI, Mankin JS, Marvel K, et al. 2020. Twenty-First Century Drought Projections in the CMIP6 Forcing Scenarios. *Earth's Futur* **8**: e2019EF001461.
- Costa MH, Botta A, and Cardille JA. 2003. Effects of large-scale changes in land cover on the discharge of the Tocantins River, Southeastern Amazonia. *J Hydrol* **283**: 206–17.
- Costa MH and Pires GF. 2010. Effects of Amazon and Central Brazil deforestation scenarios on the duration of the dry season in the arc of deforestation. *Int J Climatol* **30**: 1970–9.
- Costa CPW da. 2015. Transporte de umidade nos regimes

- monçônicos e sua variabilidade relacionada com eventos de seca e cheia na Amazônia.
- Rocha H Da, Manzi AO, and Shuttleworth WJ. 2009b. Evapotranspiration (M Keller, M Bustamante, J Gash, and P Silva Dias, Eds). Washington, D. C.: American Geophysical Union.
- Rocha HR da, Manzi AO, Cabral OM, *et al.* 2009a. Patterns of water and heat flux across a biome gradient from tropical forest to savanna in Brazil. *J Geophys Res* **114**: G00B12.
- Rocha HR Da, Goulden ML, Miller SD, *et al.* 2004. Seasonality of water and heat fluxes over a tropical forest in eastern Amazonia. *Ecol Appl* **14**: 22–32.
- Rodell M, McWilliams EB, Famiglietti JS, *et al.* 2011. Estimating evapotranspiration using an observation based terrestrial water budget. *Hydrol Process* **25**: 4082–92.
- Silva HJF da, Gonçalves WA, and Bezerra BG. 2019. Comparative analyzes and use of evapotranspiration obtained through remote sensing to identify deforested areas in the Amazon. *Int J Appl Earth Obs Geoinf* **78**: 163–74.
- Davidson EA, Araújo AC de, Artaxo P, *et al.* 2012. The Amazon basin in transition. *Nature* **481**: 321–8.
- Dubreuil V, Debortoli N, Funatsu B, *et al.* 2012. Impact of land-cover change in the Southern Amazonia climate: a case study for the region of Alta Floresta, Mato Grosso, Brazil. *Environ Monit Assess* **184**: 877–91.
- Dunn RJH, Alexander L V, Donat MG, *et al.* 2020. Development of an updated global land in situ-based data set of temperature and precipitation extremes: HadEX3. *J Geophys Res Atmos* **125**: e2019JD032263.
- Erfanian A, Wang G, and Fomenko L. 2017. Unprecedented drought over tropical South America in 2016: significantly under-predicted by tropical SST. *Sci Rep* **7**: 5811.
- Espinoza Villar JC, Guyot JL, Ronchail J, *et al.* 2009. Contrasting regional discharge evolutions in the Amazon basin (1974–2004). *J Hydrol* **375**: 297–311.
- Espinoza JC, Garreaud R, Poveda G, *et al.* 2020. Hydroclimate of the Andes Part I: Main Climatic Features. *Front Earth Sci* **8**.
- Espinoza JC, Marengo JA, Ronchail J, *et al.* 2014. The extreme 2014 flood in south-western Amazon basin: the role of tropical-subtropical South Atlantic SST gradient. *Environ Res Lett* **9**: 124007.
- Espinoza JC, Ronchail J, Marengo JA, and Segura H. 2019a. Contrasting North–South changes in Amazon wet-day and dry-day frequency and related atmospheric features (1981–2017). *Clim Dyn* **52**: 5413–30.
- Espinoza JC, Sörensson AA, Ronchail J, *et al.* 2019b. Regional hydro-climatic changes in the Southern Amazon Basin (Upper Madeira Basin) during the 1982–2017 period. *J Hydrol Reg Stud* **26**: 100637.
- Fernandes K, Giannini A, Verchot L, *et al.* 2015. Decadal covariability of Atlantic SSTs and western Amazon dry-season hydroclimate in observations and CMIP5 simulations. *Geophys Res Lett* **42**: 6793–801.
