



Evolución regional de los caudales en el conjunto de la cuenca del Amazonas para el periodo 1974-2004 y su relación con factores climáticos.

Regional evolution of discharge throughout the Amazon basin for the period 1974-2004 and its relation to climate factors.

JHAN CARLO ESPINOZA VILLAR¹, WALDO LAVADO², JUAN JULIO ORDOÑEZ², PASCAL FRAIZY³, JEAN LOUP GUYOT⁴, JOSYANE RONCHAIL⁵, PHILIPPE VAUCHEL³, GÉRARD COCHONNEAU⁴, NAZIANO FILIZOLA⁶, , DAVID LABAT⁷, EURIDES DE OLIVEIRA⁸,

¹Laboratoire d'Océanographie et du Climat: Expérimentation et Approches Numériques – LOCEAN (Institut de Recherche pour le Développement – IRD, Centre National de la Recherche Scientifique – CNRS, Université Pierre et Marie Curie – UPMC y Muséum National d'Histoire Naturelle – MNHN) y Universidad Agraria La Molina (UNALM – Peru).

icelod@locean-ipsl.upmc.fr

²Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología (SENAMHI), Lima 11, 1308, Perú

³IRD - LMTG, Casilla 18-1209, Lima 18, Perú

⁴Laboratoire de Mécanismes et Transferts en Géologie – LMTG (CNRS, IRD and Université Paul Sabatier – UPS), CP 7091, Lago Sul, 71619-970 Brasília, DF, Brazil

⁵ Université Paris 7 and LOCEAN, Boite 100, 4 Place Jussieu, 75252 Paris Cedex 05, France

⁶Universidade do Estado do Amazonas (UEA) y Potencias Impactos Ambientais no Transporte de gás natural e petróleo na Amazônia (L.PIATAM), Av.Ramos Ferreira, 199, 69010-120 Manaus, Brazil

⁷LMTG. 14, Avenue Edouard Belin, 31400 Toulouse, France

⁸Agencia Nacional da Águas (ANA), Setor Policial, CEP, 70610-200 Brasília, Brazil

Resumen

Previos estudios describen de manera general la variabilidad anual de los caudales en el curso principal del Amazonas en Brasil, el cual sólo representa el estado general del sistema hidrológico de la cuenca. Por ello, este estudio utiliza una nueva serie de datos que incluye la descarga diaria de 18 subcuencas, con la finalidad de analizar la variabilidad de los extremos regionales en la cuenca del Amazonas. Luego de describir la diversidad de los ciclos hidrológicos anuales, diferentes pruebas estadísticas son aplicadas para detectar tendencias y rupturas de las series temporales. Este estudio muestra que durante el período 1974-2004, la estabilidad de caudales del río principal en Óbidos, se explica por cambios regionales opuestos que involucran principalmente a ríos Andinos: una disminución de la escorrentía en el periodo de estiaje, particularmente importante en las regiones del sur, y un incremento de la escorrentía durante aguas altas en las regiones del noroeste. Ambas características se observan desde comienzos de los años noventa. Se observa también este comportamiento en las subcuencas más pequeñas del sur de Perú y Bolivia. Los cambios en los caudales extremos se relacionan con la variabilidad regional de las lluvias, la circulación atmosférica asociada e índices oceánicos atmosféricos de gran escala.

Palabras claves: Cuenca Amazónica; Tendencia de caudales; Variabilidad hidrológica; Variabilidad pluviométrica, Andes amazónicos, Brasil; Perú; Bolivia.

Abstract

Previous studies described, in general way, annual variability of discharge in the mainstreams of the Amazonas river in Brazil and thus only general conditions of the hydrological system of the basin. Therefore, this study uses a new data set, which includes the daily discharge of 18 sub-basins, in order to analyze the variability of regional extremes in the Amazon basin. After describing the variety of the annual hydrological cycles, different statistical tests are applied to detect trends and breaks in the temporal series. This study shows that the stability of the discharge of the main river at Obidos during the period 1974-2004 results from the opposite regional changes that involve mainly the Andean rivers: a decrease of runoff in the low tide period, particularly important in the southern region, and an increase of runoff during the period of high water in some parts of the northwest region. Both trends are observed since the early nineties. This behavior is also observed in smaller sub-basins of southern Peru and Bolivia. Changes in extreme discharges are related to the regional variability of rainfall and atmospheric circulation associated with large-scale ocean-atmosphere indices.

Keywords: Amazon basin; Discharge trends; Hydrological Variability; Pluviometric Variability, Amazon Andes, Brazil, Peru, Bolivia.

INTRODUCCIÓN

La cuenca del Amazonas es la cuenca hidrológica más grande del mundo. Su vertiente cubre alrededor de 6 000 000 km². Su caudal medio es la mayor del mundo (209 000 m³/s) (Moliner et al., 1996). Debido a su dimensión y su extensión en ambos lados del Ecuador, la cuenca del Amazonas incluye regiones muy diversas con varios regímenes hidrológicos. Algunos trabajos han documentado la variabilidad interanual del río principal (Richey et al., 1989; Marengo, 1992; Callède et al., 2004; etc.). Sin embargo, la variabilidad hidrológica a una escala regional no ha sido discutida completamente para toda la cuenca del Amazonas, tanto a escalas de tiempo anual y plurianual. Adicionalmente, recientes eventos dramáticos como la sequía del 2005 (Zeng et al., 2008; Marengo et al., 2008) y las inundaciones del 2006 y del 2009 demuestran que no es suficiente analizar la descarga principal anual, sino que es importante prestar atención a los valores hidrológicos extremos. Es por ello que este trabajo pretende investigar los cambios en caudales de estiaje y de aguas altas, tanto en el curso principal como en las principales subcuencas del Amazonas. Este estudio se ha hecho posible gracias al programa HYBAM (Hidrología y Geodinámica de la cuenca Amazónica, <http://www.mpl.ird.fr/hybam/>), como parte de la cooperación científica entre el IRD (*Institute for Research and Development* de Francia) e instituciones hidrológicas nacionales (SENAMHI – Perú, SENAMHI - Bolivia, ANA - Brasil), lo que ha permitido que por primera vez se integre información de diversos países que forman parte de la gran cuenca amazónica.

Luego de la introducción, recordaremos algunas características de la variabilidad hidrológica regional. Luego, se describe la base de datos y los métodos utilizados en esta investigación. Seguidamente, los ciclos anuales en las diferentes subcuencas son analizados; mostraremos cómo estos contribuyen al ciclo anual en Óbidos, la última estación hidrológica en el río principal del Amazonas. Se estudian luego

las tendencias y cambios regionales en las series máximas y mínimas de caudales anuales, con especial atención puesta sobre los ríos andinos del Perú y Bolivia. La evolución del caudal en Óbidos se explica luego utilizando los resultados anteriores. Finalmente, la variabilidad de los caudales se relaciona con las precipitaciones y con indicadores climáticos regionales. Una síntesis y conclusión final se desarrolla en la última sección del artículo.

Características hidroclimáticas de la cuenca del Amazonas

La cuenca del Amazonas se caracteriza por una fuerte variabilidad espacial de las lluvias. Las regiones más lluviosas (más de 3000 mm/año) se encuentran cerca del delta del Amazonas, expuestas a la Zona de Convergencia Intertropical (ITCZ) y en el noroeste de la cuenca (amazonía colombiana, norte de la amazonía ecuatoriana, noreste de Perú y el noroeste de Brasil). Las precipitaciones también son abundantes en la ubicación media de la Zona de Convergencia del Atlántico Sur (SACZ), establecida durante el verano austral desde el noroeste del Amazonas hasta el Atlántico Sur subtropical. Las lluvias disminuyen hacia los trópicos y alcanzan unos 2000 mm/año en el sureste de Brasil, menos de 1500 mm/año en el llano peruano-boliviano y en el estado brasileño de Roraima, el cual está protegido por el escudo guayanés de las corrientes húmedas del Atlántico. Menor precipitación se observa en las regiones altas de los Andes, donde se registra menos de 1000 mm/año sobre los 3000 m.s.n.m. A menor elevación, se registra una fuerte variabilidad espacial, con precipitaciones que varían desde 500 a 3000 mm/año. Esta variabilidad espacial se relaciona con la exposición de las estaciones a los vientos alisios húmedos (generando muchas lluvias en el lado este de los Andes), o por lo contrario, a la protección de las estaciones por las montañas andinas.

Los regímenes de precipitaciones de la cuenca del Amazonas muestran una fuerte oposición entre el norte y el sur, con una estación lluviosa en junio, julio y agosto-JJA (en diciembre, enero, febrero- DEF) en el norte (sur), debido a la alternancia del calentamiento de cada hemisferio y del

sistema de la monzón americana. Cerca del delta del Amazonas, un máximo en marzo, abril y mayo (MAM) y un mínimo en septiembre, octubre, noviembre (SON) se asocian con la migración estacional de la ITCZ. En la región noroeste ecuatorial, se observa una mejor distribución de las precipitaciones durante el año, con porcentajes de precipitación trimestrales cercanos al 25%. Varios regímenes intermedios se observan entre las regiones ecuatoriales y tropicales (para mayor información véase Figueroa & Nobre, 1990; Marengo, 1992; Espinoza et al., 2008, etc). La variabilidad interanual de los caudales en el curso principal del Amazonas puede causar inundaciones o niveles hídricos muy bajos. Por ejemplo, la reciente sequía del 2005 que afectó a las subcuencas occidentales (los ríos Solimões y Madeira) durante el periodo de estiaje (octubre y noviembre) atrajo la atención de la comunidad científica (Zeng et al., 2008; Marengo et al., 2008) debido al serio impacto que causó sobre la actividad humana (transporte, pesca, abastecimiento de agua, etc.) y sobre la biósfera. Este evento se atribuye a altas temperaturas de la superficie del mar (SST) en el Atlántico Tropical Norte (Zeng et al., 2008; Marengo et al., 2008); relación que ha sido señalado por Marengo (1992) y Labat et al. (2004). Rochail et al. (2005b) especifican que los caudales de estiaje más elevados de lo normal, son asociados a anomalías negativas de SST en el Atlántico tropical Norte, y son particularmente fuertes en la región central de la cuenca. La variabilidad interanual de los caudales se relaciona también con la SST en el Pacífico ecuatorial: diferentes autores encuentran una menor (mayor) descarga durante El Niño (La Niña) en el curso principal (Richey et al., 1989; Marengo, 1992; Marengo et al. 1998). Algunos trabajos que analizan la variabilidad de caudales dentro de la cuenca del Amazonas muestran que la señal de El Niño Oscilación del Sur (ENSO) es particularmente fuerte en las cuencas de noreste (Molion & Moraes, 1987; Uvo & Graham, 1998; Uvo et al., 2000; Foley et al., 2002; Ronchail et al., 2005b). Ronchail et al. (2005a) agrega que en el alto Madeira (sur del Amazonas) la

señal ENSO se opone a la señal encontrada en el noreste del Amazonas.

Richey et al. (1989), Marengo (1995) y Marengo et al. (1998) resaltan que la descarga del río Solimões en Manacapuru y del río Negro en Manaus no exhibe ninguna tendencia significativa en el siglo XX, pero notan que los caudales aumentan a fines de los años sesenta. Esto también es notado por Callède et al. (2004, 2008) en el río Amazonas, en Óbidos; los autores encuentran un cambio en las series de caudales medios, máximos y mínimos a comienzos de los años setenta, con valores más altos luego de esta fecha. Los caudales máximos y medios se mantienen altos hasta comienzos del siglo XXI, mientras que los caudales mínimos decrecen desde mediados de los años setenta. Consistentemente, Genta et al. (1998), García & Vargas (1998), Collischonn et al. (2001). García & Mechoso (2005) y Krepper et al. (2008), todos encontraron una tendencia creciente desde comienzos de los años setenta en la descarga de la cuenca de La Plata. A escala regional, Rocha et al. (1989) subrayan que precipitaciones y caudales en los ríos Madeira, Solimões y Negro se incrementaron durante los años sesenta, pero los registros regresan a los valores promedio de largo plazo de finales de los años setenta (excepto en el río Madeira). Espinoza et al. (2006) ponen en evidencia una tendencia a la disminución de caudales en el Amazonas peruano (en la estación de Tamshiyacu, cerca de Iquitos) para el periodo de 1970-2005, en especial en las series de caudales de estiaje.

Al analizar la serie a largo plazo de caudales en Óbidos, Labat et al. (2004, 2005) muestran que tanto la variabilidad interdecadal de caudales de estiaje (15.5 años), como la variabilidad bidecadal de caudales máximos, pueden vincularse a la variabilidad de la SST en el Atlántico tropical Norte y del Pacífico (caudales mínimos) y a la variabilidad del Atlántico tropical Sur (caudales máximos). García y Mechoso (2005) encontraron una periodicidad de 9 años en el río Paraguay-Paraná y una oscilación alrededor de 17 años en la descarga anual en el Amazonas, en Óbidos, y en los ríos Tocantins y Sao Francisco. En la parte sur de Sudamérica, Pasquini & Depetris (2007) encontraron

una variabilidad quasi década en los afluentes del río de La Plata, en el río Colorado en la Patagonia y periodicidades quasi bidecadales en los caudales de los ríos de La Plata, Colorado y Santa Cruz. Robertson & Mechoso (2000) atribuyen estas variabilidades al ciclo de 17 años del sistema monzónico en Sudamérica.

En conclusión, la mayoría de los autores mencionan los posibles vínculos entre la variabilidad a largo plazo de caudales y la variabilidad climática. Los autores niegan el rol de la deforestación sobre los cambios encontrados en 1970, descrito por ejemplo por Callède et al. (2004) o Baines y Folland (2007), puesto que en esta fecha, la deforestación era insignificante en el sur de la Amazonía.

