

Chapter 5 En Resumen

El sistema físico hidroclimático de la Amazonía



Vista aérea da Terra Indígena Yanomami (Foto: Bruno Kelly/Amazônia Real)



THE AMAZON WE WANT
Science Panel for the Amazon

El Sistema hidroclimático físico de la Amazonía

Marcos H. Costa^a, Laura S. Borma^b, Jhan C. Espinoza^c, Marcia Macedo^d, José A. Marengo^e, Daniel M. Marra^f, Jean P. Ometto^b, Luciana V. Gatti^b

Mensajes claves y recomendaciones

- 1) Dada su ubicación tropical delimitada por los Andes, su enorme extensión territorial (aproximadamente 7,3 millones de km²) y una extensa cubierta forestal, la cuenca del río Amazonas es uno de los elementos más críticos del sistema climático de la Tierra. Ejerce una fuerte influencia sobre la dinámica atmosférica y los patrones de circulación, tanto dentro como fuera de los trópicos. Produce precipitaciones que dan lugar a las mayores descargas fluviales del planeta, con tasas medias de 220.000 m³/s, es decir, entre el 16-y el 20% de la descarga fluvial total del mundo.
- 2) La cuenca del Amazonas se caracteriza principalmente por tierras bajas, de clima cálido y lluvioso. La parte alta de la cuenca incluye la vertiente oriental de los Andes, caracterizada por una gran variedad de climas de montaña (bosque nublado, *Páramos*, *Yungas*, *Punas*, etc.).
- 3) El Niño - Oscilación del Sur (ENOS) es la principal causa de variabilidad interanual de precipitaciones. ENOS suele ir acompañado (aunque no exclusivamente) de graves sequías en la Amazonía, que en los últimos años han provocado un bajo nivel de agua en los ríos y un mayor riesgo de incendios. Además del ENOS, la variabilidad de la Temperatura Superficial del Mar (TSM) en el Atlántico y el Pacífico influye en el clima de la Amazonía en escalas de tiempo interanuales e interdecadales, incluyendo eventos extremos.
- 4) En los últimos 15 años la Amazonía ha sido testigo de diferentes extremos climáticos:

sequías en 2005, 2010 y 2015-16 e inundaciones en 2009, 2013, 2014, 2017 and 2021. Algunos de ellos han sido clasificados como eventos "únicos del siglo" (véase el capítulo 22). Los registros históricos revelan sequías anteriores en los años 1926, 1964, 1980, 1983 y 1998. También, inundaciones en 1953, 1988 y 1989.

- 5) La conservación y restauración de la selva amazónica es esencial para mantener los procesos de importancia regional, incluida la convección, evapotranspiración (ET), circulaciones de mesoescala y procesos de superficie terrestre.

Resumen Este capítulo revisa las principales características y mecanismos a gran escala que contribuyen al clima de la Amazonía, su variabilidad interanual e interdecadal y fenómenos extremos de sequía e inundación. Se examinan los efectos de fenómenos extremos sobre la vegetación y la distribución de precipitaciones en la evapotranspiración, escorrentía, estacionalidad de los flujos y la dinámica de las llanuras de inundación, junto con la descripción de su rol en el ciclo biogeoquímico.

Características principales del clima de la Amazonía

Distribución espacial de la temperatura, circulación atmosférica y precipitaciones Debido a la elevada y relativamente constante radiación solar entrante a la Amazonía, las temperaturas del aire también son relativamente constantes y con una poca variación

^a Departamento de Ingeniería Agrícola, Universidad Federal de Viçosa (UFV), Av. Peter Henry Rolfs, s/n - Campus Universitário, Viçosa - MG, 36570-900, Brasil, mhcosta@ufv.br

^b Instituto Nacional de Investigación Espacial (INPE), Av. dos Astronautas, 1.758. Jd. Granja - CEP: 2337-010. São José dos Campos, São Paulo, Brasil.

^c Université Grenoble Alpes, IRD, CNRS, G-INP, IGE (UMR 5001), 621 Avenue Centrale, 38400 Saint-Martin-d'Hères, Francia

^d Woodwell Climate Research Center, 149 Woods Hole Rd, Falmouth, MA 02540, United States; Amazon Environmental Research Institute (IPAM), SCLN 211, Bloco B, Sala 201, Bairro Asa Norte, Brasília-DF 70863-520, Brazil

^e Centro Nacional de Monitoramento e Alertas de Desastres Naturais (CEMADEN), Estrada Doutor Altino Bondensan, 500, Distrito de Eugênio de Melo, São José dos Campos SP, Brasil

^f Max-Planck Institute for Biogeochemistry (MPI-BGC), Hans-Knoell-Str. 10, 07745 Jena, German

a lo largo del año, excepto en la Amazonía meridional (Rondônia, Mato Grosso, Amazonía boliviana y el sur de la Amazonía peruana). En la región ecuatorial central, las temperaturas medias anuales superan los 27 a 29°C y la amplitud térmica estacional es de 1 a 2°C, y los valores medios oscilan entre 24°C y 26°C. Cerca de los Andes, en Santa Cruz de la Sierra (Bolivia), la temperatura media mensual máxima es de 26,1°C en septiembre y de 20°C en junio. A pesar de las pequeñas fluctuaciones estacionales, las grandes oscilaciones de temperatura son típicas del ciclo diurno en esta región, en asociación con el ciclo de lluvias.

