



Las recientes sequías en la cuenca amazónica peruana: Orígenes climáticos e impactos hidrológicos

Recent droughts in the Peruvian Amazonas basin: Climate origins and hydrological impacts

JHAN CARLO ESPINOZA^{1,2,*}, JOSYANE RONCHAIL³, WALDO LAVADO^{4,2},
WILLIAM SANTINI^{5,6}, PHILIPPE VAUCHEL^{5,6}, RODRIGO POMBOSA⁷,
MARCOS VILLACÍS⁸, JORGE CARRANZA⁴, CLÉMENTINE JUNQUAS⁹,
GUILLAUME DRAPEAU^{10,3} & JEAN LOUP GUYOT^{11,5}

¹ Instituto Geofísico del Perú, Lima, Perú

² Facultad de Ingeniería Agrícola, Universidad Agraria La Molina, Lima, Perú

³ Laboratoire d'Océanographie et de Climat, Université Paris Diderot, Sorbonne Paris Cité, Paris, France

⁴ Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología del Perú, Lima, Perú

⁵ Institut de Recherche pour le Développement, Lima, Perú

⁶ Géosciences Environnement Toulouse, Toulouse, France

⁷ Instituto Nacional de Meteorología e Hidrología, Quito, Ecuador

⁸ Escuela Politécnica Nacional, Quito, Ecuador

⁹ Centro de Investigaciones del Mar y la Atmósfera, Buenos Aires, Argentina

¹⁰ Pôle de Recherche pour l'Organisation et la Diffusion de l'Information Géographique, Paris, France

¹¹ Institut de Recherche pour le Développement, Brasília, Brasil

*Jhan-carlo.espinoza@igp.gob.pe

RESUMEN

Este trabajo ofrece un panorama inicial de las características climáticas y los impactos hidrológicos afines durante las recientes sequías extremas (1995, 1998, 2005 y 2010) en el río Amazonas peruano. Para ello se empleó una base de datos in situ de caudales y precipitaciones. Las sequías generalmente se asocian a anomalías positivas de temperatura superficial del mar (TSM) en el Atlántico tropical norte, vientos alisios y transporte de vapor de agua débiles hacia el oeste de la cuenca amazónica, que acompañados de un aumento en la subsidencia sobre la parte central y sur de la cuenca, explican la falta de lluvias y los muy bajos valores de caudales. Sin embargo, en 1998 hacia el final del evento El Niño de 1997/1998 la sequía estuvo más relacionada con una divergencia anómala de vapor de agua en el oeste de la amazonia, que es característica de un evento cálido en el Pacífico ecuatorial. Durante la primavera y el invierno austral del 2010, en la cuenca del río Amazonas se ha registrado la sequía más aguda desde los años setenta. Su intensidad y duración, en comparación con la sequía del 2005, se puede explicar por la adición de un fenómeno de El Niño en el verano austral y un episodio muy cálido en el Atlántico durante el otoño e invierno austral. En comparación al 2005, el estiaje en el 2010 fue más severo en los afluentes del sur del Amazonas que en los afluentes del norte.

Palabras claves: Cuenca del Amazonas, Andes, sequía del 2010, Perú, TSM Atlántico.

ABSTRACT

This work provides an initial overview of climate features and their related hydrological impacts during the recent extreme droughts (1995, 1998, 2005 and 2010) in the Peruvian Amazon river, using comprehensive *in situ* discharge and rainfall datasets. The droughts are generally associated with positive SST anomalies in the tropical North Atlantic and weak trade winds and water vapor transport toward the western part of the Amazon basin, which in association with increased subsidence over central and southern part of the basin, it explains the lack of rainfall and very low discharge values. However, in 1998 toward the end of the 1997-98 El Niño event, the drought was more likely related to an anomalous divergence of water vapor in the western Amazon that is characteristic of a warm event in the Pacific. During the austral spring and winter of 2010, the most severe drought since the seventies has been registered in the Amazonas. Its intensity and duration, when compared to the 2005 drought, can be explained by the addition of an El Niño in the austral summer and a very warm episode in the Atlantic during the austral autumn and winter. The lack of water in 2010, compared to the one in 2005, was more severe in the southern tropical tributaries of Amazonas than in the northern ones.

Keywords. Amazon Basin, Andes, 2010 drought, Perú, Atlantic SST.

INTRODUCCIÓN

Los eventos hidrológicos extremos han ido en aumento desde finales de 1980 en el río Amazonas (Espinoza et al. 2009a y b). Estos eventos causaron inundaciones, como en 1999, 2006 y 2009, o estiajes muy bajos, como en 1998, 2005 y 2010, perjudicando a las poblaciones cercanas a los cursos de los ríos, a la agricultura y a los ecosistemas en general (e.g. Saleska et al. 2007, Phillips et al. 2009, Asner & Alencar 2010, Lewis 2011, Xu et al. 2011, entre otros). Se sabe que la variabilidad interanual de las precipitaciones y caudales se relacionan con el fenómeno El Niño Oscilación Sur (ENOS) en el noreste del Amazonas (e.g. Marengo et al. 1998, Uvo et al. 1998, Williams et al. 2005) pero aún no se ha documentado un claro impacto de ENSO en la parte occidental de la cuenca (Ronchail et al. 2002, Poveda et al. 2006, Espinoza et al. 2009 a y b). Los valores altos de la temperatura superficial del mar (TSM) en el Atlántico tropical norte, los cuales están asociados con una posición anómala hacia el norte de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT) causan condiciones de sequía en el sur y en el oeste del Amazonas (Marengo 1992, Uvo et al. 2000) que son especialmente graves durante el invierno y la primavera austral (Ronchail et al. 2002, Espinoza et al. 2009b, Yoon & Zeng 2010, Lavado et al. en prensa). Por ejemplo, la severa sequía del año 2005 que fue especialmente intensa en el suroeste de la cuenca amazónica fue atribuida al calentamiento de la TSM en el Atlántico norte tropical (Zeng et al. 2008, Marengo et al. 2008, Cox et al. 2008).

En este estudio nuestro objetivo es documentar las recientes sequías en la cuenca amazónica peruana y su relación con la circulación atmosférica, prestando especial atención a la reciente sequía del 2010. La cuenca amazónica peruana (o parte alta del río Solimões) tiene una extensa cuenca de drenaje que se extiende en territorios de Perú y Ecuador (750 000 km²). El 50% de la superficie de esta cuenca está en los Andes, por encima de los 500 msnm (Figura 1a). El caudal medio en Tamshiyacu (primera estación de aforo aguas arriba del Amazonas, Figura 1a) es de 32 000 m³.s⁻¹, aproximadamente el 16% del caudal del Amazonas en su desembocadura en el océano Atlántico (Espinoza et al. 2006, 2009b). Por otra parte, al analizar la precipitación media anual y el caudal en la estación de Tamshiyacu (cerca a la ciudad de Iquitos), se ha documentado una tendencia negativa en ambas variables para el período 1970-2004, así como frecuentes sequías desde el final de la década de 1980 (Espinoza et al. 2009b). Entre ellas la sequía del 2010 fue particularmente severa, que llevó a las autoridades a declarar el estado de emergencia pública en la amazonia peruana debido a problemas en el transporte fluvial y el abastecimiento de alimentos a la población (SENAMHI PERÚ comunicado de prensa N°076-2010). Por último, es de particular relevancia centrarse en esta región de la ya que aún se encuentra poco documentada en términos de clima e hidrología.