DATOS Y MÉTODOS

Se han compilado los datos diarios de niveles de agua; la calidad de estos datos es supervisada por las instituciones nacionales encargadas del monitoreo hidrológico en los diferentes países de la cuenca del Amazonas: la Agencia Nacional de Águas (Agencia Nacional de Aguas- ANA, Brasil) y el Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología- SENAHMI de Perú y de Bolivia). Las curvas de calibración de cerca de treinta estaciones se han determinado gracias a aforos realizados por los investigadores del programa HYBAM entre 1996 y 2008, utilizando el *Acoustic Doppler Current Profiler* (ADCP). Esta metodología ha demostrado estar bien adaptada a los grandes ríos amazónicos (Filizola & Guyot, 2004). En algunas estaciones (Manacapuru, Fazenda Vista Alegre e Itaituba), la descarga no es solo una simple función del nivel del agua debido al efecto del remanso (Meade et al., 1991). Las curvas de medición han sido establecidas utilizando el método de desniveles normales. Se basa en la corrección del nivel del agua, utilizando la diferencia de niveles entre una estación particular y otra río abajo, y la distancia entre ambas (Jacob & Cudo, 1989). Los valores de la descarga mensual y anual han sido obtenidos utilizando datos diarios.

En este estudio, las 18 estaciones hidrométricas se seleccionan en base a la dimensión de sus vertientes, sus descargas medias, su ubicación y el período

disponible de datos. Algunas cuencas andinas más pequeñas también son documentadas. La Tabla 1 y la Fig. 1 muestran la ubicación y las principales características de las estaciones. Los datos de caudales se encuentran disponibles para diversos periodos, dependiendo de las estaciones. El período común seleccionado para este trabajo es 1974-2004 para las cuencas principales y 1990-2005 para las cuencas andinas más pequeñas.

Cuatro estaciones se encuentran en el sur y drenan ríos en sentido Norte - Sur: estas son (de este a oeste), Itaituba (ITA) sobre el río Tapajós, Altamira (ALT) en el río Xingu, Fazenda Vista Alegre (FVA) y Porto Velho (PVE) río arriba y río abajo del río Madeira, respectivamente. Los datos de las dos estaciones, Gaviao (G) en el río Juruá y Lábrea (L) en el río Purus, en el Amazonas brasileño, se agregan para crear una estación virtual Gaviao-Lábrea (G-L) que tiene una dimensión y descarga del mismo orden de magnitud que las otras estaciones. Cuatro estaciones se encuentran a lo largo del río Solimões: Tamshiyacu (TAM) en el río Amazonas peruano, que drena las regiones tropicales y ecuatoriales de Perú y Ecuador, Santo Antônio do Içá (SAI), que drena regiones ecuatoriales del noroeste, río arriba del río Solimões. Acanauí (ACA) en el río Japurá, que drena aguas del Amazonas colombiano ecuatorial, y finalmente Manacapuru (MAN), sobre el río Solimões. Hacia el norte, se cuenta con Caracaraí (CAR) en el río Branco, que drena las regiones tropicales en el hemisferio norte mientras que Serrinha (SER) drena la cuenca noroeste del río Negro. Finalmente, Óbidos (OBI) en el curso principal del Amazonas, que reúne al río Negro, Solimões y Madeira. Dos estaciones registran descargas desde los Andes: el 22% del área de la cuenca del PVE se encuentra en los Andes del Perú y Bolivia y el 53% del área de la cuenca del TAM está en los Andes de Perú y Ecuador. Las estaciones de medición PVE y FVA tienen parte de sus vertientes en el escudo brasileño. ITA y ALT se encuentran completamente en el escudo brasileño y finalmente las cuencas de CAR y SER se encuentran parcialmente en el escudo guayanés. Cinco estaciones complementarias en Perú y Bolivia se

utilizan para dar mayor información detallada sobre las subcuencas andinas (Tabla 1 y Fig. 1). San Regis (SRE) y Borjas se encuentran en el río Marañón que drena el noroeste de la amazonía peruana y parte de la ecuatoriana. Requena (REQ) en el río Ucayali drena el sur de la amazonía peruana. Los ríos Ucayali y Marañón forman el río Amazonas, donde se

encuentra TAM, siendo esta estación la primera del río Amazonas. PVE, río arriba del río Madeira, Guayaramerín (GUA) en el río Mamoré y Cachuela Esperanza (CAE) en el río Beni drenan aguas del llano amazónico y de las regiones montañosas de Bolivia y del sureste de Perú.

Tabla 1. Ubicación, tamaño y caudal medio anual entre 1974 y 2004 (Qmed); descarga máxima mensual (Qmax) y la descarga mínima mensual (Qmin) en m³/s; coeficientes de variabilidad para Qmax, Qmed y Qmin; coeficiente de variabilidad estacional; porcentaje de la superficie de la cuenca hasta Óbidos; porcentaje del caudal medio anual del Amazonas en Óbidos, en las trece estaciones principales (arriba); una estación virtual (G-L); cinco estaciones de ríos andinos (medio) y cinco estaciones residuales anotadas con * (abajo). Las subcuencas de Altamira e Itaituba, en los ríos Xingu y Tapajós, respectivamente, no son parte de la cuenca del Amazonas hasta Óbidos.

Station	River	Lat	Lon	Area (Km ²)	Qmean (m ³ /s)	Qmax (m ³ /s)	Qmin (m ³ /s)	iVC Qmean	iVC Qmax	iVC Qmin	sVC	%Area to OBI	%Qmean to OBI
Altamira ALT	Xingu	-3,38	-52,14	469 100	7 800	22 300	1 000	0,22	0,21	0,26	0,88		
Itaituba ITA	Tapajós	-4,28	-57,58	461 100	11 700	24 500	3 000	0,14	0,11	0,26	0,59		
Porto Velho PVE	Madeira	-8,74	-63,92	954 400	18 300	37 900	3 900	0,17	0,14	0,26	0,60	20,4	10,6
Gaviao G	Juruá	-4,84	-66,85	170 400	4 900	9 100	900	0,10	0,07	0,21	0,60	3,6	2,8
Lábrea L	Purus	-7,25	-64,80	230 000	5 500	11 100	2 100	0,08	0,05	0,22	0,70	4,9	3,2
Tamshiyacu TAM	Amazonas	-4,00	-73,16	726 400	31 700	46 700	16 400	0,12	0,11	0,26	0,31	15,5	18,4
Santo Antônio do Içá SAI	Solimões	-3,08	-67,93	1 158 600	54 800	77 550	27 100	0,09	0,08	0,25	0,25	24,8	31,8
Acanauí ACA	Japura	-1,82	-66,60	251 800	14 800	22 900	5 300	0,09	0,08	0,44	0,32	5,4	8,6
Serrinha SER	Negro	-0,48	-64,83	291 100	16 500	28 500	5 900	0,10	0,09	0,34	0,35	6,2	9,6
Caracaraní CAR	Branco	1,83	-61,38	130 600	2 900	9 600	500	0,27	0,25	0,52	0,74	2,8	1,7
Fazenda vista Alegre FVA	Madeira	-4,68	-60,03	1 293 600	27 800	58 300	5 100	0,12	0,10	0,36	0,65	27,6	16,1
Manacapuru MAN	Solimoes	-3,31	-60,61	2 242 400	102 600	139 000	58 800	0,09	0,08	0,21	0,25	47,9	59,5
Óbidos OBI	Amazon	-1,93	-55,50	4 680 000	172 400	240 000	100 200	0,09	0,09	0,15	0,27		
Gaviao - Lábrea G-L	Juruá - Purus	-4,84, -7,25	-66,85, -64,80	400 400	10 400	19 700	2 100	0,09	0,05	0,20	0,66	8,6	6,0
Guayaramerín GUA	Mamoré	-10,80	-65,30	532 800	7 600	14 800	1 600	0,18	0,17	0,38	0,64	11,4	4,4
Cachuela Esperanza CAE	Beni	-10,50	-65,60	259 800	8 600	16 000	2 800	0,13	0,11	0,27	0,51	5,6	5,0
Requena REQ	Ucayali	-5,00	-73,90	350 000	13 500	23 200	4 400	0,17	0,13	0,36	0,45	7,5	7,8
Borja BOR	Marañón	-4,43	-77,60	117 000	4 700	14 600	1 400	0,12	0,12	0,13	0,29	2,5	2,7
San Regis SER	Marañón	-4,40	-74,00	362 000	14 900	22 200	6 200	0,16	0,17	0,20	0,25	7,7	8,6
Fazenda Vista Alegre FVA*	Madeira	-4,68	-60,03	339 200	9 400			0,20				7,2	5,5
Manacapuru MAN*	Solimões	-3,31	-60,61	431 600	22 000			0,19				9,2	12,8
San Regis SRE*	Marañón	-4,40	-74,00	245 000	10 200	18 500	3 500	0,22	0,20	0,24	0,28	5,2	5,9
Santo Antônio do Içá SAI*	Solimões	-3,08	-67,93	432 200	24 100	31 000	14 800	0,12	0,12	0,29	0,26	9,2	14,0
Óbidos OBI*	Amazon	-1,93	-55,50	746 780	22 400			0,31				16,0	13,0

Cinco estaciones suplementarias se crearon para dar información sobre la contribución y la variabilidad de una parte de las grandes subcuencas, éstas son llamadas “estaciones residuales”. Sus descargas son la diferencia entre las descargas de una estación río abajo y otra estación río arriba. La estación residual de Santo Antonio do Içá (SAI*), es la diferencia entre la descarga en SAI y TAM, y la estación residual Fazenda Vista

Alegre (FVA*), es la diferencia entre la descarga en FVA y PVE. La estación residual de Manacapuru (MAN*) es la diferencia entre la descarga en MAN y la suma de las descargas en SAI, G-L y ACA. La estación residual de Óbidos (OBI*) corresponde a la diferencia entre la descarga en OBI y la suma de las descargas en CAR, SER, MAN y FVA. Finalmente, en las subcuencas andinas, la descarga en la

estación residual de San Regis (SRE*) es la diferencia entre las descargas en SRE y BOR (Tabla 1 y Fig.1).

Con el fin de comparar los caudales en las diferencias subcuencas, la escorrentía en milímetros (mm) se calcula en cada estación. Los valores particulares como el máximo y mínimo mensual de la escorrentía anual (Q_{max} y Q_{min} , respectivamente) se individualizan y complementan la escorrentía media anual (Q_{med}). El coeficiente de variabilidad interanual (iVC), relación entre la desviación estándar y el promedio de los valores de los datos anuales, se calculan para cada serie hidrológica ($iVC_{Q_{med}}$, $iVC_{Q_{max}}$ y $iVC_{Q_{min}}$, respectivamente). El coeficientes de variación estacional (sVC) es la relación entre la desviación estándar de los valores medios mensuales (1974-2004) y el promedio de los valores medios mensuales. La amplitud estacional se calcula sustrayendo el Q_{min} al Q_{max} . Los datos de caudales mínimos y máximos no están disponibles para las cuencas

residuales porque la diferencia entre valores extremos en las estaciones río arriba y río abajo podrían ser negativas, ya que existe un intervalo de tiempo entre las ocurrencias de los extremos en las diferentes subcuencas, SAI* es una excepción, ya que se encuentra cerca de la estación TAM aguas arriba (~1000 km).

El Índice de Oscilación del Sur (SOI), diferencia estandarizada de la presión entre Tahití y Darwin, proviene de la *National Oceanic and Atmospheric Administration-Administración Nacional Oceánica y Atmosférica* (CPC-NOAA)

<http://.cdc.noaa.gov/>. Los datos SST también provienen del CPC-NOAA. SST mensuales (1950-2000) fueron provistos para el Atlántico tropical Norte (NATL, 5-20N; 60-30W) y el Atlántico tropical Sur (SATL, 0-20S, 30W-10E). La diferencia estandarizada de SST entre el Atlántico tropical Norte y Sure (NATL-SATL) es calculada para determinar el gradiente de SST en esta cuenca oceánica.