La circulación atmosférica en la Amazonía está impulsada por el ciclo anual de radiación solar. Cerca del delta del Amazonas se observan las máximas precipitaciones durante el verano austral hasta el otoño, y las condiciones de sequedad prevalecen durante el invierno. Esto se debe al calentamiento alternado de los dos hemisferios y a las variaciones en la posición de la Zona de Convergencia Intertropical (ITCZ sigla en inglés)¹. Los vientos alisios procedentes del Atlántico norte y sur tropical convergen a lo largo de la ITCZ y se asocian a los anticiclones subtropicales del Atlántico norte y sur. Las lluvias monzónicas sobre la cuenca de la Amazonía durante el verano austral aportan una significativa humedad para establecer la Zona de Convergencia del Atlántico Sur (SACZ sigla en inglés) activa (Figura 5.1). La SACZ se caracteriza por una banda convectiva que se extiende desde noroeste a sureste, a partir de la cuenca del Amazonas hasta el Océano Atlántico sur subtropical. El extremo norte de la SACZ se une con la ITCZ del Atlántico². El calor en la cuenca del Amazonas contribuye a la formación de Alta de Bolivia (BH), un anticiclón que ocurre en la alta troposfera³. En la escala regional el transporte de humedad dentro y fuera de la cuenca amazónica es crucial para el régimen de lluvias, especialmente durante la estación seca. La humedad proveniente de la Amazonía se traslada fuera de la región a

través de la corriente en chorro de bajos niveles de América Sur (SALLJ sigla en inglés) y cuando llega extremidad oriental de los Andes interactúa con la Baja del Chaco (CL) y promueve las precipitaciones sobre la cuenca de La Plata^{2,4-11}.

Como la cuenca se extiende en ambos hemisferios, el calentamiento alterno de cada hemisferio provoca varios regímenes de precipitaciones en la Amazonía. Durante un año “normal”, las precipitaciones en la región revelan fases opuestas entre los trópicos del norte y del sur, con una estación de lluvias en el invierno austral en el norte del hemisferio y el verano austral en el sur. Al sur de la Amazonía, las precipitaciones alcanzan su máximo durante el verano austral. En el centro de la Amazonía y cerca del delta, alcanzan su máximo en el otoño austral; y al norte del Ecuador, llegan a su punto más álgido durante el invierno austral (Figura 5.1). La región ecuatorial del noroeste experimenta una baja estacionalidad de precipitaciones, con condiciones húmedas durante todo el año. El inicio y el fin de la temporada de lluvias en la Amazonía varía gradualmente de sur a norte. El final de la temporada de lluvias es más regular que a su inicio. En el sur de la Amazonía la estación de lluvias termina en abril, mientras que en el norte finaliza en septiembre. Las anomalías de la temperatura de la superficie del mar (TSM) en el Pacífico o en el Atlántico tropical desempeñan un papel dinámico en el control del inicio y final de la estación de lluvias^{12,13}.

La convección amazónica El calentamiento alterno de los dos hemisferios articula el desplazamiento estacional de la ITCZ, incluso su parte amazónica. La rama ascendente de las células de Hadley y Walkerⁱ se asocian con el máximo de precipitaciones sobre la cuenca amazónica ecuatorial. En el punto álgido del verano austral, tras la migración del sol hacia el sur, el calentamiento y la actividad convectiva se desplazan hacia los Andes subtropicales. Las precipitaciones alcanzan su pun-

¹ Las células Hadley y Walker son las dos principales células de circulación de la atmósfera terrestre. La célula Hadley es esencialmente meridional, es decir, con vientos de norte a sur, mientras que la célula Walker es fundamentalmente zonal, es decir, con vientos de este a oeste. En ambos casos, el aire asciende cerca del Ecuador, pero en la célula Hadley se hunde a unos 30°, mientras que en la célula Walker se sumerge en otras zonas cercanas al Ecuador.