DESCRIPCIÓN DE DATOS

Los datos de caudales medios mensuales están disponibles en siete estaciones hidrológicas localizadas en la amazonia peruana, la mayoría de ellos del período 1989-2009. En la estación de Tamshiyacu (Figura 1a) los valores de caudales están disponibles para el período 1984-2010, sin embargo estos datos han sido extendidos al periodo 1970-2010 usando su correlación con los datos de niveles de agua medidos en la estación hidrométrica ENAPU en Iquitos (Espinoza et al., 2006). Las estaciones de Requena en el río Ucayali y de San Regis en el río Marañón, que permiten el análisis de las contribuciones de los ríos del sur y del norte (Figura 1a), tienen series de tiempo más cortas (1997-2010 y 1999-2010, respectivamente). Para más detalles sobre las estaciones y su ciclo anual ver la siguiente sección y Figura 2.

Los datos de precipitación observada están disponibles en intervalos de tiempo mensual en 234 estaciones para el período 1963-2008 (Figura 1a) (Espinoza et al. 2009a).

La variabilidad del clima se analizó usando los datos globales mensuales de TSM (Reynolds & Smith, 1994) que provienen de la CPC-NOAA. También examinamos los vientos, altura geopotencial y los datos de humedad a 2,5° x 2,5° de resolución horizontal y vertical provenientes de reanálisis de NCEP-NCAR (Kalnay et al. 1996), para describir las características de la atmósfera durante los episodios más secos del período 1970-2010. Estos datos fueron obtenidos desde el servidor de datos de la NOAA. El flujo de vapor de agua integrado verticalmente se derivó de la humedad específica y el viento horizontal entre el suelo y 300 hPa (Peixoto & Oort 1992).

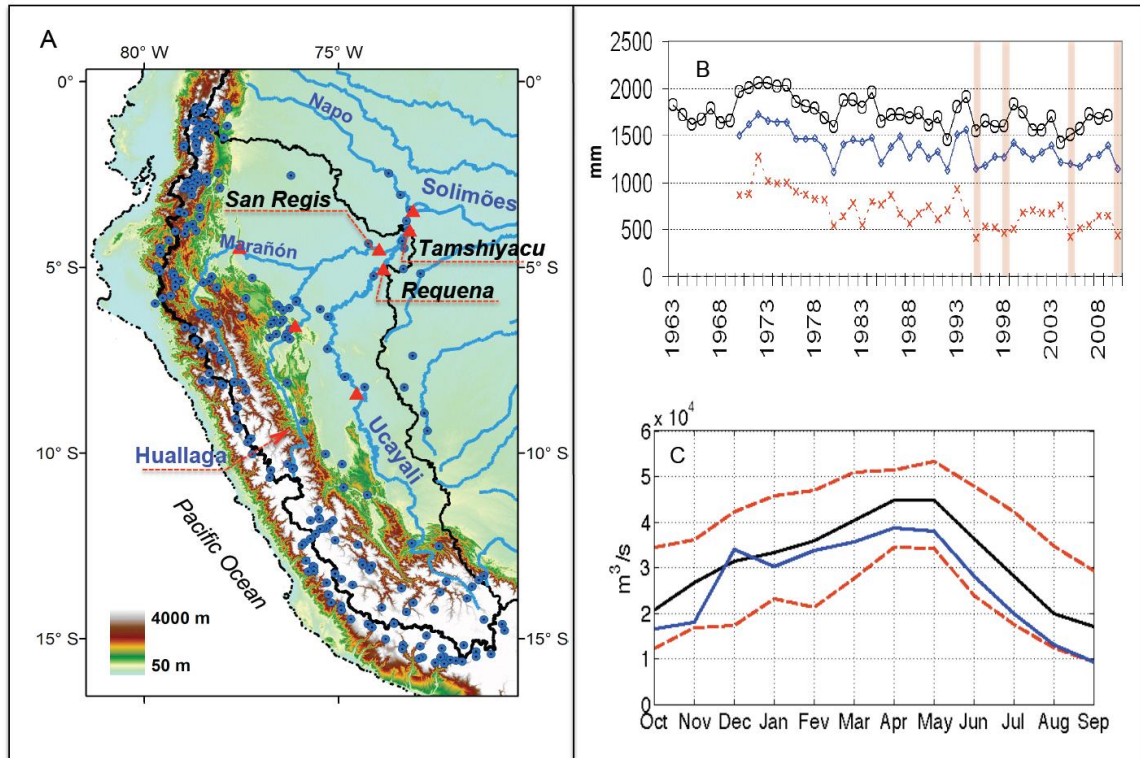


Fig. 1. a) Estaciones hidrológicas y pluviométricas utilizadas en este estudio, representadas en triángulos rojos y círculos azules, respectivamente. Los nombres de los principales ríos están indicados. b) Variabilidad interanual (1963-2010) de la lluvia total anual (línea negra), escorrentía anual (línea azul) y escorrentía de estiaje (línea roja) en la estación de Tamshiyacu. Las líneas rojas verticales indican los años de sequía extrema analizados en este estudio. c) Año hidrológico promedio (1970-2010) en la estación de Tamshiyacu (línea negra). Las líneas rojas punteadas representan los valores de caudales máximos y mínimos históricos. La línea azul representa el caudal durante el año hidrológico 2009-2010.