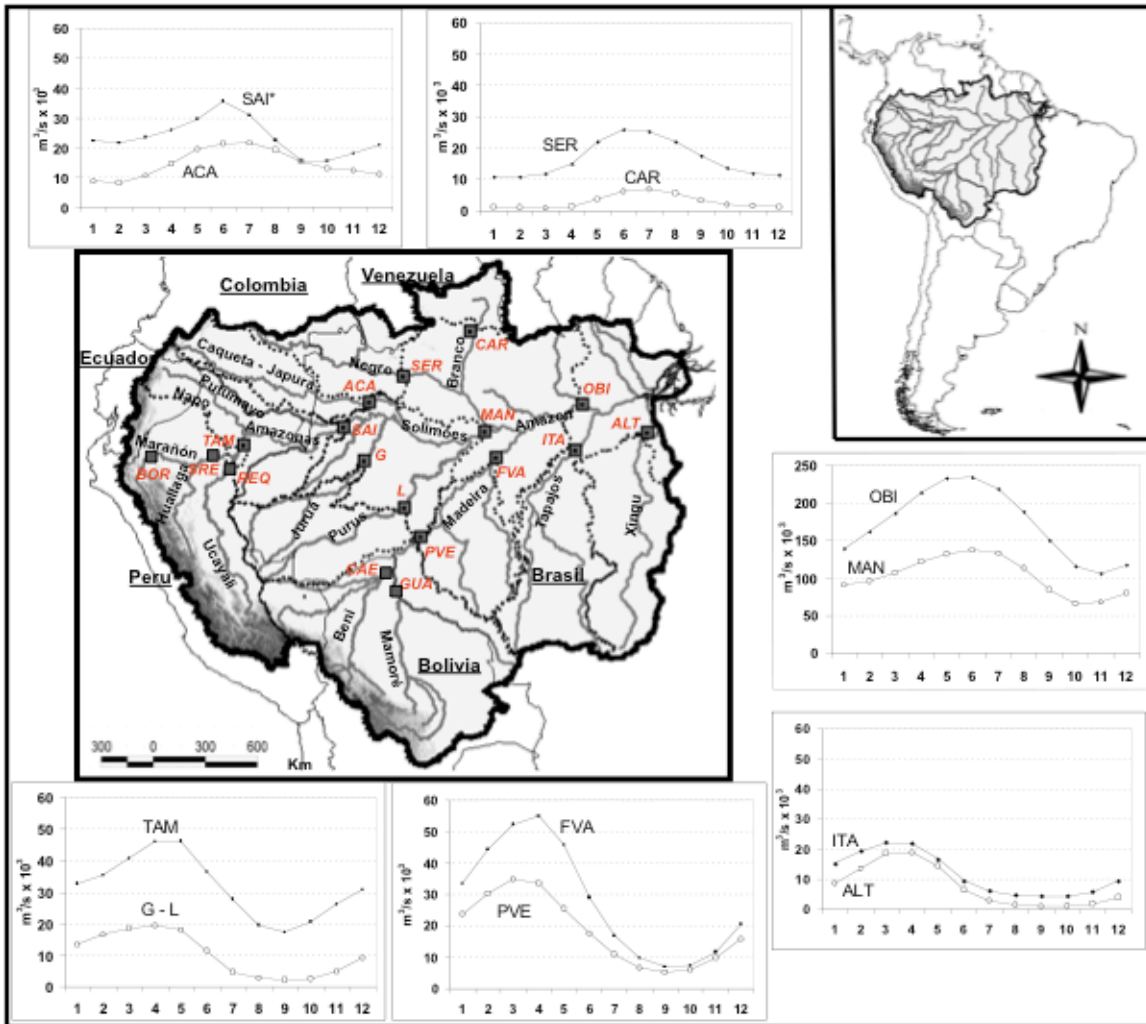


Fig.1. Localización de las principales subcuencas y estaciones hidrológicas de la Cuenca del Amazonas. La descarga media mensual de 1974-2004 ($m^3/s \times 10^3$) es indicada para cada subcuenca. Los datos en G-L son la suma de los datos de las estaciones de Gavião y Lábrea. Las subcuencas de Altamira e Itatuiba, en los ríos Xingu y Tapajós, respectivamente, no son parte de la cuenca del Amazonas hasta Óbidos. El eje X va de 01 (enero) a 12 (diciembre), las regiones montañosas de los Andes se encuentran en gris.

Una grilla homogénea de datos de precipitación (0.25×0.25), es construida para toda la cuenca, utilizando datos observados de 756 estaciones de precipitación reunidos en el marco del programa HYBAM y para el periodo de 1975-2003 (Espinoza et al., 2008). Las láminas de lluvias medias, son calculadas usando el método de Kriging.

La administración de los datos de nivel de agua, el procesamiento de las curvas de calibración, el cálculo de caudales y la espacialización de las lluvias, se han realizado utilizando el software HYDRACCESS (Vauchel, 2005) diseñado dentro del programa HYBAM (descarga libre en

<http://www.mpl.ird.fr/hybam/outils/hydraccess>). La extensiones geográficas de las subcuencas y la red de ríos son estimados utilizando el SRTM (Topográfica Radar Shuttle) Modelo Digital de Elevación (Rabus et al. 2003), con un nivel de resolución de 3 arc sec ($\sim 90m$), utilizando el Modelizador Hidrológico y PrePro2000 (Olivera et al., 2002) extensiones ArcGIS.

Cambios y rupturas en las series de caudales se evalúan mediante diversos métodos estadísticos. El método Bayesiano de Buishand (Buishand, 1982), que es válido aún para distribuciones de variables diferentes a la distribución normal, se basa en cambios en la media de las series. El método de Pettitt (Pettitt, 1979) es un test

no-paramétrico basado en los cambios en la media y el rango de las series; se considera uno de los test más robustos para la identificación de cambios en series cronológicas (Zbigniew, 2004). El test de Lee y Heghinian (Lee & Heghinian, 1977) utiliza el promedio como un indicador del cambio gracias a una distribución *a posteriori* de Student. Finalmente, la segmentación de Hubert (Hubert et al., 1989) verifica si la diferencia en la desviación estándar y el promedio entre los periodos es significativa, y es apropiado para la búsqueda de múltiples cambios en las series. En este trabajo, se identifica una ruptura cuando ésta es detectada por todos los test. Para la aplicación de los diferentes tests, es utilizado el programa KHRONOSTAT (IRD, 2002).

La tendencia en las diferentes series cronológicas se ha evaluado utilizando una correlación lineal “*r*” de Pearson y correlaciones basadas en el rango. La razón principal para utilizar ambas pruebas es que la prueba de rango no-paramétrica es ideal para los datos no distribuidos normalmente, los cuales se encuentran frecuentemente en series hidrológicas. El test “*p*” Spearman (Siegel & Castellan, 1988) es una prueba no-paramétrica, basada en el rango, que puede ser utilizada también para detectar una tendencia monótonica en una serie cronológica. La aplicación de este test en series hidrometeorológicas ha sido mencionado por Pilon et al. (1985) y McLeod et al. (1991), entre otros. También se aplicó la prueba no-paramétrica, basada en el rango de “*T*” (Kendall, 1975). Esta prueba ha sido comúnmente utilizada para evaluar la significancia de la tendencia en series hidrometeorológicas (Hirsch et al., 1982; Cailas et al., 1986; Gan, 1998; Yu et al., 1993; Zhang et al., 2000; Zhang et al., 2001). Yue et al. (2002) midieron la validez de ambas pruebas no-paramétricas y concluyeron que las pruebas de Kendal y de Spearman tienen similar capacidad de detectar una tendencia en las series de datos hidrometeorológicos. Adicionalmente, un índice es calculado para la medida de la tendencia utilizando la Eq. (1), donde *b* es la pendiente de la tendencia lineal y *X* es el valor medio de la serie. El índice mide el incremento o disminución de la descarga en porcentaje, considerando el valor medio de

cada serie cronológica (*Q*_{med}, *Q*_{max}, *Q*_{min}). Si el valor del índice es 1 (o -1), el incremento de caudal (o disminución) equivale a la media de la serie en 100 años, si es que la tendencia no cambia. El índice se calcula para todo el periodo de tiempo (1974-2004). La pendiente (*b*) representa el cambio en la descarga durante un período de tiempo dado.

$$I = (b/X).100 \quad (1)$$

Finalmente, la variabilidad espaciotemporal de la escurrentía se examina sobre la base de un análisis de componentes principales (PCA) (Dillon & Goldstein, 1984) sobre las series cronológicas de *Q*_{max}, *Q*_{med} y *Q*_{min} para el periodo 1974-2004. El PCA aplicado es del tipo Varimax con el fin de evitar una exagerada influencia espacial de las variables que contribuyen altamente en las definiciones de los factores (Richman, 1986; Dommengat & Latif, 2002).

RESULTADOS

Distribución espacial de los caudales y el origen del régimen hidrológico del río Amazonas en Óbidos

Considerando la dimensión continental de la cuenca del Amazonas y su extensión sobre ambos hemisferios, esta cuenca incluye diversos regímenes de precipitación y, consecuentemente, diversos regímenes hidrológicos (Fig. 1). Por un lado, se observa un régimen tropical meridional con un caudal máximo de marzo a mayo y un caudal mínimo de agosto a octubre en las cuencas del sur (PVE, FVA, G-L, ALT e ITA). Por otro lado, un régimen tropical norte caracteriza a CAR con un caudal máximo entre junio a agosto y un caudal mínimo de diciembre a Marzo. El Coeficiente de Variación Estacional (sVC) se registra elevado en el sur (aproximadamente 0.60 en PVE, G-L e ITA) y en los extremos norte y sur (0.74 en CAR y 0.88 en ALT cuyo clima es muy seco durante el invierno austral) (Tabla 1). En el caso de las otras estaciones (TAM, SAI*, ACA, SER y OBI), el ciclo anual es menos marcado que en las regiones tropicales. Generalmente, las altas descargas hídricas ocurren de mayo a julio y con un mes de anticipación en TAM, cuya cuenca es en parte tropical, mientras que las

descargas en estiaje se observan de septiembre a noviembre, con un mes de anticipación en TAM. En dichas cuencas, los valores del sVC son bajos, entre 0.26 y 0.35. En el caso de OBI, el valor del sVC es bajo debido a la influencia de las estaciones noroccidentales, las cuales contribuyen al curso principal con mayor cantidad de agua, y a la combinación desfasada de caudales de los diferentes afluentes. Esto produce en OBI, un hidrograma con una amplia y única crecida. Los distintos regímenes de caudales están en acorde con la estacionalidad de las precipitaciones (ejem. Salati et al., 1978; Figueroa & Nobre, 1990; Espinoza et al., 2008) y de los regímenes de descarga reportados por Molinier et al. (1996), Laraque et al. (2007) y Marengo et al. (2008).

Los datos de caudales diarios durante tres años (1994 – 1996) se presentan para OBI en el curso principal, en una subcuenca noroccidental (SAI, a 1870 km de OBI), en una subcuenca del norte (SER, a 1370 km de OBI) y en una subcuenca del sur (PVE, a 1630 km de OBI) (Fig. 2a). En PVE, el ciclo anual tropical es muy marcado. Se observa un desfase de dos a tres meses entre los extremos de PVE y OBI. El ciclo anual en SER y SAI presenta picos irregulares al inicio del año, los cuales preceden al máximo caudal anual de junio y presentan el ciclo semianual que también se observa en OBI (Labat et al., 2005) y en Ecuador (Laraque et al., 2007). Además, la estacionalidad es menos marcada en SER y SAI, así como sucede en OBI. Se observa un desfase de uno a dos meses entre los extremos de SAI y OBI (el primero precede a OBI) y otro desfase de un mes entre OBI y SER (el primero precede a SER).

A escala de tiempo anual, 40% del escurrimiento en OBI proviene de las cuencas del sur, que equivalen en superficie al 52% de la cuenca de drenaje de OBI (PVE, TAM, FVA* y G-L. Tabla 1), mientras que 34% del escurrimiento proviene de SAI*, ACA, SER y CAR (23% de la superficie de drenaje de OBI). Otro 26% del escurrimiento proviene de las cuencas residuales centrales, MAN* y OBI, que corresponde al 25% de la superficie de drenaje de OBI. Las respectivas contribuciones de las subcuencas a la escorrentía de OBI cambian durante el año de acuerdo con los distintos ciclos anuales (Fig. 2b). Durante la primera parte del ciclo anual en OBI, son los ríos del sur los que contribuyen en mayor magnitud con la descarga del curso principal. Inicialmente PVE y G-L registran una máxima contribución en marzo, mientras que TAM registra su máxima contribución en abril. Durante dichos periodos, se observa una descarga baja en estaciones del norte. Más adelante, la descarga disminuye en las estaciones del sur mientras que ésta aumenta en las estaciones del norte. SAI* presenta una contribución máxima en julio, así como en ACA, SER y CAR durante agosto y septiembre. Luego, la descarga disminuye en el norte, mientras que ésta se encuentra muy baja en el sur tras el periodo de estiaje; por su parte, OBI presenta su descarga en estiaje (noviembre). Las contribuciones de las cuencas del norte y del sur son equivalentes, sin embargo las cuencas del norte son más pequeñas pero más lluviosas que las grandes cuencas del sur (Tabla 1 y Fig. 2b).

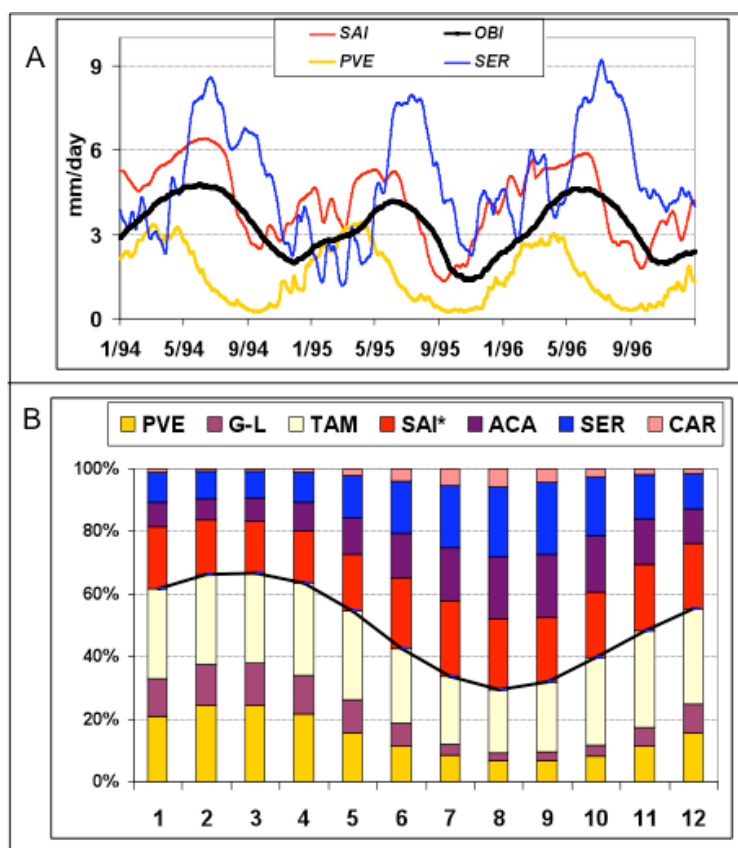


Fig. 2. A: Escorrentía media diaria (mm/día) en SAI, SER, PVE y OBI del 01/01/1994 al 31/12/1996. B: Contribución media mensual (en %) de cada uno de los ríos a la descarga media mensual en OBI menos la descarga media mensual en las cuencas residuales centrales (OBI*, MAN*, FVA*). La línea negra divide las contribuciones de las cuencas del sur de las del norte.