- Fu R, Yin L, Li W, *et al.* 2013. Increased dry-season length over southern Amazonia in recent decades and its implication for future climate projection. *Proc Natl Acad Sci* **110**: 18110–5.
- Fu R and Li W. 2004. The influence of the land surface on the transition from dry to wet season in Amazonia. *Theor Appl Climatol* **78**: 97–110.
- Garcia BN, Libonati R, and Nunes AMB. 2018. Extreme drought events over the Amazon Basin: The perspective from the reconstruction of South American Hydroclimate. *Water (Switzerland)* **10**.
- Gatti L V, Basso LS, Miller J, *et al.* 2021. Decrease in Amazonia carbon uptake linked to trends in deforestation and climate. *Nature*, In press.
- Gatti L V., Gloor M, Miller JB, *et al.* 2014. Drought sensitivity of Amazonian carbon balance revealed by atmospheric measurements. *Nature* **506**: 76–80.
- Gimeno L, Dominguez F, Nieto R, *et al.* 2016. Major mechanisms of atmospheric moisture transport and their role in extreme precipitation events. *Annu Rev Environ Resour* **41**: 117–41.
- Gimeno L, Nieto R, and Sori R. 2020. The growing importance of oceanic moisture sources for continental precipitation. *npj Clim Atmos Sci* **3**: 27.
- Gimeno L, Vázquez M, Eiras-Barca J, *et al.* 2019. Recent progress on the sources of continental precipitation as revealed by moisture transport analysis. *Earth-Science Rev* **201**: 103070.
- Gloor M, Barichivich J, Ziv G, *et al.* 2015. Recent Amazon climate as background for possible ongoing and future changes of Amazon humid forests. *Global Biogeochem Cycles* **29**: 1384–99.
- Gloor M, Brienen RJW, Galbraith D, *et al.* 2013. Intensification of the Amazon hydrological cycle over the last two decades. *Geophys Res Lett* **40**: 1729–33.
- Granato-Souza D, Stahle DW, Torbenson MCA, *et al.* 2020. Multidecadal Changes in Wet Season Precipitation Totals Over the Eastern Amazon. *Geophys Res Lett* **47**.
- Guimberteau M, Ciais P, Pablo Boisier J, *et al.* 2017. Impacts of future deforestation and climate change on the hydrology of the Amazon Basin: A multi-model analysis with a new set of land-cover change scenarios. *Hydrol Earth Syst Sci* **21**: 1455–75.
- Gulizia C and Camilloni I. 2015. Comparative analysis of the ability of a set of CMIP3 and CMIP5 global climate models to represent precipitation in South America. *Int J Climatol* **35**: 583–95.
- Gutiérrez JM, Jones RG, Narisma GT. 2021. Atlas. In Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Masson-Delmotte V, Zhai P, Pirani A *et al.* (eds.)]. Cambridge University Press. In Press.
- Heerspink BP, Kendall AD, Coe MT, and Hyndman DW. 2020. Trends in streamflow, evapotranspiration, and groundwater storage across the Amazon Basin linked to changing precipitation and land cover. *J Hydrol Reg Stud* **32**: 100755.
- Heidinger H, Carvalho L, Jones C, *et al.* 2018. A new assessment in total and extreme rainfall trends over central and southern Peruvian Andes during 1965–2010. *Int J Climatol* **38**: e998–e1015.
- Jacques-Coper M and Garreaud RD. 2015. Characterization of the 1970s climate shift in South America. *Int J Climatol* **35**: 2164–79.
- Jimenez JC, Marengo JA, Alves LM, *et al.* 2019. The role of ENSO flavours and TNA on recent droughts over Amazon forests and the Northeast Brazil region. *Int J Climatol*: joc.6453.
- Jiménez-Muñoz JC, Mattar C, Barichivich J, *et al.* 2016. Record-breaking warming and extreme drought in the Amazon