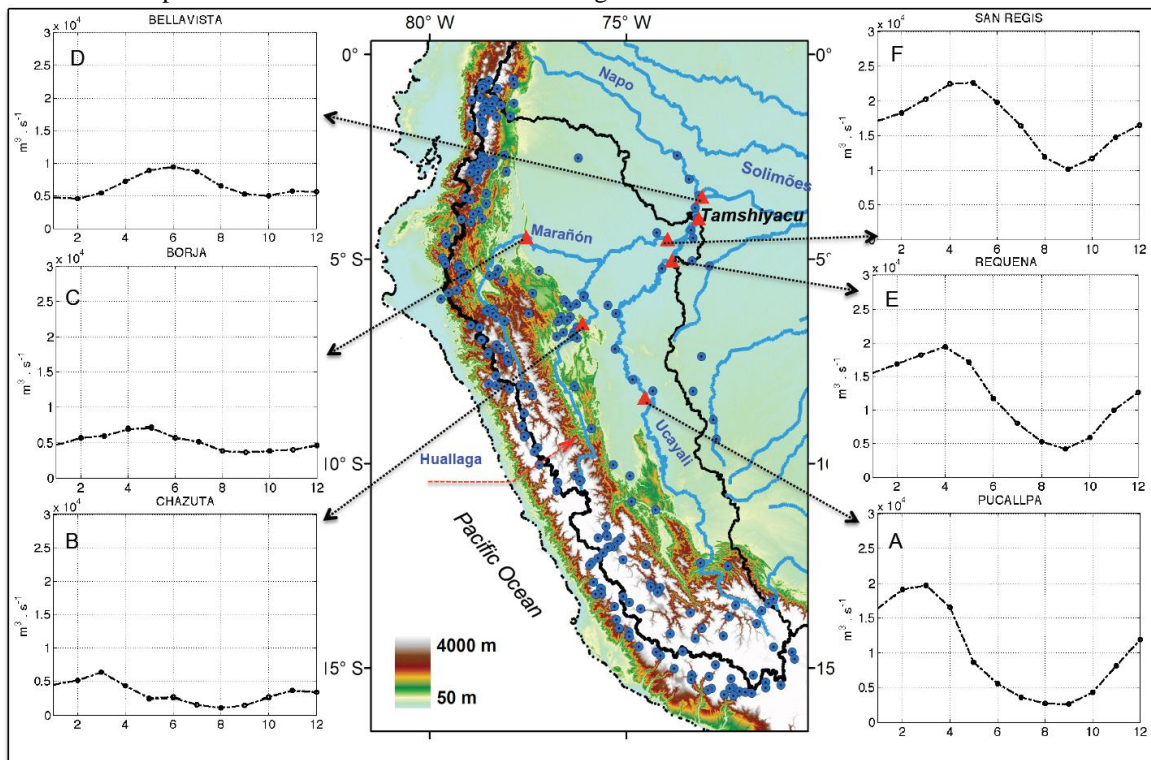


Fig. 2. Regímenes hidrológicos en las principales estaciones de la cuenca amazónica peruana ($m^3 \cdot s^{-1}$) de enero (1) a diciembre (12). Las estaciones hidrológicas y pluviométricas están representadas por triángulos rojos y círculos de color azul, respectivamente. Los nombres de los principales ríos están indicados.

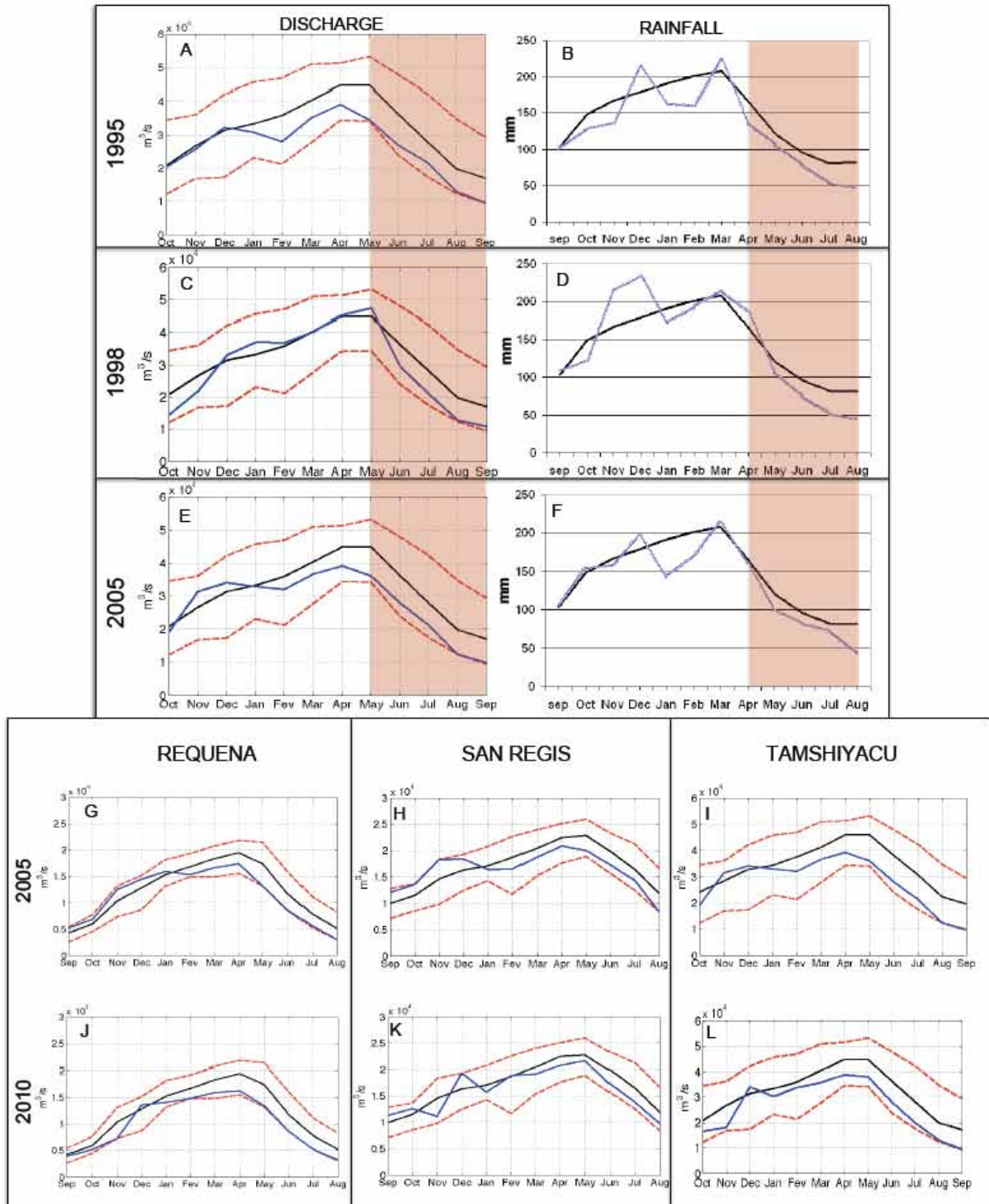


Fig. 3. Caudal mensual máximo (línea roja punteada superior), medio (línea negra) y mínimo (línea roja punteada inferior) y valores para 1995, 1998 y 2005 en la estación de Tamshiyacu (línea azul en las figuras 3a, 3c y 3e, respectivamente). Lluvia media mensual en la cuenca de Tamshiyacu (línea negra) para el periodo 1963-2009 y para 1995, 1998 y 2005 (línea azul en Figuras 3b, 3d y 3f, respectivamente). Caudal mensual máximo (línea roja punteada superior) medio (línea negra) y mínimo (línea roja punteada inferior) para el periodo 1970-2010 y valores de caudales (línea azul) en Requena, San Regis y Tamshiyacu en 2005 (Figuras 3g, 3h y 3i, respectivamente) y en 2010 (3j, 3k y 3l, respectivamente).