El coeficiente de variabilidad interanual (iVC) de Q_{med} , Q_{max} y Q_{min} presenta la misma estructura regional que la variabilidad estacional. El iVC de Q_{med} es aproximadamente 0.10 en las cuencas del norte y noroccidentales (TAM, SAI*, ACA, SER, G-L y OBI). Los valores son más altos, entre 0.14 y 0.20, en las regiones centrales y meridionales (PVE, ITA, MAN*, FVA*). No obstante, se encuentran valores mucho mayores en el extremo norte (0.27 en CAR), en el sudeste (0.22 en ALT) y en el este (0.31 en OBI*), es decir, en las regiones próximas al océano Atlántico y que se muestran sensibles al ENSO y a la variabilidad atlántica (Uvo & Graham,

1998; Guyot et al., 1998; Uvo et al., 1998; Ronchail et al., 2005b, etc.).

Considerando que la variabilidad interanual y estacional poseen las mismas características, éstas pueden relacionarse según la Fig. 3. Las estaciones noroccidentales (TAM, SAI*, ACA, SER) y OBI se encuentran situadas en la parte izquierda de la Fig. 3 indicando la débil estacionalidad y baja variabilidad interanual. En las estaciones del sur (PVE e ITA), la variabilidad estacional e interanual es media, y es muy elevada en el extremo norte y sudeste (CAR y ALT, respectivamente).

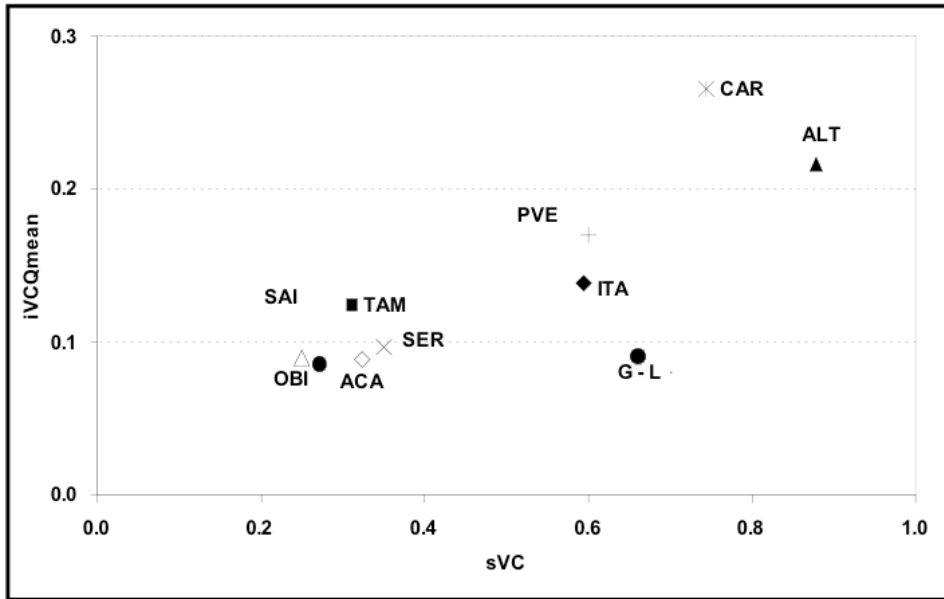


Fig. 3. Relación entre el coeficiente de la variabilidad interanual del Qmed (iVCQmed) y el coeficiente de variabilidad estacional (sVC) en las principales subcuencas.

Evolución de la escorrentía durante el periodo 1974-2004

La evolución de la escorrentía anual del Qmed, Qmax y Qmin se muestran en la Fig.

4a para las estaciones del sur en la Fig. 4b para las estaciones del norte. Los valores anuales se encuentran calculados en función del ciclo hidrológico de cada estación.

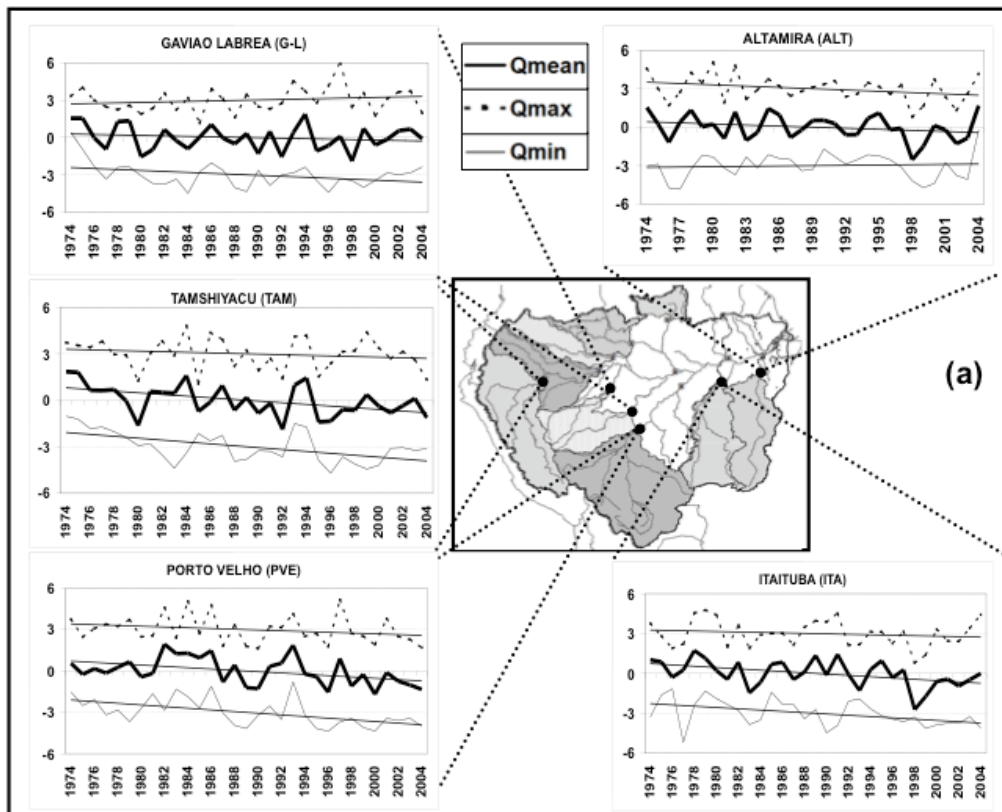


Fig. 4a. Evolución temporal del Qmax, Qmed y Qmin (1974-2004) en Las subcuencas del sur. Los valores se encuentran estandarizados y corregidos por coeficientes con el fin de evitar confusiones entre las diferentes líneas. El coeficiente es 3 para Qmax, 0 para Qmed y -3 para Qmin.

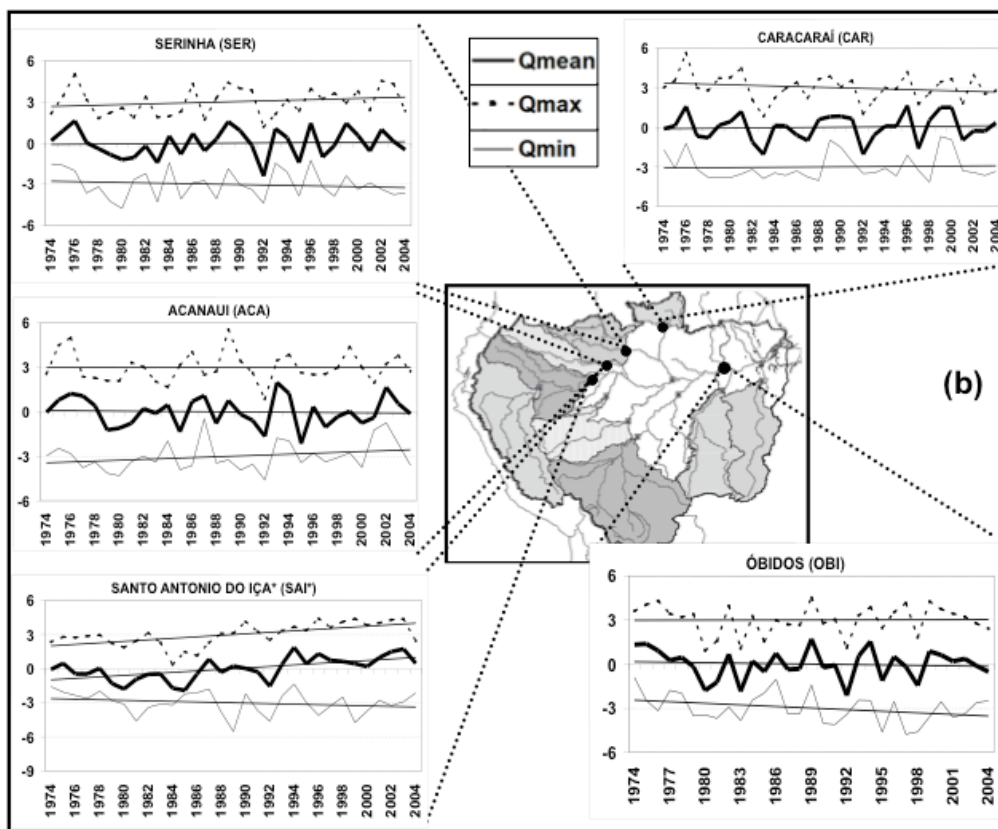


Fig. 4b. Como la Fig.4a pero para sub cuencas del norte.

Los test de rupturas aplicados a las series de escorrentía para el periodo 1974-2004, señalan quiebres en la serie de Qmin de PVE y TAM en 1992 y 1986, respectivamente, y en la serie del Qmax de SAI* en 1992 (Tabla 2). En el sur, el Qmin en PVE cambia de 150 mm/año durante los setenta hasta 100 mm/año durante el inicio del siglo XXI, y de 780 a 580 mm/año en TAM, lo que corresponde a una disminución de la escorrentía de 18% en ambas estaciones. En SAI*, el Qmax se incrementa de 2150 mm/año durante los años setenta a 2500 mm/año durante el inicio del siglo XXI, lo que corresponde a un incremento de 16%.

Los resultados del análisis de tendencias se presentan en la Tabla 3 y en la Fig. 5. En el sur, los valores extremos de la escorrentía disminuyen. Así, las disminuciones del Qmed y el Qmin son significativas al nivel de 99% en TAM, PVE e ITA, es decir, en las cuencas meridionales del Amazonas peruano, Madeira y Tapajos, respectivamente (Fig. 5b y c). De la misma

forma, el Qmed disminuye en toda la cuenca de FVA. Considerando el Qmed en la cuenca residual de FVA* no disminuye significativamente, se puede concluir que la disminución relevante del Qmed en el río Madera sucede río arriba (PVE, Fig. 5b). La disminución del Qmin de la escorrentía en PVE, TAM e ITA (véase índice de tendencia en Tabla 3) es aproximadamente de 1.30% por año. La disminución del Qmed es menos relevante, aproximadamente 0.65% por año en las tres estaciones. En el sur, la tendencia a la disminución del Qmed de 1974 a 2004, corresponde a un retorno a valores de escorrentía más bajos, tras los valores altos durante los años setenta (Marengo et al., 1998; Callède et al., 2004). El análisis de las tendencias de escorrentía antes y después de las rupturas del Qmin de 1992 y 1986, en PVE y TAM respectivamente, registra tendencias negativas antes del cambio de ambas estaciones y una escorrentía estable luego de éste.

Tabla 2. Estaciones hidrológicas en las que se detectan cambios según todos los tests de rupturas (Buishand, Pettitt, Lee and Heghinian and Hubert). Se presentan los valores de escorrentía medios y el porcentaje de cambio entre periodos antes y después del quiebre, así como los coeficientes de variación, los índices de tendencia y los coeficientes de tendencia de Pearson, Spearman y Kendall para los periodos anteriores y posteriores a las rupturas. Los bloques negros corresponden a los años donde se detectan los quiebres.

	1974	1976	1978	1980	1982	1984	1986	1987	1988	1990	1992	1993	1994	1996	1998	2000	2002	2004
PVE - Qmin																		
Mean Values (mm)						140						115 (-18%)						
Variation Coefficient						0,19						0,26						
Trend Index(%)						-1,20						-2,95						
Pearson						-0,35						-0,42						
Spearman						-0,31						0,10						
Kendall						-0,19						0,07						
TAM - Qmin																		
Mean Values (mm)						770						630 (-18%)						
Variation Coefficient						0,18						0,20						
Trend Index(%)						-3,34						-0,63						
Pearson						-0,71						-0,17						
Spearman						-0,68						0,13						
Kendall						-0,55						0,06						
SAI* - Qmax																		
Mean Values (mm)						2120						2460(+16%)						
Variation Coefficient						0,10						0,07						
Trend Index(%)						0,22						0,06						
Pearson						0,12						0,03						
Spearman						0,21						0,07						
Kendall						0,21						0,09						

Los resultados del análisis de tendencias se presentan en la Tabla 3 y en la Fig. 5. En el sur, los valores extremos de la escorrentía disminuyen. Así, las disminuciones del Qmed y el Qmin son significativas al nivel de 99% en TAM, PVE e ITA, es decir, en las cuencas meridionales del Amazonas peruano, Madeira y Tapajos, respectivamente (Fig. 5b y c). De la misma forma, el Qmed disminuye en toda la cuenca de FVA. Considerando el Qmed en la cuenca residual de FVA* no disminuye significativamente, se puede concluir que la disminución relevante del Qmed en el río Maderia sucede río arriba (PVE, Fig. 5b). La disminución del Qmin de la escorrentía en PVE, TAM e ITA (véase índice de

tendencia en Tabla 3) es aproximadamente de 1.30% por año. La disminución del Qmed es menos relevante, aproximadamente 0.65% por año en las tres estaciones. En el sur, la tendencia a la disminución del Qmed de 1974 a 2004, corresponde a un retorno a valores de escorrentía más bajos, tras los valores altos durante los años setenta (Marengo et al., 1998; Callède et al., 2004). El análisis de las tendencias de escorrentía antes y después de las rupturas del Qmin de 1992 y 1986, en PVE y TAM respectivamente, registra tendencias negativas antes del cambio de ambas estaciones y una escorrentía estable luego de éste.