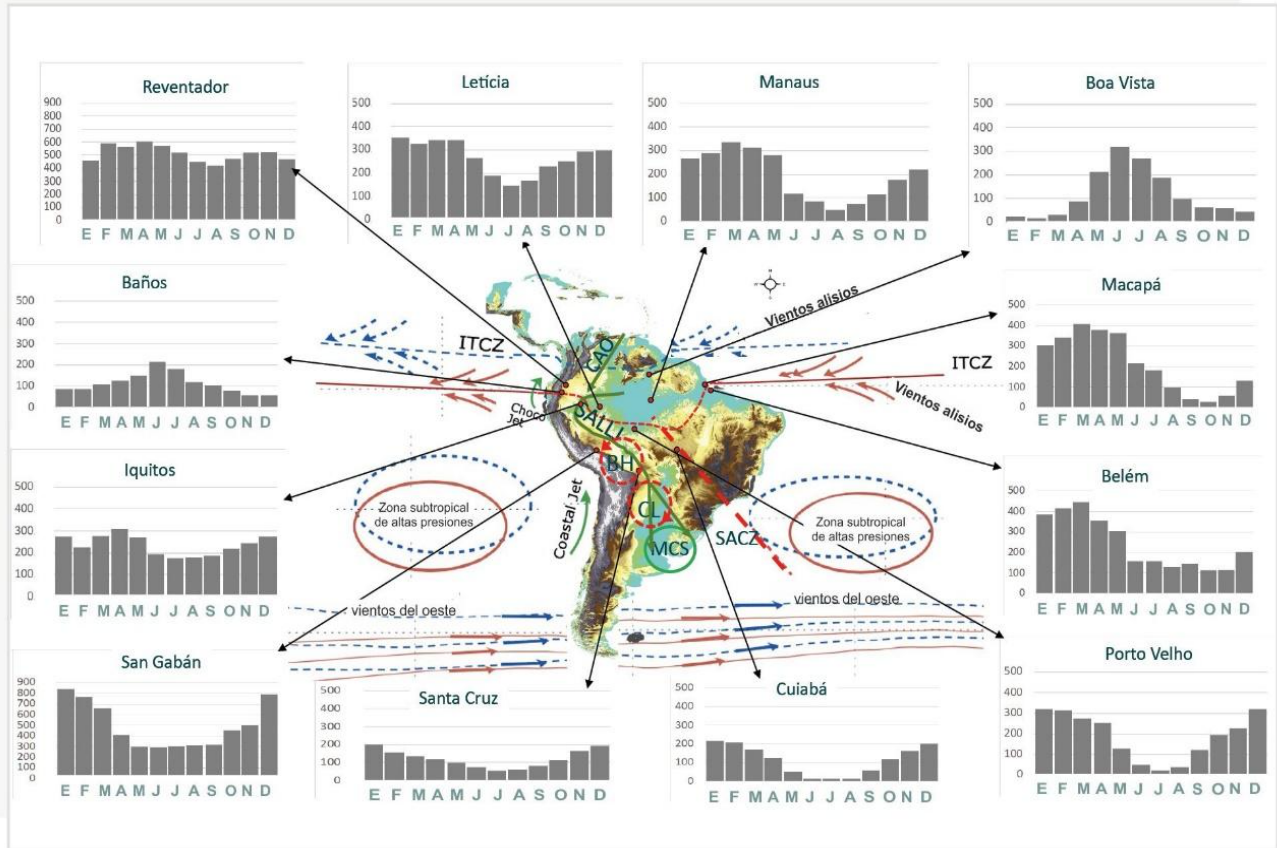


Figura 5.1 Esquema de las principales características climatológicas de Sudamérica. Las líneas azul y roja representan junio-julio-agosto (JJA) y diciembre-enero-febrero (DEF), respectivamente. Se muestra el ciclo anual de las precipitaciones (barras, en mm) para las estaciones de medición situadas a lo largo de la Amazonía (indicadas con puntos). Abreviaturas en inglés: Baja del Chaco (CL), Alta de Bolivia (BH), Zona de Convergencia Intertropical (ITCZ), Sistema Convectivo de Mesoescala (MCS), Zona de Convergencia del Atlántico Sur (SACZ) y Chorro de bajo nivel sudamericano (SALLJ). Fuentes de datos pluviométricos: INMET y ANA (Brasil), SENAMHI (Perú), SENAMHI (Bolivia), INAMHI (Ecuador). Adaptado de Cai *et al.* (Figura 1)². Climatología del período 1961-2010.

to máximo sobre los Andes centrales y el sur de la cuenca amazónica durante esta estación. El movimiento ascendente se extiende desde cerca de la superficie hasta por encima de los 5.500 metros (500 hPa), alcanzando el nivel de convección libre (NCL) donde comienza la convección fluctuante. A gran escala (> 1000 km), los cambios estacionales en el contraste térmico entre Sudamérica tropical y el Océano Atlántico modulan la circulación del viento, que suministra la energía disponible y la inestabilidad húmeda sobre la cuenca características proporcionan la energía

amazónica¹. Estas potencial convectiva disponible (CAPE), la inestabilidad húmeda bruta y el movimiento ascendente esencial para la convección atmosférica profunda¹⁴⁻¹⁶. A escala regional (100-1000 km) y local (<100 km), la convección amazónica también está relacionada con la temperatura de bulbo húmedo de la superficie terrestre, generalmente por encima de 22 °C¹⁷, lo cual está estrechamente determinada por la humedad de la superficie y por los flujos de calor

sensibles y latentesⁱⁱ de la superficie terrestre local. La convección atmosférica profunda contribuye al 80% del total de las precipitaciones anuales en la cuenca del Amazonas, mientras que sólo el 20% de las lluvias anuales están asociadas a los sistemas locales¹⁸.

Los cambios estacionales en la convección amazónica están relacionados con los cambios de humedad de la capa límite atmosférica (CLA) y a variaciones en la temperatura en la parte superior de la CLA¹⁹. Sin embargo, en el noroeste de la Amazonía, la convección profunda es particularmente intensa durante todo el año dado que la superficie terrestre más cálida proporciona perfiles atmosféricos altamente inestables. Además, la forma cóncava de los Andes induce a una convergencia de bajo nivel sobre la cuenca noroccidental del Amazonas, lo que provoca una alta precipitación anual (>3000 mm) en esta región²⁰. Dado que la convección profunda sobre el Amazonas está relacionada a una fuerte liberación de calor latente, la cuenca del Amazonas es una importante fuente de energía, que modula la circulación atmosférica regional de Sudamérica^{21,22}.