- rainforest during the course of El Niño 2015–2016. *Sci Rep* **6**: 33130.
- Jiménez-Muñoz JC, Sobrino JA, Mattar C, and Malhi Y. 2013. Spatial and temporal patterns of the recent warming of the Amazon forest. *J Geophys Res Atmos* **118**: 5204–15.
- Joetzer E, Douville H, Delire C, and Ciais P. 2013. Present-day and future Amazonian precipitation in global climate models: CMIP5 versus CMIP3. *Clim Dyn* **41**: 2921–36.
- Jones C. 2019. Recent changes in the South America low-level jet. *npj Clim Atmos Sci* **2**: 20.
- Juárez RIN, Hodnett MG, Fu R, *et al.* 2007. Control of Dry Season Evapotranspiration over the Amazonian Forest as Inferred from Observations at a Southern Amazon Forest Site. *J Clim* **20**: 2827–39.
- Khand K, Numata I, Kjaersgaard J, and Vourlitis GL. 2017. Dry season evapotranspiration dynamics over human-impacted landscapes in the southern Amazon using the Landsat-based METRIC model. *Remote Sens* **9**: 706.
- Khanna J, Cook KH, and Vizy EK. 2020. Opposite spatial variability of climate change-induced surface temperature trends due to soil and atmospheric moisture in tropical/subtropical dry and wet land regions. *Int J Climatol* **40**: 5887–905.
- Kirtman B, Power SB, Adedoyin AJ, *et al.* 2013. Near-term Climate Change: Projections and Predictability. In: Intergovernmental Panel on Climate Change (Ed). *Climate Change 2013 - The Physical Science Basis*. Cambridge: Cambridge University Press.
- Kunert N, Aparecido LMT, Wolff S, *et al.* 2017. A revised hydrological model for the Central Amazon: The importance of emergent canopy trees in the forest water budget. *Agric For Meteorol* **239**: 47–57.
- Lan C-W, Lo M-H, Chou C, and Kumar S. 2016. Terrestrial water flux responses to global warming in tropical rainforest areas. *Earth's Futur* **4**: 210–24.
- Lapola DM, Pinho P, Quesada CA, *et al.* 2018. Limiting the high impacts of Amazon forest dieback with no-regrets science and policy action. *Proc Natl Acad Sci* **115**: 11671–9.
- Latrubesse EM, Arima EY, Dunne T, *et al.* 2017. Damming the rivers of the Amazon basin. *Nature* **546**: 363–9.
- Lavado Casimiro WS, Labat D, Ronchail J, *et al.* 2013. Trends in rainfall and temperature in the Peruvian Amazon--Andes basin over the last 40 years (1965--2007). *Hydrol Process* **27**: 2944–57.
- Leite-Filho AT, Sousa Pontes VY, and Costa MH. 2019. Effects of Deforestation on the Onset of the Rainy Season and the Duration of Dry Spells in Southern Amazonia. *J Geophys Res Atmos* **124**: 5268–81.
- Lejeune Q, Davin EL, Guilloid BP, and Seneviratne SI. 2016. Influence of Amazonian deforestation on the future evolution of regional surface fluxes, circulation, surface temperature and precipitation. *Clim Dyn* **44**: 2769–86.
- Lewis SL, Brando PM, Phillips OL, *et al.* 2011. The 2010 Amazon drought. *Science* **331**: 554.
- Li W and Fu R. 2004. Transition of the Large-Scale Atmospheric and Land Surface Conditions from the Dry to the Wet Season over Amazonia as Diagnosed by the ECMWF Re-Analysis. *J Clim* **17**: 2637–51.
- Lopes A V, Chiang JCH, Thompson SA, and Dracup JA. 2016. Trend and uncertainty in spatial-temporal patterns of hydrological droughts in the Amazon basin. *Geophys Res Lett* **43**: 3307–16.