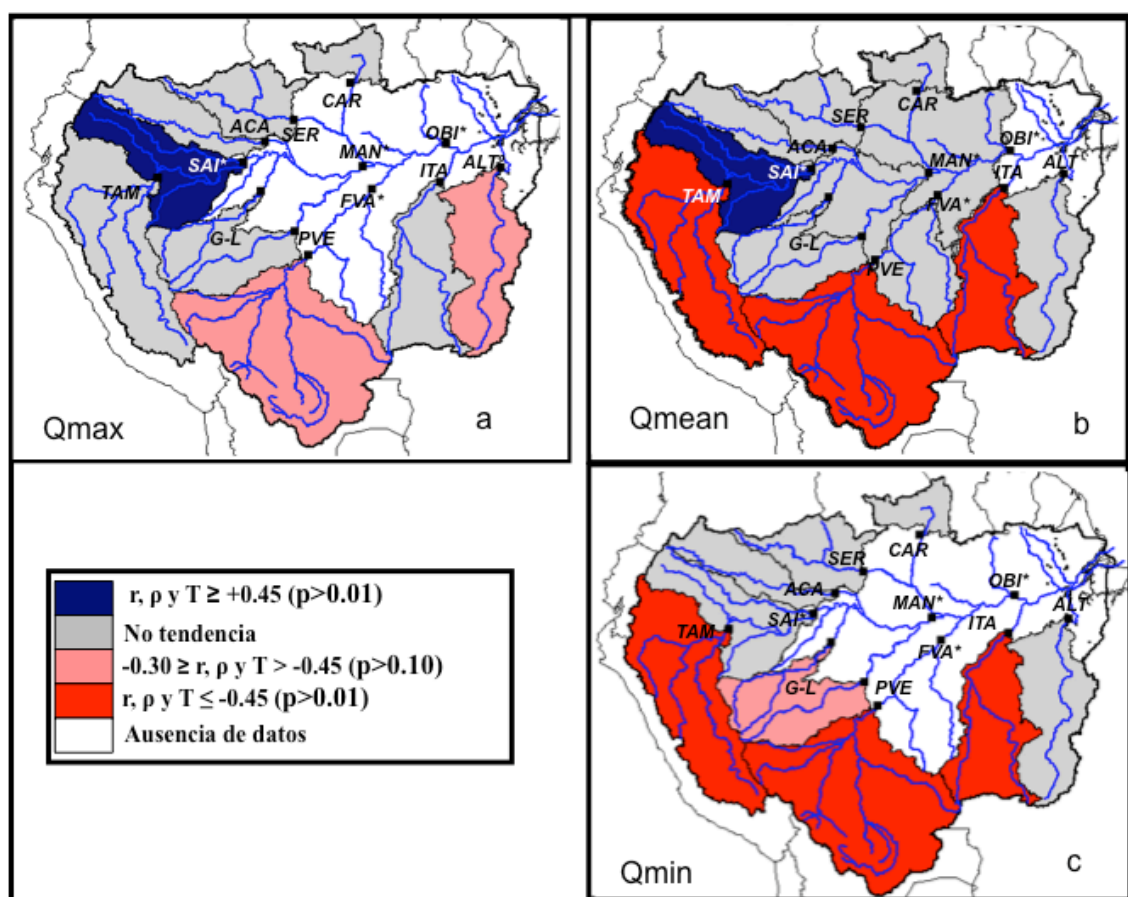


Fig. 5. Coeficientes de correlación de Pearson (r), Spearman (p) y Kendall (T) entre la escorrentía y el tiempo (1974-2004) en las subcuencas amazónicas para (a) los valores máximos anuales (Q_{max}), (b) valores medios anuales (Q_{med}) y (c) valores mínimos (Q_{min}). Los valores por encima de 0.30 son significativos al nivel de 90%, aquellos por encima de 0.45 son significativos al nivel de 99%. Los colores indican la señal y la fuerza de la tendencia: rojo (tendencia negativa) y azul (tendencia positiva).

En las cuencas del norte, la señal principal se encuentra aguas arriba del río Solimões y en los ríos Napo y Putumayo en SAI* (Fig. 5a y b), donde el Q_{max} y Q_{med} se incrementa de manera drástica en el periodo 1974-2004, aunque ésta no sea regular, puesto que, en un primer momento, la descarga disminuye hasta mediados de los ochenta para luego incrementarse significativamente (Fig. 4b). El índice de tendencia es de 0.75 y 0.83 anual para el Q_{max} y Q_{med} , respectivamente. Una disminución leve del Q_{min} se registra en SAI* (Fig. 5c). No existe ninguna tendencia en SAI* antes ni después de la ruptura de 1992. En dicha estación, la tendencia de amplitud es positiva y significativa al nivel de 99%. En toda la cuenca de MAN, no existe ninguna tendencia del Q_{med} , puesto que el Q_{min} disminuye ligeramente y el Q_{max} presenta un ligero incremento (lo que

también se registra en la cuenca residual de MAN*). Esto sugiere que las variaciones importantes no se producen en la cuenca residual de MAN, sino en las cuencas río arriba.

La comparación entre estos resultados y los de otros autores (Richey et al., 1989; Marengo et al., 1998) resulta difícil, puesto que esta investigación se desarrolló en un periodo más breve y reciente (1974-2004). Asimismo, las señales principales se encuentran en cuencas donde no se había investigado anteriormente (Madeira superior y Solimões superior). No obstante, la falta de tendencia en el río Negro es similar a los resultados alcanzados por Marengo et al. (1998).

En OBI, la amplitud se incrementa ligeramente debido a que el Q_{min} disminuye, mientras que el Q_{max} se mantiene constante y con niveles elevados

desde mediados de los setenta tras la primera ruptura de dicha década (Callède et al., 2004). El incremento de la amplitud en Óbidos se encuentra asociado a la disminución del Qmin en los ríos Madeira y Amazonas peruano al sur, y al incremento del Qmax en SAI* al noroeste (Figs. 4 and 5). Asimismo, éste incremento se mantiene consistente tras la ruptura en PVE y SAI* (Tabla 2). La estabilidad del Qmed en OBI está en acorde con a la ausencia de tendencia en OBI*, MAN*, CAR, SER,

ACA y a las leves disminuciones registradas en las cuencas del sur (PVE y TAM), a pesar del significativo incremento del Qmed en SAI*. Finalmente, la ausencia de tendencia de Qmed en Óbidos no significa que no existan tendencias hidrológicas en la cuenca amazónica, por el contrario, la ausencia de la tendencia del Qmed en el curso principal sintetiza las fuertes tendencias opuestas en las distintas subcuencas.

Tabla 3. Relaciones entre la escorrentía máxima mensual (Qmax), media anual (Qmed) y mínima mensual (Qmin) y el tiempo, realizado con los coeficientes de correlación de Pearson (r), Spearman (p) y Kendall (T). Se señalan en azul oscuro, las tendencias positivas significativas al nivel de 99%; en rojo, las tendencias negativas significativas al nivel de 99%; en rosado, las tendencias negativas significativas al nivel de 90% y en blanco, la ausencia de tendencia. Los índices de tendencia son las pendientes de las relaciones lineales entre los valores medios y el tiempo. La amplitud es la diferencia entre las pendientes del Qmax y Qmin.

STATION	Q max			Q mean			Q min			TREND INDEX			
	r	p	T	r	p	T	r	p	T	Qmax	Qmean	Qmin	Amp
ALT	-0,31	-0,19	-0,11	-0,26	-0,17	-0,11	0,08	-0,04	-0,05	-0,69	-0,59	0,20	-1,02
ITA	-0,16	0,00	0,00	-0,45	-0,42	-0,28	-0,45	-0,51	-0,39	-0,18	-0,62	-1,20	-0,20
PVE	-0,25	-0,25	-0,17	-0,44	-0,43	-0,28	-0,55	-0,59	-0,38	-0,34	-0,68	-1,41	-0,22
FVA*				-0,29	-0,27	-0,18					-0,63		
TAM	-0,18	-0,16	-0,11	-0,49	-0,46	-0,32	-0,56	-0,48	-0,35	-0,22	-0,60	-1,31	0,34
G-L	0,19	0,20	0,14	-0,17	-0,01	-0,04	-0,36	-0,22	-0,11	0,10	-0,17	-0,73	0,19
MAN*				0,14	0,14	0,09					0,29		
SAI*	0,60	0,67	0,50	0,59	0,67	0,47	-0,22	-0,21	-0,13	0,75	0,83	-0,72	2,10
ACA	0,00	0,07	0,05	-0,06	-0,07	-0,04	0,27	0,26	0,17	0,00	-0,06	1,32	-0,39
SER	0,21	0,21	0,14	0,06	0,10	0,07	-0,14	-0,07	-0,05	0,21	0,07	-0,55	0,40
CAR	-0,21	-0,20	-0,11	0,07	0,06	0,05	0,05	0,15	0,09	-0,57	0,20	0,32	-0,62
OBI*				-0,06	-0,07	-0,07					-0,19		
FVA	-0,29	-0,26	-0,17	-0,49	-0,49	-0,32	-0,35	-0,36	-0,21	-0,32	-0,65	-1,38	-0,21
MAN	0,19	0,19	0,12	0,05	0,09	0,06	-0,35	-0,26	-0,17	0,16	0,05	-0,83	0,87
OBI	0,01	0,00	-0,01	-0,10	-0,07	-0,05	-0,33	-0,24	-0,17	0,02	-0,10	-0,56	0,43

Diversidad de la variabilidad hidrológica en la región andina (cuenca amazónica boliviana, peruana y ecuatoriana)

La cuenca delimitada por la estación de TAM posee un área de 726,400 km² (15.5% y 18.8% de la superficie y caudal a Óbidos respectivamente); la mitad de la cual se encuentra ubicada en los Andes (sobre 500 msnm) y presenta una importante extensión meridional, desde 0.5S cerca de la línea ecuatorial hasta 15.6S. En esta cuenca se registran diversos climas debido a su extensión latitudinal y a su relieve (Espinoza et al., 2006 y 2008). TAM se localiza aguas abajo de la confluencia del río Ucayali, el cual se origina en el sur, y del río Marañón, el cual proviene del oeste (Fig. 6). Las estaciones de San Regis (SRE, 43% en los Andes), en el río Marañón, y

Requena (REQ, 50% en los Andes), en el río Ucayali, presentan la misma descarga anual (aproximadamente 14,000 m³/s, Guyot et al., 2007). La estación de San Regis comprende subcuencas septentrionales con ríos procedentes de Ecuador (río Santiago, Pastaza y Tigre) y el río Huallaga al sur. En el caso de Requena, ésta sólo recibe contribuciones de la región sur. En la región superior de SRE (río Marañón), la estación de aforo de Borja (BOR, 90% en los Andes) se encuentra ubicada al pie de los Andes. Su cuenca también cuenta con una extensión de norte a sur (de 2S a 10.5S) y presenta complejos regímenes de precipitación, algunos de los cuales son unimodales, mientras que otros son bimodales (Laraque et al., 2007).

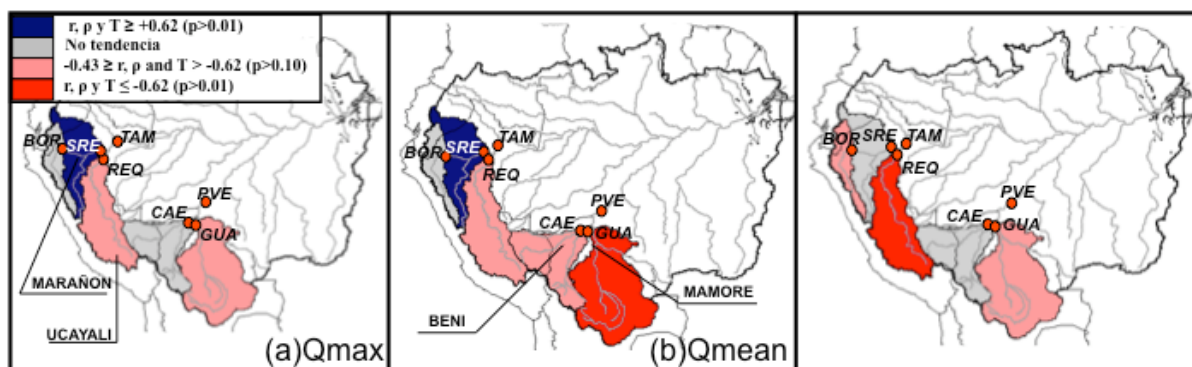


Fig. 6. Tendencias de escorrentía registradas en el periodo 1990-2005 en las subcuencas de TAM (BOR, SRE* y REQ) y PVE (GUA y CAE) calculadas utilizando los coeficientes de correlación de Pearson (r), Spearman (p) y Kendall (T) entre la escorrentía y el tiempo para (a) los valores máximos anuales (Q_{max}), (b) valores medios anuales (Q_{med}) y (c) valores mínimos anuales (Q_{min}). Los colores indican la señal y la fuerza de la tendencia.