GÉNESIS DEL CICLO HIDROLÓGICO EN EL AMAZONAS PERUANO

Los datos de caudales analizados en este trabajo fueron proporcionados por el Observatorio Hidrogeodinámica de la cuenca amazónica (ORE-HYBAM, www.ore-hybam.org) y el conjunto de datos de precipitación provino de los Servicios Hidrometeorológicos de Perú y Ecuador

(SENAMHI, www.senamhi.gob.pe/INAMHI, www.inamhi.gov.ec, respectivamente). Los datos de caudales de la estación de Tamshiyacu están originalmente disponibles para el período 1983-2010. Como la relación entre los caudales en Tamshiyacu y el nivel de agua en Iquitos es alta ($r^2=0,996$, a paso de tiempo mensual y $r^2=0,988$ a paso de tiempo multianual, para el periodo 1983-2010) el caudal en Tamshiyacu se ha ampliado para el período 1970-1982 utilizando el nivel del agua de la estación cercana de Iquitos. La precipitación media anual y la escorrentía en la estación de Tamshiyacu es de 1750 mm y 1380 mm, respectivamente, y están fuertemente correlacionadas ($r=0,91$, Figura 1b). Los valores históricos más bajos son 850 mm y 720 mm para la precipitación (1963 a 2008) y la escorrentía (1970 a 2010), respectivamente.

En esta estación el año hidrológico corresponde a septiembre-octubre para las lluvias y hay alrededor de 1,5 meses de retraso al considerar los caudales (Espinoza et al. 2006, 2009b). El régimen hidrológico en el Amazonas peruano es el resultado de varios regímenes de lluvias que coexisten en esta región (es decir, Ucayali, Huallaga y Marañón, Figura 1a) (Espinoza et al. 2009a). La parte sur de la amazonia peruana está caracterizada por el régimen tropical del sur, donde la lluvia se concentra durante el verano austral en relación con el sistema del Monzón sudamericano (SAMS) (Zhou & Lau 1998, Vera et al. 2006), originando altos caudales entre febrero y marzo en las estaciones del sur: Pucallpa en el río Ucayali y Chazuta en el río Huallaga (Figura 2a y b). Hacia el norte, un régimen de lluvias de tipo ecuatorial origina una mejor distribución de los caudales durante el año con un pequeño máximo en mayo, como se observa en la estación de Borja en la parte alta del río Marañón (Figura 2c). Más al norte, el caudal máximo se produce aún más tarde, en julio, como se observa en la estación de Bellavista en el río Napo (Figura 2d). La estación de Requena (río Ucayali) y la de San Regis (río Marañón) combinan los distintos regímenes de sus respectivas cuencas altas (Figura 2e y 2f), y aguas abajo, en la intersección de los dos ríos, la estación de Tamshiyacu presenta un régimen hidrológico resultante con bajos flujos en septiembre y altos flujos entre abril-mayo (Figura 1c).

IMPACTOS HIDROLÓGICOS DURANTE LAS SEQUÍAS EXTREMAS

La variabilidad interanual de las precipitaciones totales y la escorrentía media de estiaje en la estación de Tamshiyacu se muestran en la Figura 1b. Los eventos seleccionados como sequía extrema se caracterizan por una escorrentía mensual de estiaje por debajo del percentil 10 (~ 500 mm o $\sim 12\,000$ m³.s⁻¹). Estos ocurrieron en 1995, 1998, 2005 y 2010, resultan ser los años de transición entre los eventos de El Niño (EN) y La Niña (LN) de diferentes intensidades, con excepción del 2005. Durante estos años, la precipitación media en la cuenca del Tamshiyacu estuvo, en general, por debajo de lo normal en enero y febrero, excepto en 1997/98 y también durante abril o junio a agosto (Figuras 3b, 3d y 3f). En el 2010 el déficit de lluvias se observó en octubre y noviembre y se incrementó durante el otoño y el invierno, como lo demuestran las observaciones (Figuras 4) y los datos de precipitación TRMM (Lewis et al. 2011). En consecuencia, el caudal del Amazonas en Tamshiyacu fue bajo a partir de enero y febrero a septiembre (Figuras 3a, 3e y Figura 1c), con la excepción de 1998, el déficit de caudales se inició en junio (Figura 3c).

Comparando las dos sequías más severas, se observa que en el año 2005 se registró un caudal por debajo de lo normal desde febrero, tanto en los afluentes del sur y del norte del Amazonas peruano (Figuras 3g, 3h). En 2010 el déficit en el caudal fue notable desde marzo en el norte, en San Regis (río Marañón), aunque en esta estación no se alcanzaron los valores más bajos históricos (Figura 3k). En la parte sur, en Requena (río Ucayali) el déficit en el caudal ya se había observado durante octubre-noviembre de 2009 y estuvo cerca de los valores históricos más bajos de enero a agosto de 2010 (Figuras 3j). En la estación de Tamshiyacu que combina las contribuciones de los ríos del sur y del norte los estiajes del 2005 y 2010 son comparables, con anomalías negativas débiles en el verano (con excepción de noviembre y diciembre de 2005 y diciembre de 2010) y en el otoño, y caudales muy bajos de mayo a septiembre (Figuras 3i, 3l). El 5 de septiembre de 2010, el caudal del Amazonas peruano en la estación de Tamshiyacu se estimó en 8300 m³.s⁻¹, que representa una anomalía de -51% del caudal medio histórico de septiembre, el cual es el valor más bajo registrado desde 1970.