- Lovejoy, T.E. & Nobre, C. 2018. Amazon Tipping Point. *Science Advances* **4**, 2,eaba2340. Doi: 10.1126/sciadv.aat2340
- Magrin GO, Marengo JA, Boulanger J-P, *et al.* 2014. Central and South America. In: Barros VR, Field CB, Dokken DJ, *et al.* (Eds). *Climate Change 2014: Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Part B: Regional Aspects. Contribution of Working Group II to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press.
- Malhi Y, Girardin CAJ, Goldsmith GR, *et al.* 2017. The variation of productivity and its allocation along a tropical elevation gradient: a whole carbon budget perspective. *New Phytol* **214**: 1019–32.
- Malhi Y and Wright J. 2004. Spatial patterns and recent trends in the climate of tropical rainforest regions. *Philos Trans R Soc London Ser B Biol Sci* **359**: 311–29.
- Marengo JA, Cunha AP, Cuartas LA, *et al.* 2021. Extreme Drought in the Brazilian Pantanal in 2019–2020: Characterization, Causes, and Impacts. *Front Water* **3**.
- Marengo JA, Tomasella J, Alves LM, *et al.* 2011. The drought of 2010 in the context of historical droughts in the Amazon region. *Geophys Res Lett* **38**: n/a–n/a.
- Marengo JA, Alves LM, Soares WR, *et al.* 2013. Two contrasting severe seasonal extremes in tropical South America in 2012: flood in Amazonia and drought in northeast Brazil. *J Clim* **26**: 9137–54.
- Marengo JA, Soares WR, Saulo C, and Nicolini M. 2004. Climatology of the low-level jet east of the Andes as derived from the NCEP--NCAR reanalyses: Characteristics and temporal variability. *J Clim* **17**: 2261–80.
- Marengo JA, Souza Jr CM, Thonicke K, *et al.* 2018. Changes in climate and land use over the Amazon region: current and future variability and trends. *Front Earth Sci* **6**: 228.
- Marengo JA and Espinoza JC. 2016. Extreme seasonal droughts and floods in Amazonia: causes, trends and impacts. *Int J Climatol* **36**: 1033–50.
- Marengo JA, Tomasella J, Soares WR, *et al.* 2012. Extreme climatic events in the Amazon basin. *Theor Appl Climatol* **107**: 73–85.
- McGregor S, Timmermann A, Stuecker MF, *et al.* 2014. Recent Walker circulation strengthening and Pacific cooling amplified by Atlantic warming. *Nat Clim Chang* **4**: 888–92.
- Meggers BJ. 1994. Archeological evidence for the impact of mega-Niño events on Amazonia during the past two millennia. *Clim Change* **28**: 321–38.
- Minville M and Garreaud RD. 2011. Projecting Rainfall Changes over the South American Altiplano. *J Clim* **24**: 4577–83.
- Mohor GS, Rodriguez DA, Tomasella J, and Júnior JLS. 2015. Exploratory analyses for the assessment of climate change impacts on the energy production in an Amazon run-of-river hydropower plant. *J Hydrol Reg Stud* **4**: 41–59.
- Molina RD, Salazar JF, Martínez JA, *et al.* 2019. Forest-Induced Exponential Growth of Precipitation Along Climatological Wind Streamlines Over the Amazon. *J Geophys Res Atmos* **124**: 2589–99.
- Molina-Carpio J, Espinoza JC, Vauchel P, *et al.* 2017. Hydroclimatology of the Upper Madeira River basin: spatio-temporal