Los resultados del análisis de tendencia de la escorrentía anual de 1990-2005 en REQ, SRE* (diferencia de escorrentía entre SRE y BOR) y BOR se presentan en la Fig. 6. En la cuenca de BOR, se registra una tendencia negativa del Q_{min} (al nivel de 90% de significancia; Fig. 6c). En SRE*, que recibe la mayor parte de su descarga del norte, se presentan tendencias crecientes de Q_{max} y Q_{med} , como se observa en la cuenca noroccidental cercana de SAI* (Fig. 6a y b). Asimismo, se presenta una tendencia decreciente en el Q_{min} en REQ, como se observa en la cuenca meridional de PVE (Fig. 6c). En conclusión, la oposición entre REQ y SER* en la escala subregional es equivalente a la oposición entre norte y sur en la escala regional de la cuenca amazónica. La escorrentía de TAM es el resultado de la conjunción de dichas evoluciones opuestas, mientras que la escorrentía en Óbidos es el resultado de la evolución opuesta de la escorrentía en el norte y el sur de la cuenca amazónica. De la misma forma, la cuenca de BOR, que se extiende de norte a sur, presenta una evolución compuesta de dos tendencias opuestas: una asociada a la sección norte de su vertiente y otra a la parte sur.

Al sur de la región andina, la cuenca de PVE está compuesta por la cuenca de Guayaramerín (GUA, 18% en los Andes) en el río Marmoré y la cuenca de Cachuela Esperanza (CAE, 43% en los Andes) en el río Beni (Fig. 6). Ambos ríos presentan descargas anuales comparables, aproximadamente $8000 \text{ m}^3/\text{s}$ (Roche & Fernandez Jáuregui, 1988). Los valores

extremos de escorrentía para el periodo 1990-2005 registran una tendencia negativa en GUA y no registran ninguna tendencia en CAE (Fig. 6 a y c). No obstante, se observa una tendencia negativa del Q_{med} en ambas estaciones (mayor en GUA).

Por lo tanto, se observa un claro gradiente de tendencias decrecientes en el sur y otro de tendencias crecientes en el norte de los ríos andinos (Fig. 6b). Estos resultados evidencian que la disminución de la escorrentía registrada en TAM y PVE se origina en las fuertes disminuciones del Q_{min} del río Ucayali y Marmoré, respectivamente, es decir, en las subcuencas meridionales que poseen mayor extensión en el llano amazónico.

Variabilidad espacio-temporal de los caudales

Con el fin de determinar la importancia de la variabilidad a largo plazo frente a otros modos de variabilidad temporal, se realizaron tres Análisis de Componentes Principales (PCA) con los datos de la escorrentía anual del Q_{med} , Q_{max} y Q_{min} de 12 subcuencas durante el periodo 1974-2004.

Las características espacio-temporales asociadas con el primer componente del Q_{med} (PC1- Q_{med} , 33% de la varianza total) muestran una variabilidad interanual y una fuerte y significativa señal en la región central de la cuenca, en MAN y en las estaciones cercanas (FVA*, ACA, SER, G-L y OBI*; Fig. 7a). Asimismo, se registra una correlación lineal significativa entre la serie cronológica de PC1- Q_{med} y

un índice de la ENSO (SOI, $r = 0.52$, $p > 0.01$), con mayor (menor) escorrentía durante La Niña (El Niño) en todas las cuencas con excepción del río Madeira en PVE. Este resultado se consistente con Ronchail et al. (2005a). Asimismo, el PC1-Qmed se encuentra negativamente correlacionado a la SST en el Atlántico tropical norte (NATL, $r = -0.63$, $p > 0.01$), lo que indica que la descarga es menor cuando la temperatura del NATL es mayor de lo normal. La relación similar que existe entre el ENSO y la SST del NATL y el PC1-Qmed es congruente con la relación positiva registrada entre el índice de SOI y la SST en el Atlántico tropical norte por Mélice & Servain (2003). El PC2-Qmed (23% de la varianza total) presenta una oposición muy clara entre norte y sur con una escorrentía mayor en el norte desde mediados de los años noventa y el caso opuesto en el sur (Fig. 7b). Es muy interesante notar que no existe ninguna señal en la cuenca del Amazonas peruano (TAM), ya que ésta es el producto de la variabilidad de las regiones norte y sur. Adicionalmente, la señal de disminución de la escorrentía registrada en el sur disminuye hacia el norte (véase G-L en la Fig. 7b), no existe ninguna señal en la región central (MAN*) en la que las aguas de la cuenca converjen.

El PC1-Qmax (31% de la varianza total) representa una oposición entre el noroeste y el sureste con valores de escorrentía mayores después de 1992, en el noroeste y el caso contrario en el sudeste (Fig. 8a). Esta oposición es coherente con el cambio observado en SAI* (Tabla 2) y con la tendencia de escorrentía creciente en el periodo 1974-2004 en el noroeste. El PC2-Qmax (no presentado, 23% de la varianza total) presenta una variabilidad interanual y una oposición entre las cuencas surorientales y suroccidentales, lo que resalta la particular señal de la ENSO en la cuenca de Madeira (Ronchail et al., 2005a), significativamente relacionada con el SOI (al 90% de nivel de significancia). El PC3-Qmax (18%; Fig. 8b) muestra la variabilidad interanual en las cuencas del sur durante los años ochenta y la variabilidad plurianual durante los años setenta (elevado Qmax) y a mediados de los años noventa (menor Qmax). El Qmax es bajo durante El Niño así como drante anomalías positivas de la SST en el NATL. El Qmax es elevado el año anterior a la llegada de El Niño y durante episodios frios de la NATL ($r = -0.34$ con SOI y $r = 0.52$ con NATL, $p > 0.10$ y $p > 0.01$, respectivamente).

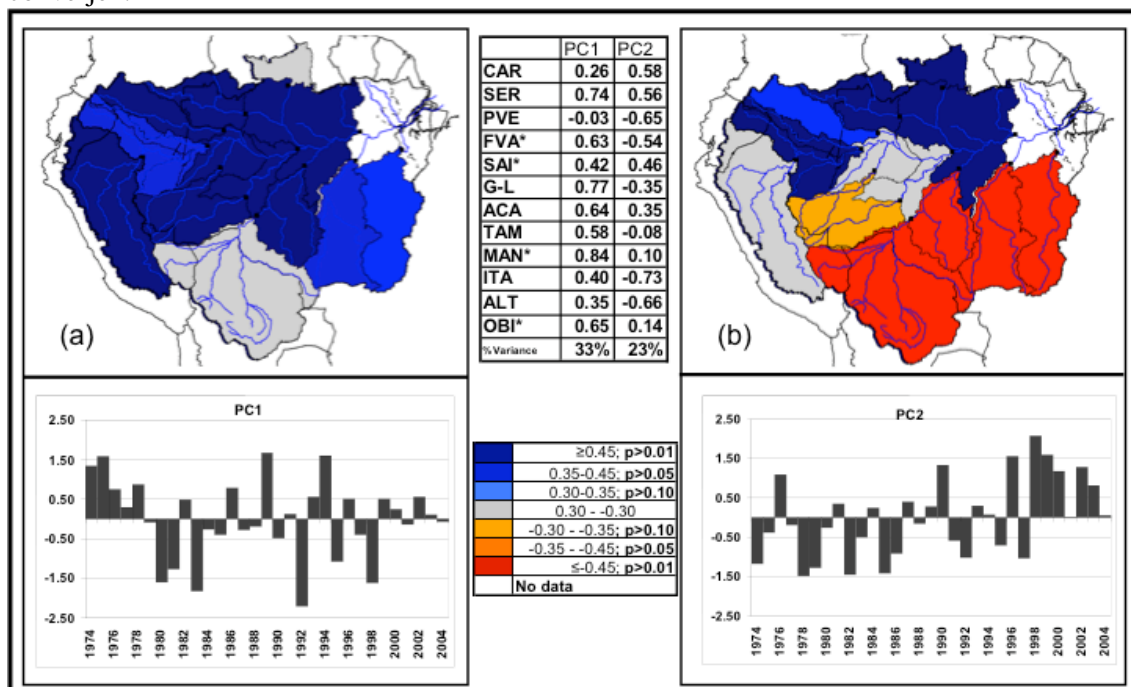


Fig. 7. Estructuras espacio-temporales de (a) PC1 y (b) PC2 resultantes del Análisis de

componentes principales de Qmed. Se indican los valores de las estructuras espaciales y el porcentaje de varianza explicada por los componentes.

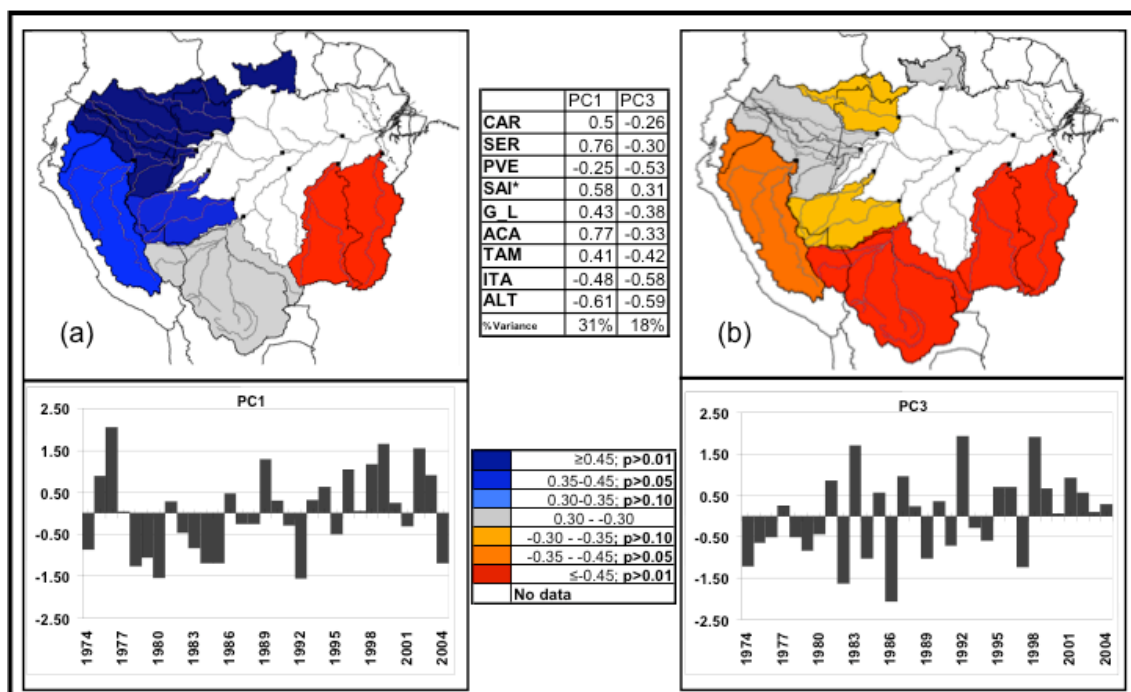


Fig. 8. Como en la Fig. 7 para (a) PC1 y (b) PC3 resultantes del análisis de componentes principales sobre la serie de Qmax.

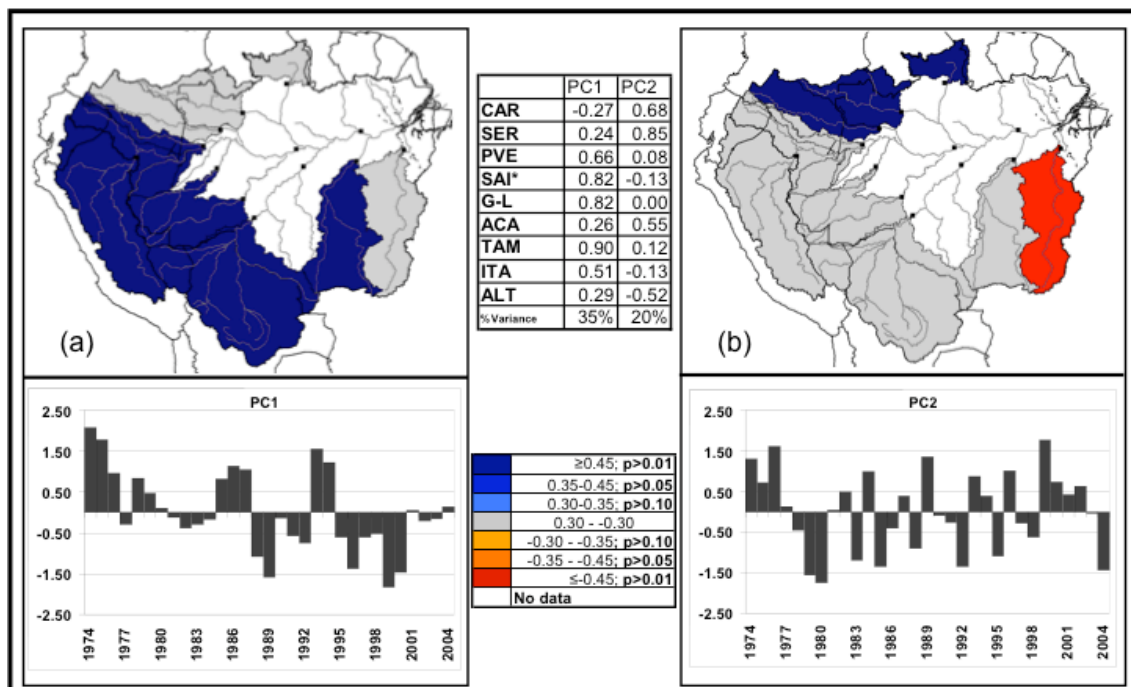


Fig. 9. Como en la Fig. 7 para (a) PC1 y (b) PC2 resultantes del análisis de componentes principales sobre la serie de Qmin.