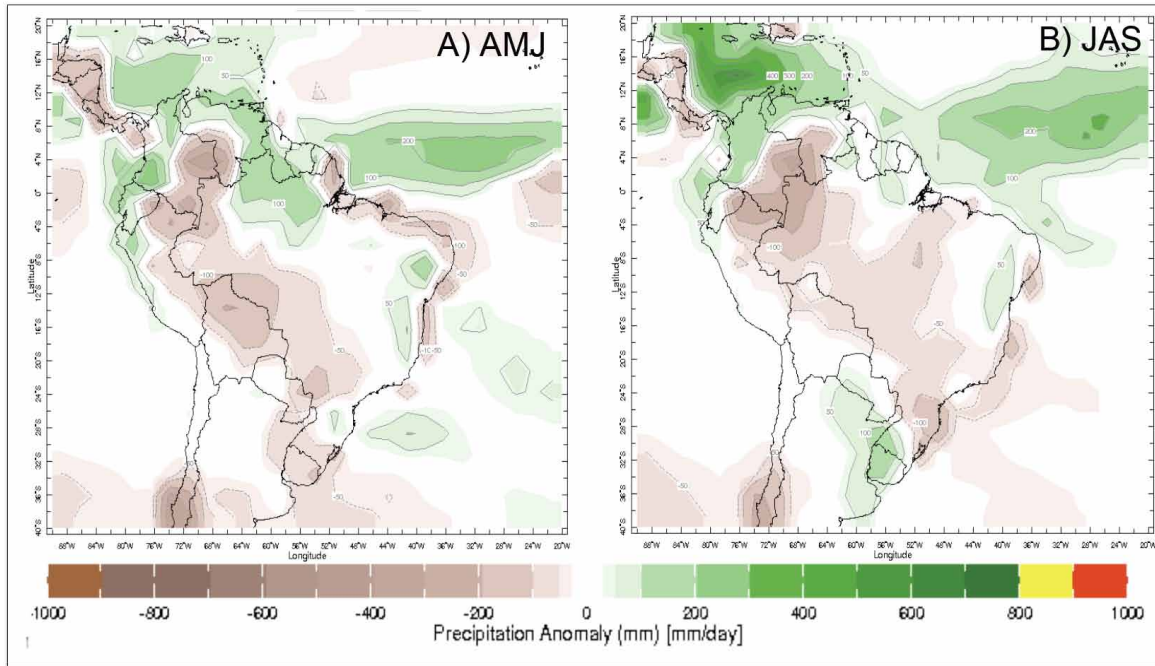


Fig. 4. Anomalías de precipitación (mm) en América del Sur tropical durante 2010 para a) abril-mayo-junio y b) julio-agosto-septiembre. Los datos de precipitación provienen de NCEP, Centro de Predicción Climática de EE.UU., que están disponibles en la biblioteca de datos climáticos del IRI/LDEO (<http://iridl.ldeo.columbia.edu/>).

CARACTERÍSTICAS CLIMÁTICAS DURANTE LAS SEQUÍAS EXTREMAS

A continuación analizaremos las condiciones océano-atmosféricas durante abril-agosto, que corresponde al período estiaje en el Amazonas peruano (Figura 3).

Las diferentes sequías analizadas tienen algunas características en común. La TSM es más alta de lo normal en las regiones tropicales y las regiones de latitudes medias en el Atlántico norte (Figura 5a, 5d, 5g, 5j). La media de la TSM de abril a agosto en el Atlántico tropical norte (0-30°N y 20-60°W) fue especialmente intensa en el 2010, superando los 24,5 °C y alcanzando 26 °C en septiembre (Figura 5m). Es importante notar que la TSM en esta región oceánica ha ido en aumento durante los últimos 40 años (Figura 5m) y que el Índice de Oscilación Multidecadal del Atlántico (OMA) un modo de variabilidad multidecadal de la temperatura superficial del Atlántico, entró en una fase de calentamiento en la década de 1990 (Knight et al. 2005). Algunas de las características de la TSM son específicas en ciertos años: en 1995 las anomalías cálidas de la TSM fueron más pronunciadas en el este del Atlántico subtropical, frente a las costas africanas y españolas (Figura 5a) y en 1998 fueron relativamente débiles en las regiones tropicales y subtropicales del Atlántico (Figura 5d).

En el Atlántico tropical sur y subtropical también se observaron temperaturas cálidas pero las anomalías fueron menos acentuadas que en la parte norte de este océano. En el océano Pacífico no hay ninguna anomalía sistemática. Durante el período de abril-agosto de 1998 se observaron anomalías positivas moderadas de la TSM (+2 °C) en el Pacífico ecuatorial oriental, característica de la etapa final del evento El Niño de 1997-98 (Figura 5d). Este evento se distinguió por mostrar anomalías positivas de hasta +4 °C durante el punto máximo (diciembre-enero-febrero). A lo largo del período abril-agosto de 1995 y 2010 se observaron anomalías negativas de TSM en el Pacífico oriental, marcando el comienzo del evento La Niña 1995/96 y 2010/2011 que siguieron a los eventos de El Niño de 1994/95 y 2009/10 (Figuras 5a, 5j).

La altura geopotencial a 850 hPa se caracterizó por registrar anomalías significativas sobre el Atlántico Norte. Generalmente, se la observó por debajo de lo normal (<20 m) sobre el Atlántico occidental subtropical y en latitudes medias (Figuras 5b, 5e, 5h, 5k) asociada a anomalías negativas de ascendencia, como se demuestra en la composición de la anomalía de la velocidad vertical de viento (Figura 6c) y el incremento de la precipitación en esta región (Figura 6a). Sobre el Atlántico ecuatorial prevalecieron anomalías de altura geopotencial positivas débiles, excepto en 1995. En el

Pacífico las anomalías de la altura geopotencial variaron de un evento a otro; éstas fueron positivas en el Pacífico ecuatorial en los años 1998 y 2010, a finales de los eventos El Niño de 1997/98 y 2009/2010 y muy débiles en 1995 y 2005 (Figuras 5b, 5e, 5h y 5k). En asociación a la baja presión en el Atlántico noroccidental se acentuó la convergencia, ascendencia y convección, y la precipitación se incrementó (Figura 6a).