- variability and trends. *Hydrol Sci J* **62**: 911–27.
- Montini TL, Jones C, and Carvalho LM V. 2019. The South American low-level jet: A new climatology, variability, and changes. *J Geophys Res Atmos* **124**: 1200–18.
- Nobre CA, Sampaio G, Borma LS, *et al.* 2016. Land-use and climate change risks in the Amazon and the need of a novel sustainable development paradigm. *Proc Natl Acad Sci* **113**: 10759–68.
- Nobre P, Malagutti M, Urbano DF, *et al.* 2009. Amazon Deforestation and Climate Change in a Coupled Model Simulation. *Journal of Climate* **22**: 5686–97 (2009).
- Obrigon G and Marengo JA. 2007. Caracterização do clima no Século XX no Brasil: Tendências de chuvas e Temperaturas Médias Extremas. Brasília MMA/CPTEC/INPE Relatório no 2.
- Oliveira BFA, *et al.* 2021. Amazon deforestation and climate change: human risk analysis. *Nature Communications on Earth and Social Sciences*.
- Oti D and Ewusi A. 2016. Hydrometeorological Trends of Tocantins and Itacaiúnas Rivers in Brazil. In: 4th UMA-T Biennial International Mining and Mineral Conference.
- Pabón-Caicedo JD, Arias PA, Carril AF, *et al.* 2020. Observed and projected hydroclimate changes in the Andes. *Front Earth Sci* **8**: 61.
- Paca VH da M, Espinoza-Dávalos GE, Moreira DM, and Comair G. 2020. Variability of Trends in Precipitation across the Amazon River Basin Determined from the CHIRPS Precipitation Product and from Station Records. *Water* **12**: 1244.
- Parsons LA. 2020. Implications of CMIP6 projected drying trends for 21st century Amazonian drought risk. *Earth's Futur* **8**: e2020EF001608.
- Parsons LA, LeRoy S, Overpeck JT, *et al.* 2018. The Threat of Multi-Year Drought in Western Amazonia. *Water Resour Res* **54**: 5890–904.
- Pinel S, Bonnet M-P, S. Da Silva J, *et al.* 2020. Flooding dynamics within an Amazonian floodplain: water circulation patterns and inundation duration. *Water Resour Res* **56**: e2019WR026081.
- Posada D and Poveda G. 2017. Tendencias de largo plazo en los caudales de la cuenca Amazónica y su relación con el área de la cuenca. *Colomb Amaz* **8**.
- Posada-Gil D and Poveda G. 2015. Tendencias de largo plazo en los caudales de la cuenca Amazónica y su relación con el área de la cuenca. *Rev Colomb Amaz*: 123–36.
- Poveda G, Jaramillo L, and Vallejo LF. 2014. Seasonal precipitation patterns along pathways of South American low-level jets and aerial rivers. *Water Resour Res* **50**: 98–118.
- Rabatel A, Francou B, Soruco A, *et al.* 2013. Current state of glaciers in the tropical Andes: a multi-century perspective on glacier evolution and climate change. *Cryosph* **7**: 81–102.
- Ranasinghe R, Ruane AC, Vautard R *et al.* 2021. Climate Change Information for Regional Impact and for Risk Assessment. In Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [MassonDelmotte V, Zhai P, Pirani A. *et al.* (eds.)]. Cambridge University Press. In Press.
- Rasmussen KL and Houze RA. 2016. Convective Initiation near the Andes in Subtropical South America. *Mon Weather Rev* **144**: 2351–74.