El PC1-Qmin (35% de la varianza total) presenta una variabilidad a largo plazo con escorrentía creciente en la región occidental

y meridional de la cuenca (TAM, G-L, SAI*, PVE e ITA; Fig. 9a). No obstante, se presentan valores de escorrentía

particularmente elevados entre 1985 y 1987, y entre 1993 y 1994. El PC1-Qmin es coherente con los quiebres descritos en TAM en 1986 y en PVE después de 1992 (Table 2). El PC1-Qmin se encuentra correlacionado con la SST del NATL ($r = -0.56$, $p > 0.01$); la escorrentía es menor en el oeste así como en el sur de la cuenca cuando la SST del NATL es alta. El PC2-Qmin (20% de la varianza total, Fig. 9b) presenta una variabilidad interanual que opone las cuencas del norte con la cuenca de Xingu al sureste. La serie cronológica del PC2 se encuentra correlacionada positivamente con el SOI ($r = 0.47$, significativo al nivel de significancia del 99%).

En conclusión, el análisis de componentes principales evidencia la importancia de la variabilidad a largo plazo, la cual opone el noroeste (tendencia creciente, principalmente para el Qmax) y el sur de la cuenca (tendencia decreciente, principalmente para Qmin) con cambios hacia finales de los años ochenta e inicios de los años noventa. La variabilidad interanual es el principal modo de variabilidad del Qmed, y es secundario con respecto al Qmax y Qmin. Las relaciones entre caudales e indicadores climáticos ponen en evidencia que la SST del NATL muestra una señal importante para toda la cuenca, excepto en los ríos Branco y Madeira. Asimismo, la NATL se encuentra relacionada con la variabilidad de descarga interanual (PC1-Qmed) y plurianual (PC1-Qmin y PC3-Qmax), siendo ésta aún más importante que la señal del ENSO a la escala interanual.

Relación entre la escorrentía, las lluvias e indicadores climáticos

Para verificar si los cambios en la escorrentía están relacionados a la variabilidad de las precipitaciones, se han calculado las precipitaciones anuales y estacionales (diciembre-enero-febrero – DEF, marzo-abril-mayo – MAM, junio-julio-agosto – JJA y septiembre-octubre-noviembre – SON) en las dos regiones en donde la variabilidad de la escorrentía es más fuerte: en el noroeste (en una región que va de 65W a 80W y de 5N a 5S) y en el

suroeste (en una región comprendida entre 55W a 80W y entre 10S a 21S; Fig. 10). En el noroeste, de marzo a mayo (MAM); es decir, durante la temporada de lluvias, hay una disminución en la precipitación después de los años setenta y luego, se observa una tendencia positiva de la precipitación entre 1984 y 2003 (a un nivel de confianza de 99%; Fig. 10a). La precipitación de MAM es de aproximadamente 780 mm a inicios de los años ochenta y de aproximadamente 920 mm a inicios del siglo XXI. Por el contrario, durante el período de menos lluvias, de septiembre a noviembre (SON), la precipitación disminuye de 660 mm (1975–1989) a 600 mm (1990–2003).

Cuando se analiza la temporada más seca, desde junio hasta noviembre, la precipitación disminuye de 1320 mm a 1230 mm (no mostrado). Esto tiene una gran importancia puesto que las precipitaciones, durante este período, ocurren principalmente en las regiones del norte de la cuenca amazónica. De este modo, desde finales de los años ochenta, aparecen evoluciones estacionales opuestas en las precipitaciones. Éstas coinciden con el incremento en Qmax durante el período 1984-2004 y con la disminución en Qmin en las cuencas del noroeste (SAI* y SER) durante todo el período. Esto explica también, la variabilidad de la escorrentía en esta región (Fig. 4).

En el sur, la precipitación anual (de agosto a julio) y durante la temporada de lluvias (DEF; Fig. 10b) muestran una tendencia negativa, mientras que en las otras temporadas la precipitación permanece constante (no mostrado). Se observa además un cambio a mediados de los años ochenta (cambio en 1983) en DEF y en la precipitación total anual. Antes de esta fecha, la precipitación anual (DEF) es de 1790 mm (820 mm), y después de 1983 es de 1660 mm (740 mm), presentando una disminución del 10%. Obviamente, esta disminución en la precipitación explica la disminución en Qmax y también la disminución en Qmin durante el período estudiado. Debido a que el sur de la cuenca amazónica presenta escasas precipitaciones en el invierno austral (5% de la precipitación anual, Figueroa and Nobre (1990); Espinoza et al., 2008), la escorrentía en Qmin no está relacionada con

las precipitaciones en invierno, sino más bien, con la precipitación anual y de DEF

(50% de la precipitación anual; Figueroa & Nobre, 1990; Espinoza et al., 2008).

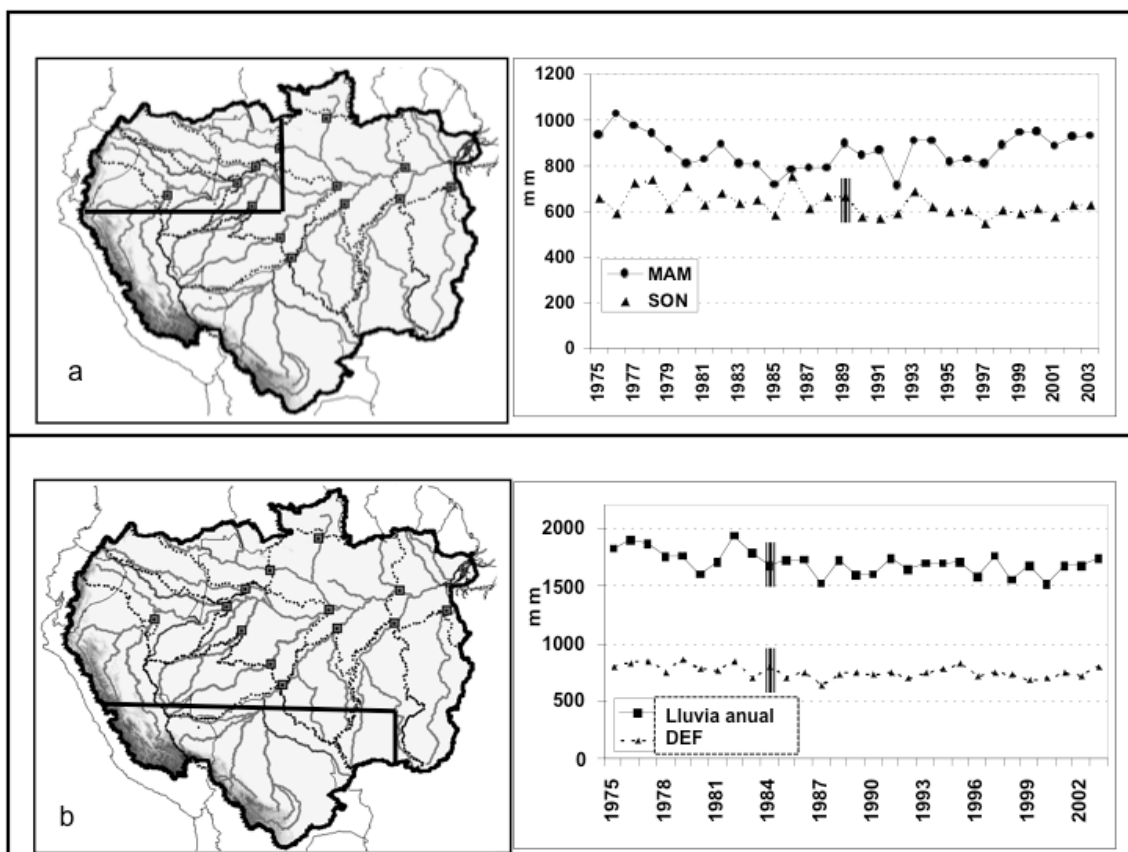


Fig. 10. Evolución de la precipitación media entre 1975 y 2003 para (a) la región noroeste de la cuenca amazónica (65-80W; 5N-5S) durante las temporadas de mayores lluvias (MAM) y de menor precipitación (SON), y para (b) la región suroeste de la cuenca amazónica (55-80W; 10-21S) durante el año hidrológico (de agosto a julio) y la temporada DEF de mayor precipitación en esta región. Las barras oscuras verticales indican un cambio en la serie cronológica según los tests de Pettitt, Buishand, Lee y Heghinian y Hubert.

La variabilidad de las precipitaciones descrita anteriormente generalmente concuerda con los resultados de Marengo (2004) quien encuentra una disminución de la precipitación anual en el norte y un incremento en el sur entre los años setenta y el comienzo de los años noventa. No obstante, Marengo (2004) no menciona el incremento de la precipitación en MAM en el noroeste a inicios de los años noventa. Esto se debe a que, Marengo (2004) trabaja en un período precedente y a escala de tiempo anual, en lugar de una escala de tiempo estacional, como es el caso del presente estudio. Adicionalmente, Marengo (2004) estudia la cuenca amazónica brasileña, mientras que aquí tomamos en cuenta toda la cuenca. Sin embargo, Marengo (2004) detectó la disminución de precipitación desde los años noventa en el sur.

Los agentes causantes de los cambios en las precipitaciones se encuentran documentados en Espinoza et al. (2008). El aumento de precipitaciones en MAM en el noroeste de la Amazonía durante la última década está relacionado a una anomalía de geopotencial positiva en la mayor parte del continente al sur de la línea ecuatorial y por consiguiente a un debilitamiento de vientos del noroeste a lo largo de los Andes, y a una convergencia de vapor de agua mayor en el norte. Las mismas características explican un inferior aporte del vapor de agua hacia la Amazonía sur, la menor convergencia y la disminución de lluvias en esta región.

De manera sistemática, el incremento en la temperatura de la superficie del mar (SST) en el Atlántico tropical norte, desde el inicio de los años noventa,

promueve un incremento (disminución) de lluvias en el norte de Sudamérica (sur de la Amazonía), como lo indica Marengo et al. (2008) y Zeng et al. (2008). Además, en el norte del Amazonas, la variabilidad de la precipitación a largo plazo ha sido asociada con la Oscilación Decenal del Pacífico (PDO) por Marengo (2004) y Espinoza et al. (2008). Por otra parte, Chen et al. (2008) documenta la Variabilidad decadal pan-Pacífica (PDV); es decir, la variabilidad a largo plazo de la SST del Pacífico luego de quitar las señales del calentamiento global y del ENSO; y encuentra un cambio a comienzos de los años noventa en oposición a la alternancia climática de 1976 (Miller et al., 1994). Estos elementos del clima regional explican, en parte, la variabilidad hidrológica mostrada en este artículo, así como también podrían ser el factor causante de la fuerte sequía del 2005 (asociada a la región suroeste) y las grandes avenidas del 2006 y 2009 (asociadas a excesos de lluvia en la región noroeste – Do Vale et al., 2009), eventos que parecen estar en la contunuidad de las tendencias mostradas en este estudio.

CONCLUSIONES FINALES

En esta investigación, analizamos por primera vez la evolución de la escorrentía regional en las principales subcuencas del Río Amazonas, utilizando datos de observación en 13 estaciones durante el período de 1974 al 2004 y en 5 estaciones en los ríos andinos durante el período de 1990 al 2005. Dada las dimensiones de la cuenca (6 000 000 km²) y que ésta abarca diversas regiones climáticas, es importante no resumir el análisis de tendencias al curso principal del río Amazonas que mezcla evoluciones hidrológicas diversas. También analizamos valores extremos de escorrentía, valores mensuales mínimos y máximos (Qmax y Qmin), y no únicamente la escorrentía media (Qmed) que combina información diferente. Los diversos ciclos hidrológicos observados en la cuenca amazónica y la contribución

mensual de cada cuenca el curso principal están descritos detalladamente. También se ha señalado el intervalo entre los extremos en las cuencas del norte y del sur: mientras la escorrentía disminuye en la región sur, aumenta en el norte y viceversa. Así mismo, se advierten contribuciones relativamente importantes de las cuencas tropicales del sur, que no son muy lluviosas pero sí extensas, así como de las cuencas del noroeste, que no son tan extensas pero sí muy lluviosas.

El análisis de tendencias de las tres series temporales (Qmean, Qmax y Qmin) para el período de 1974 al 2004 muestra que los cambios principales se observan en las cuencas de los ríos Andinos, con una oposición entre el sur y el noroeste. Las tendencias negativas se observan en Qmed y en Qmin en el Río Tapajós, río arriba de Madeira y en los ríos de la amazonía peruana. En Madeira y en la amazonía peruana se observan quiebres en las series Qmin, en 1992 y 1986 respectivamente, con una disminución del 18% de la escorrentía luego de estas fechas. Por otro lado, se ha detectado una tendencia al aumento en Qmed y en Qmax al noroeste de los ríos Napo y Putumayo que presenta un quiebre en Qmax en el año 1992; quiebre caracterizado por un aumento del 16% en la escorrentía luego de esa fecha. Los análisis de caudales de las subcuencas andinas relativamente pequeñas dentro de las cuencas del Amazonas peruano y el Madeira, confirman que las fuertes y opuestas tendencias del norte y sur se observan a escalas diferentes y evidencian la importancia de los ríos Andinos para explicar la variabilidad de la escorrentía regional.

Este análisis regional da una explicación a la estabilidad del Qmax y disminución del Qmin en Óbidos, en el curso principal del río Amazonas desde 1970. En efecto, la disminución de caudales de estiaje en OBI está asociada a la disminución en Qmin en toda la cuenca amazónica, especialmente en los ríos andinos del sur. Por otro lado, la persistencia de altas avenidas en OBI está asociada al incremento de Qmax en el noroeste, particularmente en SAI*, y una ligera disminución en varias cuencas del sur. Por eso, el aumento de la amplitud de la escorrentía en OBI, proviene de la estabilidad de Qmax y de la disminución de Qmin, que es explica por tendencias opuestas en la escorrentía regional.