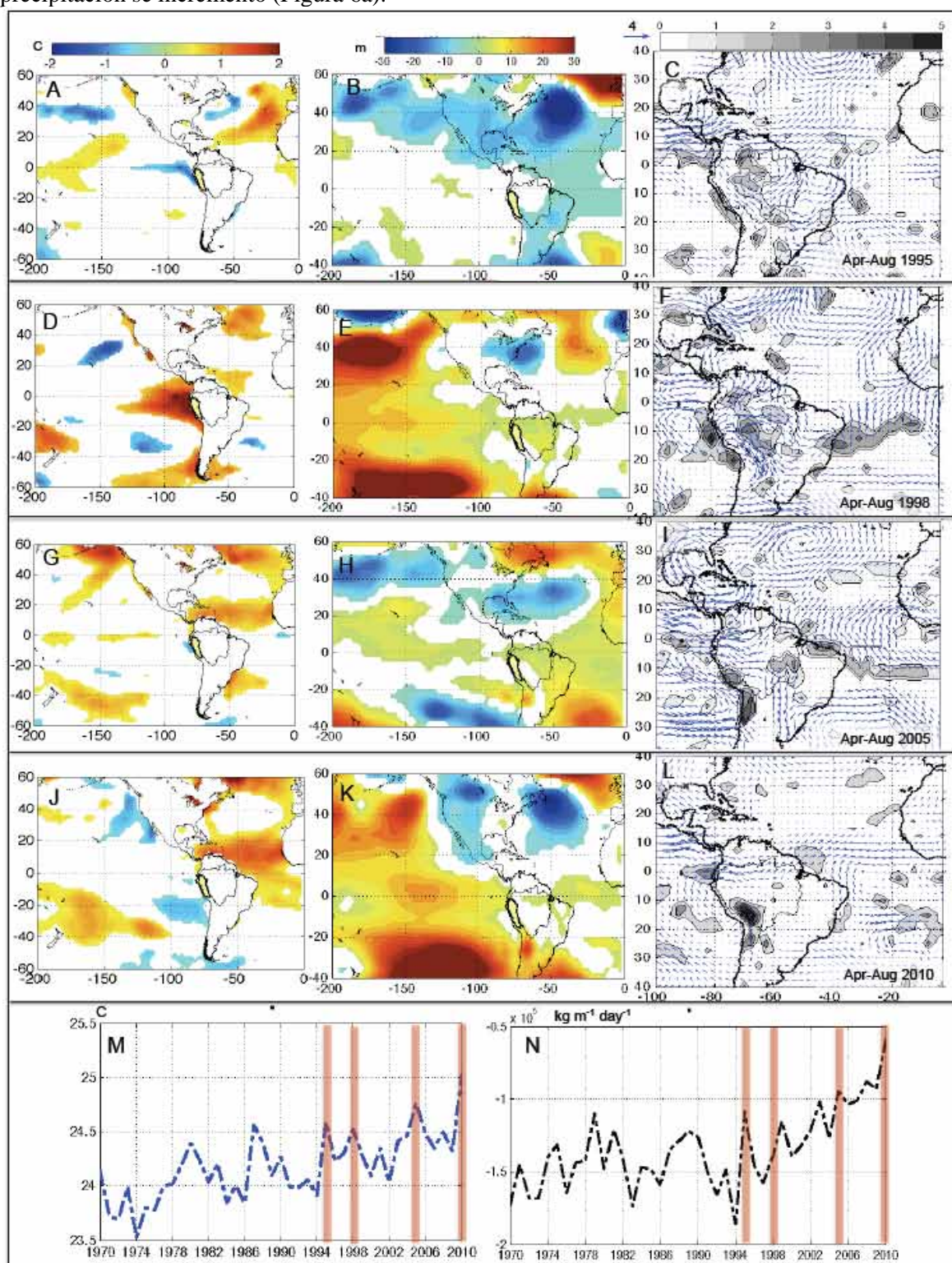


Fig. 5. Valores medios de TSM para abril-agosto ($^{\circ}\text{C}$, izquierda), altura de geopotencial a 850 hPa (m, centro) y flujos de vapor de agua integrado entre la superficie y 300 hPa ($\text{kg}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{día}^{-1}$, derecha) en 1995 (Figuras 5a, 5b y 5c), 1998 (Figuras, 5d, 5e y 5f), 2005 (Figuras 5g, 5h y 5i) y en 2010 (Figuras 5j, 5k y 5l). Solamente los valores más altos que 1x desviación estándar son ploteados (2x desviación estándar para los datos de TSM).

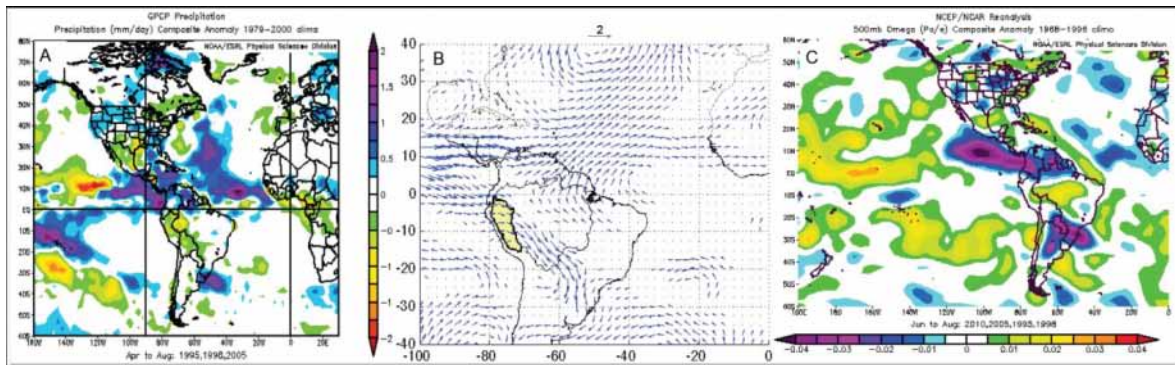


Fig. 6. Composiciones de anomalías para el periodo abril-agosto de a) Precipitación media en 1995, 1998 y 2005 (mm.día^{-1}) y b) Viento total a 850 hPa durante 1995, 1998, 2005 y 2010 (m.s^{-1}). Solo se representan anomalías de los vientos superiores a 1 x desviación estándar. Los datos de lluvia proviene del Laboratorio GPCP y los datos atmosféricos de NASA Goddard Space Flight Center (<http://precip.gsfc.nasa.gov/>). c) Composiciones de anomalías de junio-agosto de la velocidad vertical del viento a 500 hPa (Pa.s^{-1}) en 1995, 1998, 2005 y 2010. Los datos proceden de los reanálisis de NCEP/NCAR.

La reducción de la altura de geopotencial en la región subtropical y el incremento sobre el Atlántico ecuatorial son consistentes con una disminución en la velocidad de los vientos Alisios (Figura 6b), una disminución en el transporte de vapor de agua sobre el Atlántico y el norte de Sudamérica, y un incremento en la divergencia del flujo de vapor de agua sobre la amazonia occidental, en especial sobre la cuenca amazónica peruana en el 2010 (Figura 5c, 5f, 5i, 5l).

De abril a agosto (1970-2009) el flujo de humedad media meridional entre 0° - 15°S a 75°W y el promedio de la TSM en la región 20 - 60°W y 30°N - 0° están significativamente correlacionados ($r=0,68$; $p \leq 0,001$). Durante los eventos cálidos el transporte de vapor de agua desde el Atlántico tropical norte a 75°W y entre 0° y 15°S disminuyó hasta un -56% en el 2010, -29% en el 2005, -14% en 1998 y -20% en 1995 (Figura 5m y 5n). El déficit en el transporte de vapor de agua, la divergencia y el incremento en la subsidencia (Figura 6c) contribuyeron a reducir las precipitaciones en el Amazonas peruano (Figuras 3, 4 y 6a). Por el contrario, la anomalía en el vapor de agua hacia el este mantuvo el vapor de agua sobre el océano y en la parte norte de Sudamérica, alrededor de 10°N . Dicha anomalía combinada con el incremento de la ascendencia (Figuras 6c) favorecieron las precipitaciones sobre el norte de Sudamérica (Figuras 6a). En 1998 una anomalía e intensa divergencia de flujo de humedad se observó en la amazonia occidental (Figura 5f) consistente con El Niño, que incrementó la frecuencia de episodios de chorro de nivel bajo (o Low Level Jet) (e.g. Marengo et al. 2004).