- Resende AF de, Schöngart J, Streher AS, *et al.* 2019. Massive tree mortality from flood pulse disturbances in Amazonian floodplain forests: The collateral effects of hydropower production. *Sci Total Environ* **659**: 587–98.
- Rocha VM, Correia FWS, Silva PRT da, *et al.* 2017. Reciclagem de Precipitação na Bacia Amazônica: O Papel do Transporte de Umidade e da Evapotranspiração da Superfície. *Rev Bras Meteorol* **32**: 387–98.
- Rodriguez DA, Tomasella J, and Linhares C. 2010. Is the forest conversion to pasture affecting the hydrological response of Amazonian catchments? Signals in the Ji-Paraná Basin. *Hydrol Process An Int J* **24**: 1254–69.
- Ronchail J, Espinoza JC, Drapeau G, *et al.* 2018. The flood recession period in Western Amazonia and its variability during the 1985--2015 period. *J Hydrol Reg Stud* **15**: 16–30.
- Salati E and Vose PB. 1984. Amazon Basin: A System in Equilibrium. *Science* **225**: 129–38.
- Sampaio G, Borma LS, Cardoso M, *et al.* 2019. Assessing the possible impacts of a 4 C or higher warming in Amazonia. In: Climate change risks in Brazil. Springer.
- Santos DJ dos, Pedra GU, Silva MGB da, *et al.* 2020. Future rainfall and temperature changes in Brazil under global warming levels of 1.5°C, 2°C and 4°C. *Sustentabilidade Em Debate* **11**(3): 57–90.
- Satyamurty P, Costa CPW da, and Manzi AO. 2013. Moisture source for the Amazon Basin: a study of contrasting years. *Theor Appl Climatol* **111**: 195–209.
- Satyamurty P, Costa CPW Da, Manzi AO, and Candido LA. 2013. A quick look at the 2012 record flood in the Amazon Basin. *Geophys Res Lett* **40**: 1396–401.
- Satyamurty P, Castro AA de, Tota J, *et al.* 2010. Rainfall trends in the Brazilian Amazon Basin in the past eight decades. *Theor Appl Climatol* **99**: 139–48.
- Schöngart J and Junk WJ. 2020. Clima e hidrologia nas várzeas da Amazônia Central (WJ Junk, MTF Piedade, F Wittmann, and J Schöngart, Eds). *Várzeas Amaz Desafios para um Manejo Sustentável*: 44–65.
- Schoolmeester T, Saravia M, Andresen M, *et al.* 2016. Outlook on climate change adaptation in the Tropical Andes mountains. GRIDArendal and CONDESAN. Nairobi, Arendal, Vienna and Lima.
- Segura H, Espinoza JC, Junquas C, *et al.* 2020. Recent changes in the precipitation-driving processes over the southern tropical Andes/western Amazon. *Clim Dyn*: 1–19.
- Seiler C, Hutjes RWA, and Kabat P. 2013. Climate variability and trends in Bolivia. *J Appl Meteorol Climatol* **52**: 130–46.
- Seneviratne SI, Zhang X, Adnan M *et al.* 2021. Weather and Climate Extreme Events in a Changing Climate. In Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [MassonDelmotte V, Zhai P, Pirani A. *et al.* (eds.)]. Cambridge University Press. In Press.
- Shi M, Liu J, Worden JR, *et al.* 2019. The 2005 Amazon Drought Legacy Effect Delayed the 2006 Wet Season Onset. *Geophys Res Lett* **46**: 9082–90.
- Silva Y, Takahashi K, and Chávez R. 2008. Dry and wet rainy