El rol del ENOS y otros mecanismos a gran escala El Niño Oscilación del Sur (ENOS) es la principal causa en la variabilidad global interanual de las reservas de agua y energía. Los extremos de ENOS representan una variación de los patrones típicos de: Temperatura Superficial del Mar (TSM) en el Pacífico tropical, El Niño (EN) y La Niña (LN) cuando hay calentamiento o enfriamiento, respectivamente, en el Pacífico tropical oriental o centro-oriental. EN suele ir acompañado (aunque no exclusivamente) de sequías en la región amazónica. En general, las recientes y severas sequías sobre la Amazonía han dado lugar a bajos niveles de agua en los ríos, a un mayor riesgo de incendios forestales y a impactos en los ecosistemas fluviales naturales².

Durante los años de EN y de sequías, se observa anomalías de subsidencia atmosférica en áreas con déficit de precipitaciones y convección y lluvias intensas sobre regiones con TSM cálidas en el Pacífico Ecuatorial oriental. Existen diferentes "tipos" de EN dependiendo de la localización de las anomalías sobre el Pacífico tropical; EN del Pacífico Oriental (PO) y EN del Pacífico Central (PC)²³, dan lugar a diferentes patrones de precipitación sobre Sudamérica^{24,25}. Además del ENOS, hay otras dos formas de variabilidad interanual e interdecadal que influyen en el clima de la Amazonía: La Oscilación Decenal del Pacífico (ODP) y la Oscilación Multidecadal del Atlántico (AMO). Ambas representan cambios en las interacciones aire-mar, variando a escalas decenales que alteran la superficie del mar, lo que a su vez afecta la circulación y precipitaciones en la Amazonía. En concordancia con la fase positiva del ENOS (EN), las fases positivas de ODP y AMO intensificaron la reducción de precipitaciones en la Amazonía hacia finales del año 2015, durante el evento EN 2015-16²⁶. Las fases positivas de la ODP se asocian a un aumento de las precipitaciones en el centro, el norte de la cuenca y a una disminución en las regiones del sur²⁷. Sin embargo, la sequía de 2005, marcada por el Atlántico Norte tropical, se caracterizó por una oscilación intraestacional más débil de lo normal, lo que favoreció las condiciones de sequía.

Sequías e inundaciones extremas En los últimos 15 años, la cuenca de la Amazonía ha sido testigo de fenómenos climáticos extremos, algunos de ellos calificados de "acontecimientos del siglo", tales como las sequías de los años 2005, 2010 y 2015-16 (Figura 5.2^{28,29}); y las inundaciones de 2009, 2012, 2014, 2017 y 2021³⁰. Los registros históricos muestran sequías anteriores en 1926, 1964, 1980, 1983 y 1998 e inundaciones en 1953, 1988, 1989 y 1999. Estos eventos se han relacionado con modos de variabilidad climática natural como las anomalías del EN y el calentamiento del Atlántico Tropical Norte (ATN) con fuertes impactos en los

ⁱⁱ El flujo de calor sensible es la transferencia de calor producida por la diferencia de temperatura entre la superficie y el aire. El flujo de calor latente es el traspaso de calor de la superficie a la atmósfera que está asociada a la evaporación del agua en la superficie y a la posterior condensación del vapor en la atmósfera.

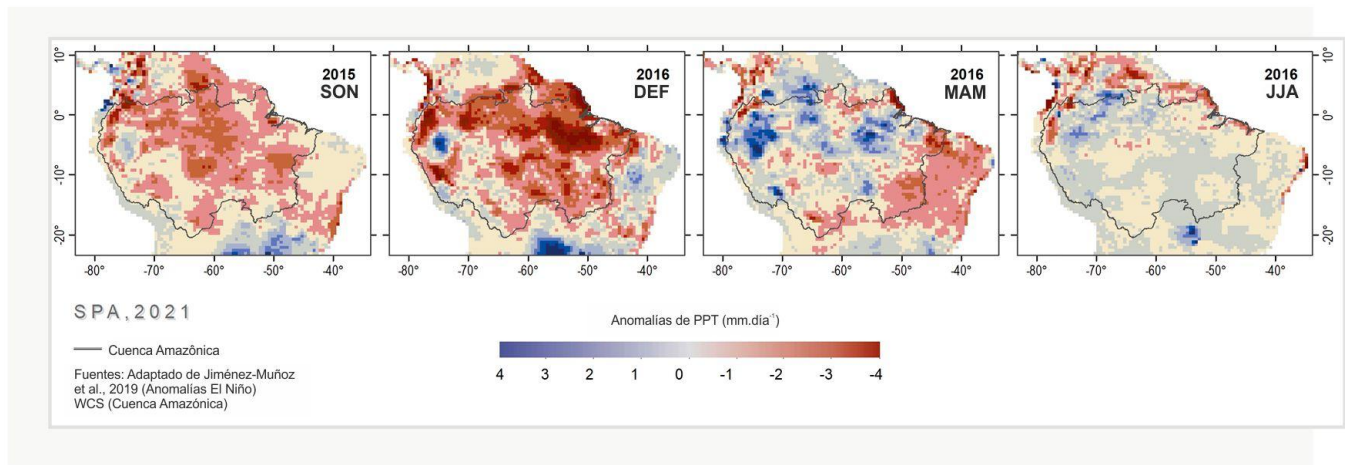


Figura 5.2 Patrones espaciales de las anomalías de precipitación durante las estaciones (SON, DEF, MAM y JJA iniciales de los meses del año) para los años de sequía 2015-2016 en la Amazonia. Las anomalías de precipitación se obtuvieron del conjunto de datos CHIRPSv2.0 utilizando el período de referencia 1981-2010. Un contorno negro marca la cuenca de la Amazonía. Adaptado de Jiménez-Muñoz et al²⁸.