Detalles sobre el evento del 2010 muestran que de octubre de 2009 a marzo de 2010, predominaron anomalías positivas en la TSM sobre el Pacífico ecuatorial ($>2^{\circ}\text{C}$) (Figuras 7a y 7b), durante El Niño 2009/2010. Un típico transporte de humedad hacia el sureste se observó de octubre a diciembre en la parte central y sur de la amazonia peruana (Figura 7e), transportando el vapor de agua fuera de la cuenca y favoreció condiciones secas más temprano de lo normal en Tamshiyacu (Figura 1c). La TSM estuvo cerca de lo normal en el Pacífico ecuatorial de abril a junio y se tornó negativa en invierno a comienzos de La Niña 2010/2011 (Figura 7d). Como se mencionó antes, la TSM del Atlántico norte estuvo particularmente alta durante 2010. La ocurrencia de un evento El Niño en el 2009/2010 es una notable diferencia en comparación con la sequía del 2005 donde no se observaron anomalías de la TSM en el Pacífico ecuatorial (Marengo et al. 2008). Mientras que la ocurrencia de un intenso evento El Niño en 1998 y un evento cálido en el Atlántico norte en el 2005 originaron severas sequías en el Amazonas peruano, ambos tipos de episodios cálidos afectaron los meses finales del 2009 y durante 2010, combinando sus consecuencias hidrológicas.

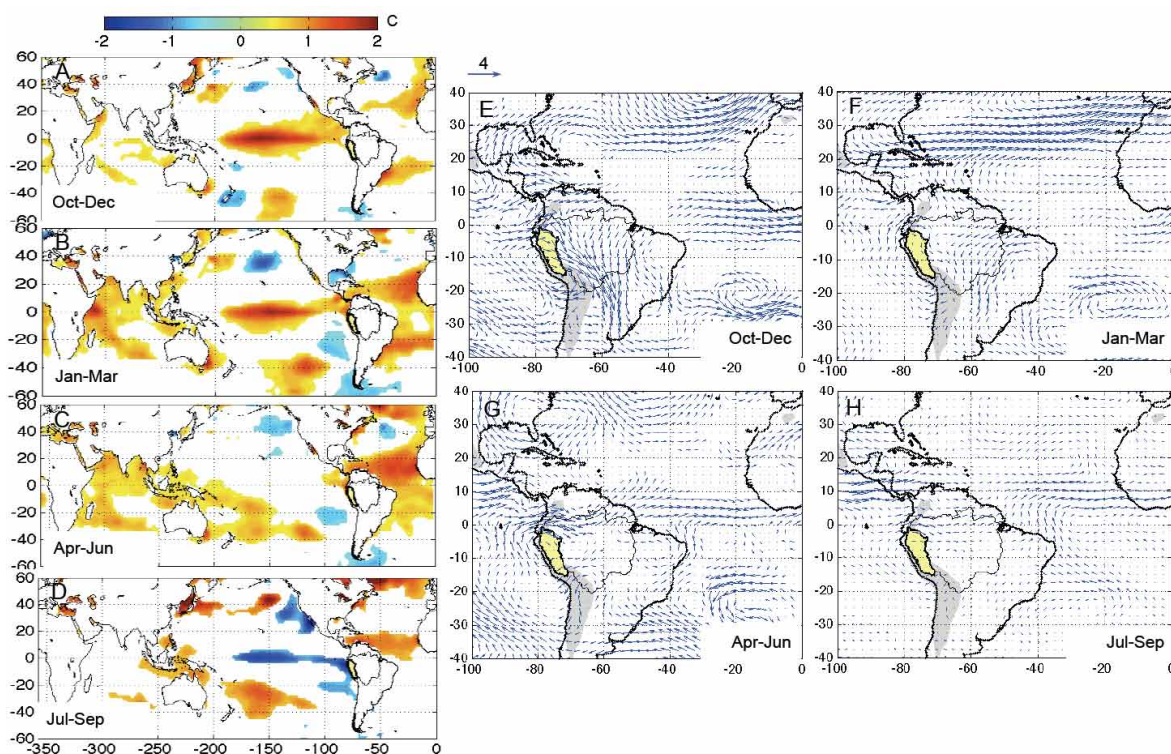


Fig. 7. Anomalías de temperatura superficial del mar ($^{\circ}\text{C}$, a la izquierda) y de flujos de vapor de agua integrados verticalmente ($\text{kg}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{día}^{-1}$) entre el suelo y 300 hPa (derecha) durante el año hidrológico 2010 de octubre a diciembre (Figuras 7a y 7e) de enero a marzo (7b y 7f), de mayo a junio (7c y 7g) y de julio a septiembre (7d y 7h).

CONCLUSIONES

Cuatro intensas y recientes sequías (1995, 1998, 2005 y 2010) produjeron los caudales más bajos de estiaje de los últimos cuarenta años en la cabecera de la cuenca del Amazonas. En 1995, 2005 y 2010 estas sequías estuvieron acompañadas de una TSM mayor de lo normal en el Atlántico norte en abril y agosto, con el debilitamiento de los vientos alisios y una reducción en el transporte de vapor de agua hacia la cuenca occidental del Amazonas. En consecuencia, las precipitaciones y caudales de estiaje fueron inferiores de lo habitual, especialmente en los afluentes del sur. Durante 1998 la reducción en el vapor de agua de abril a agosto se debió a una divergencia acentuada sobre el oeste del Amazonas. La intensidad y la duración de la sequía de 2010, en comparación con las anteriores, puede estar relacionada con las ocurrencias sucesivas de un evento El Niño moderado en el verano austral, y un episodio muy cálido en el Atlántico tropical norte durante el otoño e invierno austral. La sequía de 2010 también fue notable en el noroeste de la amazonia brasileña, según informó recientemente Xu et al. (2011) sobre los niveles de agua en la estación de Manaus.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen a los ingenieros de campo del programa HYBAM, quienes hicieron posible la adquisición y tratamiento de la información hidrológica. Agradecemos especialmente a los ingenieros del IRD Perú; SENAMHI Perú e INAMHI Ecuador. Asimismo, agradecemos al IRD Ecuador y a la EPN por el apoyo en esta publicación a través del JEAI IMAGE. Especial agradecimiento a Anaís Villacorta Gonzáles y Ana Gropuzzo por la ayuda en la edición de este manuscrito.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Asner, G. P. & Alencar, N. (2010). Drought impacts on the Amazon forest: The remote sensing perspective. *New Phytologist*, 187(3):569-578.
- Baines, P.G. & Folland, C.K., (2007). Evidence for a Rapid Global Climate Shift across the Late 1960s. *Journal Climate*, 20: 2721-2744, doi:10.1175/JCL14177.1.
- Cox, P.M., Harris, P.P., Huntingford, C., Betts, R.A., Collins, M., Jones, C.D., Jupp, T.E., Marengo, J.A. & Nobre, C.A. (2008). Increasing risk of Amazonian drought due to decreasing aerosol pollution. *Nature*, 453:U212-U217.
- Espinoza, J.C., Fraizy, P., Guyot, J.-L., Ordoñez, J., Pombosa, R., & Ronchail, J. (2006). La variabilité des débits du rio Amazonas au Pérou. *Climate Variability & Change-Hydrological impacts*. IAHS Publ, 308:424-429.