- seasons in the Mantaro river basin (Central Peruvian Andes). *Adv Geosci* **14**: 261–4.
- Siqueira-Júnior JL, Tomasella J, and Rodriguez DA. 2015. Impacts of future climatic and land cover changes on the hydrological regime of the Madeira River basin. *Clim Change* **129**: 117–29.
- Sombroek W. 2001. Spatial and Temporal Patterns of Amazon Rainfall. *AMBIO A J Hum Environ* **30**: 388–96.
- Spracklen D V and Garcia-Carreras L. 2015. The impact of Amazonian deforestation on Amazon basin rainfall. *Geophys Res Lett* **42**: 9546–52.
- Staal A, Flores BM, Aguiar APD, et al. 2020. Feedback between drought and deforestation in the Amazon. *Environ Res Lett* **15**: 44024.
- Staal A, Tuinenburg OA, Bosmans JHC, et al. 2018. Forest-rainfall cascades buffer against drought across the Amazon. *Nat Clim Chang* **8**: 539–43.
- Sun L, Baker JCA, Gloor E, et al. 2019. Seasonal and inter-annual variation of evapotranspiration in Amazonia based on precipitation, river discharge and gravity anomaly data. *Front Earth Sci* **7**: 32.
- Timpe K and Kaplan D. 2017. The changing hydrology of a dammed Amazon. *Sci Adv* **3**: e1700611.
- Tomasella J, Borma LS, Marengo JA, et al. 2011. The droughts of 1996–1997 and 2004–2005 in Amazonia: hydrological response in the river main-stem. *Hydrol Process* **25**: 1228–42.
- Tomasella J, Pinho PF, Borma LS, et al. 2013. The droughts of 1997 and 2005 in Amazonia: floodplain hydrology and its potential ecological and human impacts. *Clim Change* **116**: 723–46.
- Ukkola AM, Kauwe MG De, Roderick ML, et al. 2020. Robust future changes in meteorological drought in CMIP6 projections despite uncertainty in precipitation. *Geophys Res Lett* **47**: e2020GL087820.
- Ent RJ van der, Savenije HHG, Schaeffli B, and Steele-Dunne SC. 2010. Origin and fate of atmospheric moisture over continents. *Water Resour Res* **46**.
- Vourlitis GL, Souza Nogueira J de, Almeida Lobo F de, and Pinto OB. 2015. Variations in evapotranspiration and climate for an Amazonian semi-deciduous forest over seasonal, annual, and El Niño cycles. *Int J Biometeorol* **59**: 217–30.
- Victoria RL, Martinelli LA, Moraes JM, et al. 1998. Surface air temperature variations in the Amazon region and its borders during this century. *J Clim* **11**: 1105–10.
- Vuille M, Franquist E, Garreaud R, et al. 2015. Impact of the global warming hiatus on Andean temperature. *J Geophys Res Atmos* **120**: 3745–57.
- Wang G, Sun S, and Mei R. 2011. Vegetation dynamics contributes to the multi-decadal variability of precipitation in the Amazon region. *Geophys Res Lett* **38**.
- Wang X-Y, Li X, Zhu J, and Tanajura CAS. 2018. The strengthening of Amazonian precipitation during the wet season driven by tropical sea surface temperature forcing. *Environ Res Lett* **13**: 94015.
- Wright JS, Fu R, Worden JR, et al. 2017. Rainforest-initiated wet season onset over the southern Amazon. *Proc Natl Acad Sci* **114**: 8481–6.
- Wu J, Lakshmi V, Wang D, et al. 2020. The Reliability of Global Remote Sensing Evapotranspiration Products over Amazon. *Remote Sens* **12**: 2211.
- Zaninelli PG, Menéndez CG, Falco M, et al. 2019. Future hydroclimatological changes in South America based on an ensemble of regional climate models. *Clim Dyn* **52**: 819–30.
- Zemp DC, Schleussner C-F, Barbosa HMJ, et al. 2014. On the importance of cascading moisture recycling in South America. *Atmos Chem Phys* **14**: 13337–59.
- Zemp DC, Schleussner C-F, Barbosa H, and Rammig A. 2017b. Deforestation effects on Amazon forest resilience. *Geophys Res Lett* **44**: 6182–90.
- Zemp DC, Schleussner C-F, Barbosa HMJ, et al. 2017a. Self-amplified Amazon forest loss due to vegetation-atmosphere feedbacks. *Nat Commun* **8**: 1–10.
- Zhan W, He X, Sheffield J, and Wood EF. 2020. Projected seasonal changes in large-scale global precipitation and temperature extremes based on the CMIP5 ensemble. *J Clim* **33**: 5651–71.
- Zhang Y, Fu R, Yu H, et al. 2009. Impact of biomass burning aerosol on the monsoon circulation transition over Amazonia. *Geophys Res Lett* **36**: L10814.
- Zipser EJ, Cecil DJ, Liu C, et al. 2006. Where are the most intense thunderstorms on earth? *Bull Am Meteorol Soc* **87**: 1057–72.
- Zulkafli Z, Buytaert W, Manz B, et al. 2016. Projected increases in the annual flood pulse of the Western Amazon. *Environ Res Lett* **11**: 14013.

CONTACT INFORMATION

SPA Technical-Scientific Secretariat New York

475 Riverside Drive, Suite 530

New York NY 10115

USA

+1 (212) 870-3920

spa@unsdsn.org

SPA Technical-Scientific Secretariat South America

Av. Ironman Victor Garrido, 623

São José dos Campos – São Paulo

Brazil

spasouthamerica@unsdsn.org

WEBSITE theamazonwewant.org

INSTAGRAM [@theamazonwewant](https://www.instagram.com/theamazonwewant)

TWITTER [@theamazonwewant](https://twitter.com/theamazonwewant)