La variabilidad de la descarga concuerda con la variabilidad de las lluvias. En particular, el incremento de la precipitación en MAM y su disminución en SON en el noroeste desde el inicio de los años noventa, está de acuerdo con el incremento de la amplitud de la escorrentía en los ríos del noroeste. En el sur, la disminución de la precipitación en DEF desde el inicio de los años ochenta, explica las disminuciones de la escorrentía máxima, mínima y annual en el alto Madeira, Mamoré, Beni y Ucayali. La variabilidad hidrológica está relacionada con la variabilidad de largo y corto plazo, tanto del océano Pacífico como del Atlántico Tropical Norte (Marengo, 2004; Espinoza et al., 2008). En particular, hay una buena relación en la escala de tiempo interanual y plurianual entre el caudal medio y la SST del Atlántico tropical Norte. Tanto la variabilidad del caudal como la de la precipitación parece estar más relacionada al clima que a la actividad humana, tal como se ha documentado para la Cuenca de La Plata Krepper et al. (2008).

Agradecimientos: Los autores expresan su especial gratitud al Instituto de Investigación para el Desarrollo (IRD) y al Centro Nacional de Investigación Científica Francés (CNRS) por financiar esta investigación a través del Programa Nacional "Fluid Envelopes and Environment" (LEFE). También queremos agradecer a todos nuestros colegas en los servicios nacionales de meteorología e hidrología (ANA Brasil, SENAMHI Bolivia y SENAMHI Perú) que participaron en las expediciones del Programa HYBAM, contribuyendo con la recolección de la información utilizada en este trabajo. Información que se encuentra disponible en la página web del Observatorio de Investigación Ambiental HYBAM (ORE-HYBAM <http://www.ore-hybam.org>). Expresamos un especial agradecimiento a Sonia Landa, Miluska Benavides, Ivan Villanueva y Gabriel Zambrano por la importante ayuda en la edición de este manuscrito.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Baines, P., Foll, C. (2007). Evidence for a Rapid Global Climate Shift across the Late 1960s. *Journal of Climate*, 20: 2721-2744.

Buish, T. (1982). Tests for detecting a shift in the mean of hydrological time series. *Journal of Hydrology*, 58:51-69.

Cailas, M., Cavadias, G., & Gehr, R. (1986). Application of a nonparametric approach for

mon-itoring & detecting trends in water quality data of the St. Lawrence River. *Water Poll. Res. J.*, 21:153-167.

Callède, J., Guyot, J.-L., Ronchail, J., L'Hôte, Y., Niel, H., & de Oliveira, E. (2004). Évolution du débit de l'Amazone à Óbidos de 1902 à 1999. *Hydrological Sciences Journal*, 49:85-97.

Callède, J., Ronchail, J., & Guyot, J.-L. (2008). Déboisement amazonien: son influence sur le débit de l'Amazone à Óbidos (Brésil). *Revue des Sciences de l'Eau*, 21:59-72.

Chen, J., Del Genio, A., Carlson, B., & Bosilovich, M. (2008). The spatio-temporal structure of Twenty-Century climate variation in observations & Reanalyses. Part II: Pan-Decadal variability. *Journal of Climate*, 21:2634-2650.

Collischonn, W., Tucci, C., & Clarke, R. (2001). Further evidence of changes in the hydrological regime of the River Paraguay: part of a wider phenomenon of climate change? *Journal of Hydrology*, 245:218-238.

Dillon, W. & Goldstein, M. (1984). Multivariate analysis. Methods & applications. *John Wiley & Sons*, pages 157-186.

Do Vale, R., Filizola N., Souza, R. (2009) A cheia de 2009 na Amazônia Brasileira. *Presentación en: III Reunión Científica del observatorio ORE-HYBAM*. 20-23 Octubre 2009. Leticia Colombia, Tabatinga Brasil.

Dommenget, D. & Latif, M. (2002). A cautionary note on the interpretation of EOFs. *Journal of Climate*, 15:216-225.

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. (2008). Spatio-Temporal rainfall variability in the Amazon Basin Countries (Brazil, Peru, Bolivia, Colombia & Ecuador). *International Journal of Climatology*, Accepted.

Figueroa, S. & Nobre, C. (1990). Precipitation distribution over central & western tropical South America. *Climanalse*, 6:36-40.

Filizola, N. & Guyot, J.-L. (2004). The use of Doppler technology for suspended sediment discharge determinations in the River Amazon. *Hydrol. Sci. J.*, 49:143-153.

Foley, J., Botta, A., Coe, M., & Costa, M. (2002). El Niño Southern oscillation & the climate, ecosystems & rivers of Amazonia. *Global Biogeochemical Cycles*, 16:doi. 10.1029/2002GB001872.

Gan, T. (1998). Hydroclimatic trends & possible climatic warming in the Californian prairies. *Water Resources Research*, 34:3009-3015.

Garcia, N. & Mechoso, C. (2005). Variability in

- the discharge of South American rivers & in climate. *Hydrol. Sci. J.*, 50:459–478.
- García, N. & Vargas, W. (1998).** The temporal climatic variability in the Rio de la Plata basin displayed by the river discharges. *Climatic Change*, 38:359–379.
- Genta, J., Pérez-Iribarren, G., & Merchoso, C. (1998).** A recent increasing trend in the streamflow of rivers in southern South America. *Journal of Climate*, 11:2858–2862.
- Guyot, J.-L., Bazán, H., Fraizy, P., & Ordoñez, J. (2007).** Suspended sediment yields in the Amazon basin of Peru, first estimation. *Water quality & sediment behaviour of the future: Predictions for the 21st Century*. IAHS Publ., pages 1–8.
- Guyot, J.-L., Callède, J., Molinier, M., Guimarães, W., & de Oliveira, E. (1998).** La variabilité hydrologique actuelle dans le bassin amazonien. *Bull. Inst. Fr. études & ines*, 27:779–788.
- Hirsch, R., Slack, J., & Smith, R. (1982).** Techniques of trend analysis for monthly water quality data. *Water Resources Research*, 18:107–121.
- Hubert, P., Carbonnel, J., & Chauuche, A. (1989).** Segmentation des séries hydrométéorologiques. Application à des séries de précipitations et de débits de l’Afrique de l’Ouest. *Journal of Hydrology*, 110:349–367.
- IRD (2002).** KHRONOSTAT: Software for statistical analysis of chronological series. www.mpl.ird.fr/hydrologie/gbt/projets/iccare/khronost.htm.
- Jacon, G. & Cudo, K. (1989).** Hidrologia Curva-Chave. Análise e traçado. *DNAEE, Brasília*, 273pp.
- Kendall, M. (1975).** Rank correlation methods. *Griffin. UK*.
- Krepper, C., Garcia, N., & Jones, P. (2008). Low-frequency response of the upper Paraná basin. *International Journal of Climatology*, 28:351–360.
- Labat, D., Ronchail, J., Callède, J., Guyot, J.-L., de Oliveira, E., & Guimarães, W. (2004).** Wavelet analysis of Amazon hydrological regime variability. *Geophysical Research Letter*, 31:L02501.
- Labat, D., Ronchail, J., & Guyot, J.-L. (2005).** Recent advances in wavelet analyses: Part 2 Amazon, Parana, Orinoco & Congo discharges time scale variability. *Journal of Hydrology*, 314:289–311.
- Laraque, A., Ronchail, J., Cochonneau, G., Pombosa, R., & Guyot, J.-L. (2007).** Heterogeneous distribution of rainfall & discharge regimes in the Ecuadorian Amazon basin. *Journal of hydrometeorology*, 8:1364–1381.
- Lee, A. & Heghinian, S. (1977).** A shift of the mean level in a sequence of independent normal & com variables—A bayesian approach. *Technometrics*, 19:503–511.
- Marengo, J. (1992).** Interannual variability of surface climate in the Amazon basin. *International Journal of Climatology*, 12:853–863.
- Marengo, J. (1995).** Variations & changes in South American streamflow. *Climatic Change*, 31:99–117.
- Marengo, J. (2004).** Interdecadal variability & trends of rainfall across the Amazon basin. *Theoretical & applied climatology*, 78:79–96.
- 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., 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.
- McLeod, A., Hipel, K., & Bodo, B. (1991).** Trend assessment of water quality time series. *Water Resources Bull.*, 19:537–547.
- Meade, R., Rayol, J., da Conceição, S., & Natividade, J. (1991).** Backwater effects in the Amazon River Basin of Brazil. *Environment Geological & Water Sciences*, 18:105–114.
- Mélise, J.-L., Servain, J. (2003).** The tropical Atlantic meridional SST gradient index & its relationships with the SOI, NAO & Southern Ocean. *Climate Dynamics*, 20: 447–464.
- Miller, A., Cayan, D., Barnett, T., Graham, N., Oberhuber, J. (1994).** The 1976–77 climate shift of the Pacific ocean. *OCEANOGRAPHY*, 7: 21–26.
- Molinier, M., Guyot, J.-L., de Oliveira, E., & Guimares, V. (1996).** Les régimes hydrologiques de l’Amazone et de ses affluents. L’hydrologie tropicale: géoscience et outil pour le développement. IAHS Publ., 238:209–222.
- Molion, L. & Moraes, J. (1987).** Oscilação sul e descarga de rios na América do Sul Tropical. *Revista Brasileira de Engenharia. Caderno Hidrológico*, 5:53–63.
- Olivera, F., Dodson, B., & Bristow, E. (2002).** PrePro2002 User’s Manual. *Texas University & Dodson Associates, Inc.*
- Pasquini, A. & Depetris, P. (2007).** Discharge trends & low dynamics of South American rivers draining the southern Atlantic seaboard: An overview. *Journal of Hydrology*, 333:385–399.
- Pettitt, A. (1979).** A non-parametric approach to the change-point problem. *Applied Statistics*, 28:126–135.
- Pilon, P., Condie, R., & Harvey, K. (1985).** Consolidated frequency analysis package (CFA), User Manual of version 1 - DEC PRO series. *Water Resources Branch, Inl & Water Directorate Environment*.

- Rabus, B., Eineder, M., Roth, A., & Bamler, R. (2003).** The Shuttle Radar Topography Mission a new class of digital elevation models acquired by spaceborne radar. *Photo & Rem. Sen.*, 57:241–262.
- Richey, J., Nobre, C., & Deser, C. (1989).** Amazon River discharge & climate variability. *Science*, 246:101–103.
- Richman, M. (1986).** Rotation of Principal Components. *Journal of Climatology*, 6:293–335.
- Robertson, A. & Mechoso, C. (2000).** Interannual & interdecadal variability of the South Atlantic Convergence Zone. *J. Climate*, 11:2947–2957.
- Rocha, H., Nobre, C., & Barros, M. (1989).** Variabilidade natural de longo prazo no ciclo hidrológico da Amazônia. *Climanálise*, 4:36–42.
- Roche, M. & Fern&ez Jáuregui, C. (1988).** Water resources, salinity & salt yields of the rivers of the Bolivian Amazon. *Journal of Hydrology*, 101:305–331.
- Ronchail, J., Bourrel, L., Cochonneau, G., Vauchel, P., Phillips, L., Castro, A., Guyot, J.-L., & de Oliveira, E. (2005a).** Climate & inundations in the Mamoré basin (South–Western Amazon - Bolivia). *Journal of Hydrology*, 302:223–238.
- Ronchail, J., Labat, D., Callède, J., Cochonneau, G., Guyot, J.-L., Filizola, N., & de Oliveira, E. (2005b).** Discharge variability within the Amazon basin. *Climate variability & Change Hydrological Impacts. IAHS Publ.*, 296:21–29.
- Salati, E., Márquez, J., & Molion, L. (1978).** Origem e distribuição das chuvas na Amazônia. *Interciencia*, 3:200–205.
- Siegel, S. & Castellan, N. (1988).** Non-parametric statistics for the behavioral sciences. *McGraw-Hill. USA*.
- Uvo, C., Repelli, C., Zebiak, S., & Kushnir, Y. (1998).** The relationship between tropical pacific & atlantic SST & northeast Brazil monthly precipitation. *Journal of Climate*, 11:551–562.
- Uvo, C. & Graham, N. (1998).** Seasonal runoff forecast for northern South America: A statistical model. *Water Resources Research*, 34:3515–3524.
- Uvo, C., Tolle, U., & Berndtsson, R. (2000).** Forecasting discharge in Amazon using artificial neural networks. *International Journal of Climatology*, 20:1495–1507.
- Vauchel, P. (2005).** HYDRACCESS: Software for Management & processing of Hydro-meteorological data. www.mpl.ird.fr/hybam/outils/hydraccess.
- Yu, Y., Zou, S., & Whittemore, D. (1993).** Non parametric trend analysis of water quality data of river in Kansas. *Journal of Hydrology*, 150:61–80.
- Yue, S., Pilon, P., & Cavadias, J. (2002).** Power of the Mann–Kendal & Spearman’s rho test for detecting monotonic trend in hydrological series. *Journal of Hydrology*, 259:254–271.
- Zbigniew, W. (2004).** Change detection in hydrological records - a review of the methodology. *Hydrological Sciences Journal*, 49:7–119.
- Zeng, N., Yoon, J., Marengo, J., Subramaniam, A., Nobre, C., Mariotti, A., & Neelin, J. (2008).** Causes & impact of the 2005 Amazon drought. *Environmental Research Letters*, 3: 99pp.
- Zhang, X., Harvey, K., Hogg, W., & Yuzyk, T. (2001).** Trend in Canadian stream flow. *Water Resources Research*, 37:987–998.
- Zhang, X., Vincent, L., Hogg, W., & Niitsoo, A. (2000).** Temperature & precipitation trend in Canada during the 20th century. *Atmos. Ocean*, 38:395–429.