sistemas naturales y humanos. Producto de estos eventos, algunas de las principales ciudades de la Amazonía o se inundaron o quedaron aisladas debido a los niveles extremadamente bajos de los ríos. El año 1999 y otros periodos lluviosos (1988-89, 2007-2008, 2011-2012) fueron años LN. Cabe mencionar que las sequías e inundaciones no son sincrónicas y no afectan a toda la cuenca de la misma forma. En general, las sequías afectan al centro-norte de la Amazonía, pero el patrón espacial difiere de un evento EN a otro e incluso de una sequía a otra.

Variabilidad espacial y estacionalidad de descarga La descarga del cauce principal del río Amazonas y de sus afluentes depende las fluctuaciones hidrológicas que se producen aguas arriba. En la estación de Tabatinga, la cuenca del río Amazonas-Solimões tiene una extensión de 890.300 km², de la cual ~ 40% se encuentra en los Andes. La descarga media anual en Tabatinga se estima en 38.000 m³/s, con valores máximos de alrededor de 51.000 m³/s entre abril y mayo y la descarga más baja de alrededor de 20.000 m³/s en septiembre³¹. Esta dinámica hidrológica muestra una fuerte estacionalidad que va unos meses por detrás del ciclo de lluvias, con variaciones significativas en el momento y magnitud de la descarga de las cuencas

tributarias de la Amazonía³². Los tramos meridionales y occidentales del río Amazonas suelen ser los primeros en inundarse, alcanzando su máximo entre marzo y mayo. En el centro del Amazonas, los niveles del río están controlados por los afluentes del norte y sur, y generalmente alcanzan su máximo en junio. Las mediciones de descarga a largo plazo registradas cerca de la ciudad amazónica central de Óbidos, por ejemplo, indican un máximo de descarga que se aproxima a los 250.000 m³/s durante el período de aguas altas en junio, y una descarga mínima de unos 100.000 m³/s durante el período de aguas bajas en noviembre³³.

Dado que los afluentes del norte del Amazonas están cerca del ecuador, sus niveles de agua descienden entre octubre y febrero, incluso cuando el río Amazonas aumenta a causa de sus grandes afluentes del sur. Por el contrario, la mayoría de los afluentes del sur del río Amazonas alcanzan sus niveles más altos en marzo o abril (en puntos situados a más de 300 km aguas arriba de sus desembocaduras) y sus niveles más bajos entre agosto y octubre³¹. Por ejemplo, la descarga en Itaituba, en el río Tapajós alcanza un máximo de ~23.000 m³/s en marzo y su mínimo (~5000 m³/s) en octubre. Al oeste, el río Purús en Arumã-Jusante muestra aún mayor variabilidad, con una descarga

máxima de ~11.000 m³/s en abril y una descarga mínima de ~1000 m³/s en septiembre³⁴. Los tramos más bajos de estos afluentes del sur están altamente influenciados por un efecto de remanso propio del río Amazonas, subiendo y bajando en respuesta a los cambios en el cauce principal^{32,35,36}.

Las fluctuaciones en las precipitaciones y en la descarga del río provocan pronunciados cambios estacionales en el nivel del agua de los grandes ríos amazónicos, haciendo que se desborden en las llanuras de inundación adyacentes. A escala local, las inundaciones también pueden ser consecuencia de las precipitaciones en zonas con suelos mal drenados o por el aumento en el nivel de las aguas subterráneas, como es el caso de los Llanos de Mojos en Bolivia. La periódica subida y bajada en el nivel del agua -a menudo denominada pulso de inundación estacional-, conecta ríos y llanuras de inundación durante parte del año, lo que da lugar a una estructura heterogénea del hábitat, un rápido reciclaje de nutrientes y materia orgánica y altas tasas de producción biológica³⁷. La crecida del río Amazonas tiene una altura media de 10 m cerca de Manaus, y oscila entre 2 y 18 m, dependiendo del año y la ubicación³⁸. Las mayores fluctuaciones se producen en el suroeste de la Amazonía, especialmente en los ríos Madeira, Purus y Juruá, mientras que los menores cambios se dan al este. Los pequeños arroyos de las tierras bajas de la Amazonía son más complejos, con efectos de remanso, causando menos previsibilidad³⁹. En promedio, los ríos de las llanuras del Amazonas se inundan durante seis o siete meses al año, con afluentes del sur inundados de enero a mayo y los afluentes del norte de junio a agosto. Contrariamente, la Amazonía meridional sufre una pronunciada estación seca de agosto a diciembre, que suele coincidir con el periodo de estiaje. En el norte, las inundaciones pueden durar hasta septiembre³³. Los humedales inundados estacionalmente cubren una extensa área (17%) de la Amazonía baja⁴⁰.