- Espinoza, J.C., Ronchail, J., Guyot, J.L., Cocheneau, G., Filizola, N., Lavado, W., de Oliveira, E., Pombosa, R. & Vauchel, P. (2009a). Spatio-Temporal rainfall variability in the Amazon Basin Countries (Brazil, Peru, Bolivia, Colombia and Ecuador). *International Journal of Climatology*, 29: 1574–1594.
- Espinoza, J.C., Guyot, J., Ronchail, J., Cochonneau, G., Filizola, N., Fraizy, P., Labat, D., de Oliveira, E., Ordonez, J. & Vauchel, P. (2009b). Contrasting regional discharge evolutions in the Amazon basin (1974–2004). *Journal of Hydrology*, 375: 297–311.
- Kalnay, E., Kanamitsu, M., Kister, R., Collins, W., Deaven, D., Gandin, L., Iredell, M., Saha, S., White, G., Woollen, J., Zhu, Y., Leetmaa, A., Reynolds, B., Chelliah, M., Ebisuzaki, W., Higgins, W., Janowiak, J., Mo, K.C., Ropelewski, C., Wang, J., Jenne, R. & Joseph, J. (1996). The NCEP/NCAR 40-years reanalyses project. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 77: 437–471.
- Lavado, W., Ronchail, J., Labat, D., Espinoza, J-C. & Guyot J-L. A basin-scale analysis of rainfall and runoff in Peru (1969–2004): Pacific, Titicaca and Amazonas drainages. Aceptado en *Hydrological Sciences Journal*. En prensa.
- Lewis, S.L., Brando, P.M., Phillips, O.L., van der Heijden, G.M.F. & Nepstad, D. (2011). The 2010 Amazon drought. *Science*, 311: 554. doi: 10.1126/science.1200807.
- Marengo, J. (1992). Interannual variability of surface climate in the Amazon basin. *International Journal of Climatology*, 12:853–863.
- Marengo, J., Tomasella, J., & Uvo, C. (1998). Long-term stream flow & rainfall fluctuation in tropical South America: Amazonia, eastern Brazil, & northwest Peru. *Journal of Geophysical Research*, 103:1775–1783.
- Marengo, J., Nobre, C., Tomasella, J., Oyama, M., de Oliveira, G., de Oliveira, R., Camargo, H. & Alves, L. (2008). The drought in Amazonia in 2005. *Journal of Climate*, 21:495–516.
- Marengo, J. A., Soares, W. R., Saulo, C., & Nicolini, M. (2004). Climatology of the Low-Level Jet east of the Andes as derived from the NCEP reanalyses, *Journal Climate*, 17: 2261–2280.
- Peixoto, J.P. & Oort, A.H. (1992). *Physics of climate*. American Institute of Physics, New York, 520 pp.
- Phillips, O.L., Aragão, EOC., Lewis, S.L., Fisher, J.B., Lloyd, J., López-González, G., Malhi, Y., Monteagudo, A., Peacock, J., Quesada, C.A., van der Heijden, G., Almeida, S., Amaral, I., Arroyo, L., Aymard, G., Baker, T.R., Bánki, O., Blanc, L., Bonal, D., Brando, P., Chave, J., Oliveira, Á.C.A., Cardozo, N.D., Czimczik, C.I., Feldpausch, T.R., Freitas, M.A., Gloor, E., Higuchi, N., Jiménez, E., Lloyd, G., Meir, P., Mendoza, C., Morel, A., Neill, D.A., Nepstad, D., Patiño, S., Peñuela, M.C., Prieto, A., Ramírez, F., Schwarz, M., Silva, J., Silveira, M., Thomas, A.S., ter Steege, H., Stropp, J., Vásquez, R., Zelazowski, P., Dávila, E.A., Andelman, S., Andrade, A., Chao, K.-J., Erwin, T., Di Fiore, A., Honorio, E.C., Keeling, H., Killeen, T.J., Laurance, W.F., Cruz, A.P., Pitman, N.C.A., Vargas, P.N., Ramírez-Ángulo, H., Rudas, A., Salamao, R., Silva, N., Terborgh, J. & Torres-Lezama, A. (2009). Drought sensitivity of the Amazon rainforest. *Science*, 323: 1344–1347.
- Poveda, G., Waylen, P.R. & Pulwarty, R. S. (2006). Annual and inter-annual variability of the present climate in northern South America and southern Mesoamerica. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 234: 3 – 27.
- Ronchail, J., Cochonneau, G., Molinier, M., Guyot, J.L., Gorette de Miranda Chaves, A., Guimaraes, V. & de Oliveira, E. (2002). Rainfall variability in the Amazon Basin and SSTs in the tropical Pacific and Atlantic oceans. *International Journal of Climatology*, 22: 1663–1686.
- Saleska, S.R., Didan, K., Huete, A.R. & da Rocha, H.R. (2007). Amazon forests green-up during 2005 drought. *Science*. 318: 612. doi: 10.1126/science.1146663.
- Silva, G.A.M., Ambrizzi, T. & Marengo, J.A. (2009). Observational evidences on the modulation of the South American Low Level Jet east of the andes according the ENSO variability. *Annales Geophysicae*, 27: 645–657.
- Uvo, C., Repelli, C., Zebiak, S. & Kushnir, Y. (1998). The relationship between tropical pacific and atlantic SST and northeast Brazil monthly precipitation. *Journal of Climate*, 11:551–562.
- Uvo, C., Tolle, U. & Berndtsson, R. (2000). Forecasting discharge in Amazon using artificial neural networks. *International Journal of Climatology*, 20:1495–1507.
- Vera, C., Higgins, W., Amador, J., Ambrizzi, T., Garreaud, R., Gochin, D., Gutzler, D., Lettenmaier, D., Marengo, J., Mechoso, C., Nogue-Paegle, J., Silva Diaz, P-L. & Zhang, C.(2006). Towards a unified view of the American Monsoon System. *Journal of Climate*, 19:4977–5000.
- Williams, E., Dall’Antonia, A., Dall’Antonia, V., de Almeida, J., Suarez, F., Liebmann, B. & Malhado, A. (2005). The drought of the century in the Amazon basin: an analysis of the regional variation of rainfall in South America in 1926. *Acta Amazonica*, 35(2): 231–238.
- Xu, L., Samanta, A., Costa, M. H., Ganguly S., Nemani, R. R., & Myneni, R. B. (2011). Widespread decline in greenness of Amazonian vegetation due to the 2010 drought. *Geophysical Research Letters*, 38: L07402, doi:10.1029/2011GL046824.
- Yoon, J.H. & Zeng, H. (2010). An Atlantic influence on Amazon rainfall. *Climate Dynamics*, 34: 249–264.
- Zeng, N., Yoon, J., Marengo, J., Subramaniam, A., Nobre, C., Mariotti, A. & Neelin, J. (2008). Causes and impact of the 2005 Amazon drought. *Environmental Research Letters*, 3(1), doi:10.1088/1748-9326/3/1/014002.
- Zhou, J. & Lau, K.M. (1998). Does a monsoon climate exist over South America?. *Journal of Climate*, 11: 1020–1040.