Evapotranspiración Alrededor del 50% de las precipitaciones en la Amazonía regresa a la atmósfera a través de la evapotranspiración (agua

devuelta a la atmósfera por las hojas de las plantas -transpiración-, más la evaporación del agua de las superficies). El resto repone las aguas subterráneas, que finalmente acaban en los arroyos y ríos. El valor medio de la evapotranspiración (ET) es de 1.220 mm/año±15%.

Shuttleworth (1988)⁴¹ encontró una estacionalidad limitada en la evapotranspiración (ET) en una reserva forestal cerca de Manaus, con picos en marzo y septiembre que coincidían con los extremos de radiación neta. Además, las verdaderas tasas de ET eran casi iguales a las potenciales durante todo el año, lo que sugería que había mucha agua al alcance, incluso durante los periodos secos. En la década de 1990, el análisis de datos de las torres de flujo ("Eddy-covariance [EC]") implementadas por el proyecto Biosfera-Atmósfera a Gran Escala (LBA)-, reveló cierta estacionalidad sobre el lugar de estudio. La mayoría de los sitios mostraron un patrón estacional similar al observado en Manaus durante el Experimento Micrometeorológico de la Región Amazónica (ARME), donde la ET se correlaciona con la radiación neta (Rn), manteniendo un flujo constante o evidenciando un ligero aumento durante el período seco⁴²⁻⁴⁷. Algunos estudios, localizados en su mayoría en el suroeste de la Amazonía⁴⁸ o en el límite entre los bosques amazónicos y las sabanas del Cerrado⁴⁹, observaron una mayor ET en la estación lluviosa. Hasler y Avissar (2007)⁵⁰ hallaron una fuerte estacionalidad en la ET en estaciones cercanas al ecuador (2°S-3°S), con un aumento de la ET durante los periodos secos y una disminución durante los tiempos húmedos, ambos correlacionados con Rn. En estaciones situadas más al sur (9°S-11°S), la ET y la Rn no presentaron una estacionalidad clara. Dichos estudios encontraron las mejores correlaciones entre la ET y la Rn durante los periodos húmedos, pero ninguna correlación durante los periodos secos. Los autores atribuyeron esta respuesta al estrés hídrico ocurrido durante los periodos secos, especialmente en los lugares más secos del sur. Costa et al. (2010)⁵¹ analizaron tres sitios ecuatoriales húmedos de selva perenne (2°S-3°S) y dos lugares de selva estacionalmente seca (~11°S) y observaron que la ET era mayor en la

estación seca. Siguiendo estudios anteriores, descubrieron que la Rn era el principal factor de control de la ET en los sitios más húmedos, seguido por el déficit de presión de vapor y la resistencia aerodinámica. También encontraron que la temporada de la ET en los bosques estacionalmente secos estaba controlada por parámetros bióticos (por ejemplo, la conductancia estomática), pero en los bosques ecuatoriales húmedos estaba controlada por factores ambientales. (Véanse los capítulos 1 y 2 para saber más sobre los vínculos entre las aguas subterráneas, humedad profunda del suelo y la atmósfera).

Conclusiones El sistema físico hidroclimático de la Amazonía opera a diferentes escalas espaciales y temporales. Dada su ubicación tropical encerrada por los Andes, su extensión espacial y su vasta cobertura forestal, la cuenca del río Amazonas es el mayor y más intenso centro convectivo terrestre, ejerciendo una fuerte influencia en la dinámica atmosférica y en los patrones de circulación tanto dentro como fuera de los trópicos. La Amazonía es una fuente de energía crítica para la atmósfera, ya que elimina el calor latente de la superficie mediante la evapotranspiración y lo libera a la atmósfera en forma de condensación y formación de nubes. Produce precipitaciones que dan lugar a las mayores descargas fluviales de la Tierra, entre 187.000 y 253.000 m³/s, es decir, entre el 16 y el 22% de la descarga fluvial total del mundo. ENOS es la principal causa en la variabilidad interanual de las precipitaciones. EN suele ir acompañado (aunque no exclusivamente) de sequías en la región de la Amazonía, y las recientes graves sequías han producido bajos niveles de agua en los ríos, un mayor riesgo de incendios forestales e impactos en los ecosistemas. Además del ENOS, la variabilidad de la TSM en el Atlántico y el Pacífico influye en el clima de la Amazonía a escala interanual e interdecenal, incluidos los fenómenos extremos. Estos eventos afectan a los ecosistemas y al ciclo del carbono, modificando el equilibrio en las zonas de transición del sur y este entre los bosques y sabanas, afectando a las reservas de biomasa al favorecer a las especies de madera blanda vulnerables a las perturbaciones.

Referencias

1. Vera, C. *et al.* Toward a Unified View of the American Monsoon Systems. *J. Clim.* **19**, 4977–5000 (2006).
2. Cai, W. *et al.* Climate impacts of the El Niño-Southern Oscillation on South America. *Nat. Rev. Earth Environ.* **1**, 215–231 (2020).
3. Lenters, J. D. & Cook, K. H. On the Origin of the Bolivian High and Related Circulation Features of the South American Climate. *J. Atmos. Sci.* **54**, 656–678 (1997).
4. Marengo, J. A., Soares, W. R., Saulo, C. & Nicolini, M. Climatology of the low-level jet east of the Andes as derived from the NCEP-NCAR reanalyses: Characteristics and temporal variability. *J. Clim.* **17**, 2261–2280 (2004).
5. Drumond, A. *et al.* The role of the Amazon Basin moisture in the atmospheric branch of the hydrological cycle: a Lagrangian analysis. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* **18**, 2577–2598 (2014).
6. Arraut, J. M., Nobre, C., Barbosa, H. M. J., Obregon, G. & Marengo, J. 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**, 543–556 (2012).
7. Vera, C. *et al.* The South American low-level jet experiment. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* **87**, 63–78 (2006).
8. Jones, C. & Carvalho, L. M. V. The influence of the Atlantic multidecadal oscillation on the eastern Andes low-level jet and precipitation in South America. *NPJ Clim. Atmos. Sci.* **1**, 1–7 (2018).
9. Gimeno, L. *et al.* Major mechanisms of atmospheric moisture transport and their role in extreme precipitation events. *Annu. Rev. Environ. Resour.* **41**, 117–141 (2016).
10. Jones, C. Recent changes in the South America low-level jet. *npj Clim. Atmos. Sci.* **2**, 20 (2019).
11. Gimeno, L. *et al.* Recent progress on the sources of continental precipitation as revealed by moisture transport analysis. *Earth-Science Rev.* **201**, 103070 (2020).
12. Arias, P. A., Fu, R., Vera, C. & Rojas, M. A correlated shortening of the North and South American monsoon seasons in the past few decades. *Clim. Dyn.* **45**, 3183–3203 (2015).
13. Liebmann, B. *et al.* Onset and end of the rainy season in South America in observations and the ECHAM 4.5 atmospheric general circulation model. *J. Clim.* **20**, 2037–2050 (2007).
14. Garstang, M., Massie Jr, H. L., Halverson, J., Greco, S. & Scala, J. Amazon coastal squall lines. Part I: Structure and kinematics. *Mon. Weather Rev.* **122**, 608–622 (1994).
15. Cohen, J. C. P., Silva Dias, M. A. F. & Nobre, C. A. Environmental conditions associated with Amazonian squall lines: A case study. *Mon. Weather Rev.* **123**, 3163–3174 (1995).
16. Zhou, J. & Lau, K. M. Does a monsoon climate exist over South America? *J. Clim.* **11**, 1020–1040 (1998).
17. Eltahir, E. A. B. & Pal, J. S. Relationship between surface conditions and subsequent rainfall in convective storms. *J. Geophys. Res. Atmos.* **101**, 26237–26245 (1996).
18. Greco, S. *et al.* Rainfall and surface kinematic conditions over central Amazonia during ABLE 2B. *J. Geophys. Res. Atmos.* **95**, 17001–17014 (1990).
19. Liebmann, B. & Marengo, J. Interannual Variability of the Rainy Season and Rainfall in the Brazilian Amazon Basin. *J.*

- Clim.* **14**, 4308–4318 (2001).
20. Espinoza, J. C. *et al.* Spatio-temporal rainfall variability in the Amazon basin countries (Brazil, Peru, Bolivia, Colombia, and Ecuador). *Int. J. Climatol.* **29**, 1574–1594 (2009).
 21. Figueroa, S. N., Satyamurty, P. & Da Silva Dias, P. L. Simulations of the summer circulation over the South American region with an eta coordinate model. *J. Atmos. Sci.* **52**, 1573–1584 (1995).
 22. Junquas, C., Li, L., Vera, C. S., Le Treut, H. & Takahashi, K. Influence of South America orography on summertime precipitation in Southeastern South America. *Clim. Dyn.* **46**, 3941–3963 (2016).
 23. Takahashi, K., Montecinos, A., Goubanova, K. & Dewitte, B. ENSO regimes: Reinterpreting the canonical and Modoki El Niño. *Geophys. Res. Lett.* **38**, (2011).
 24. Tedeschi, R. G. & Collins, M. The influence of ENSO on South American precipitation: simulation and projection in CMIP5 models. *Int. J. Climatol.* **37**, 3319–3339 (2017).
 25. Sulca, J., Takahashi, K., Espinoza, J.-C., Vuille, M. & Lavado-Casimiro, W. Impacts of different ENSO flavors and tropical Pacific convection variability (ITCZ, SPCZ) on austral summer rainfall in South America, with a focus on Peru. *Int. J. Climatol.* **38**, 420–435 (2018).
 26. Aragão, L. E. O. C. *et al.* 21st Century drought-related fires counteract the decline of Amazon deforestation carbon emissions. *Nat. Commun.* **9**, 536 (2018).
 27. Gloor, M. *et al.* Intensification of the Amazon hydrological cycle over the last two decades. *Geophys. Res. Lett.* **40**, 1729–1733 (2013).
 28. Jiménez-Muñoz, J. C. *et al.* The role of ENSO flavours and TNA on recent droughts over Amazon forests and the Northeast Brazil region. *Int. J. Climatol.* **41**, 3761–3780 (2021).
 29. Venticinque, E. *et al.* An explicit GIS-based river basin framework for aquatic ecosystem conservation in the Amazon. *Earth Syst Sci Data* 651–661 https://knbn.ecoinformatics.org/view/doi%3A10.5063%2FF1-BG2KX8#snapp_computing.6.1 (2016).
 30. Espinoza, J.-C., Marengo, J. A., Schongart, J. & Jimenez, J. C. The new historical flood of 2021 in the Amazon River compared to major floods of the 21st century: Atmospheric features in the context of the intensification of floods. *Weather Clim. Extrem.* **35**, 100406 (2022).
 31. Lavado-Casimiro, W. S., Ronchail, J., Labat, D., Espinoza, J. C. & Guyot, J. L. Basin-scale analysis of rainfall and runoff in Peru (1969–2004): Pacific, Titicaca and Amazonas drainages. *Hydrol. Sci. J.* **57**, 625–642 (2012).
 32. Sorribas, M. V. *et al.* Projections of climate change effects on discharge and inundation in the Amazon basin. *Clim. Change* **136**, 555–570 (2016).
 33. Goulding, M., Barthelm, R. & Ferreira, E. J. G. The Smithsonian atlas of the Amazon. (2003).
 34. Coe, M. T., Costa, M. H. & Howard, E. A. Simulating the surface waters of the Amazon River basin: impacts of new river geomorphic and flow parameterizations. *Hydrol. Process. An Int. J.* **22**, 2542–2553 (2008).
 35. Heerspink, B. P., Kendall, A. D., Coe, M. T. & Hyndman, D. W. Trends in streamflow, evapotranspiration, and groundwater storage across the Amazon Basin linked to changing precipitation and land cover. *J. Hydrol. Reg. Stud.* **32**, 100755 (2020).
 36. Espinoza, J. C. *et al.* Contrasting regional discharge evolutions in the Amazon basin (1974–2004). *J. Hydrol.* **375**, 297–311 (2009).
 37. Junk, W. J., Piedade, M. T. F., Schöngart, J. & Wittmann, F. A classification of major natural habitats of Amazonian white-water river floodplains (várzeas). *Wetl. Ecol. Manag.* **20**, 461–475 (2012).
 38. Melack, J. M. & Coe, M. T. Climate change and the Floodplain Lakes of the Amazon Basin. *Amaz. Glob. Chang. (eds Goldman CR, Kumagai M, Robarts R)* 295–310 (2013).
 39. Piedade, M. T. F., Worbes, M. & Junk, W. J. Geocological Controls on Elemental Fluxes in Communities of Higher Plants. *Biogeochem. Amaz. Basin* 209 (2001).
 40. Hess, L. L. *et al.* Wetlands of the Lowland Amazon Basin: Extent, Vegetative Cover, and Dual-season Inundated Area as Mapped with JERS-1 Synthetic Aperture Radar. *Wetlands* **35**, 745–756 (2015).
 41. Shuttleworth, W. J. Evaporation from Amazonian rainforest. *Proc. R. Soc. London. Ser. B. Biol. Sci.* **233**, 321–346 (1988).
 42. Costa, M. H., Souza-Filho, J. C. & Ribeiro, A. Comments on “The Regional Evapotranspiration of the Amazon”. *J. Hydrometeorol.* **5**, 1279–1280 (2004).
 43. Hutyrá, L. R. *et al.* Climatic variability and vegetation vulnerability in Amazônia. *Geophys. Res. Lett.* **32**, L24712 (2005).
 44. Negrón Juárez, R. I. N., Hodnett, M. G., Fu, R., Goulden, M. L. & von Randow, C. Control of Dry Season Evapotranspiration over the Amazonian Forest as Inferred from Observations at a Southern Amazon Forest Site. *J. Clim.* **20**, 2827–2839 (2007).
 45. Da Rocha, H. R. *et al.* Seasonality of water and heat fluxes over a tropical forest in eastern Amazonia. *Ecol. Appl.* **14**, 22–32 (2004).
 46. Souza Filho, J. D. da C., Ribeiro, A., Costa, M. H. & Cohen, J. C. P. Mecanismos de controle da variação sazonal da transpiração de uma floresta tropical no nordeste da amazônia. *Acta Amaz.* **35**, 223–229 (2005).
 47. Vourlitis, G. L. *et al.* Seasonal variations in the evapotranspiration of a transitional tropical forest of Mato Grosso, Brazil. *Water Resour. Res.* **38**, 30–31 (2002).
 48. Aguiar, R. G. *et al.* Fluxos de massa e Energia em uma Floresta Tropical do Sudoeste da Amazônia. (2006).
 49. Borma, L. S. *et al.* Atmosphere and hydrological controls of the evapotranspiration over a floodplain forest in the Bananal Island region, Amazonia. *J. Geophys. Res.* **114**, G01003 (2009).
 50. Hasler, N. & Avissar, R. What Controls Evapotranspiration in the Amazon Basin? *J. Hydrometeorol.* **8**, 380–395 (2007).
 51. Costa, M. H. *et al.* Atmospheric versus vegetation controls of Amazonian tropical rain forest evapotranspiration: Are the wet and seasonally dry rain forests any different? *J. Geophys. Res.* **115**, G04021 (2010).