



Variabilidad espacio-temporal de las lluvias en la cuenca amazónica y su relación con la variabilidad hidrológica regional. Un enfoque particular sobre la región andina

Spatio-temporal rainfall variability in the Amazon basin and its relationship to regional hydrological variability. A particular focus in the Andean region

JHAN CARLO ESPINOZA VILLAR^{1,*}, JOSYANE RONCHAIL², WALDO LAVADO³, JORGE CARRANZA³, GERARD COCHONNEAU⁴, EURIDES DE OLIVEIRA⁵, RODRIGO POMBOSA⁶, PHILIPPE VAUCHEL⁷ & JEAN LOUP GUYOT⁴

¹HydroGéodynamique du Bassin Amazonien (HYBAM)/IRD. UNALM – Lima, Perú and LOCEAN (IRD, CNRS, MNHN, UPMC)/IPSL, Boite 100, 4 Place Jussieu, 75252. Paris Cedex 05, France.

*jhan-carlo.espinoza@locean-ipsl.upmc.fr

²Université Paris 7 and LOCEAN (IRD, CNRS, MNHN, UPMC)/IPSL, Boite 100, 4 Place Jussieu, 75252. Paris Cedex 05, France.

³ SENAMHI, Lima, Perú. Casilla 1308.

⁴ LMTG (IRD-CNRS-UPS Toulouse), IRD CP 7091, Lago Sul, 71619-970 Brasilia (DF), Brasil

⁵ ANA, Setor Policia, CEP 70610-200. Brasilia, Brasil.

⁶ INAMHI, Quito, Ecuador. Ñaquito 700 y Correa, Quito, Ecuador.

⁷ LMTG (IRD-CNRS- UPS Toulouse), IRD, Casilla 18-1209, Lima 18, Perú.

RESUMEN

La variabilidad de las precipitaciones en la cuenca amazónica (CA) es analizada para el período 1964-2003. Este análisis está basado en 756 estaciones pluviométricas distribuidas en todos los países de la cuenca incluyendo datos de Bolivia, Perú, Ecuador y Colombia. En particular, la reciente disponibilidad de datos de precipitación de los países andinos hace posible completar estudios anteriores. Se subraya el impacto de la cordillera de los Andes sobre las lluvias. La mayor precipitación en la CA es observada en regiones bajas expuestas a los vientos húmedos del este, y menor lluvia es registrada en las estaciones de altura y protegidas por las primeras montañas de los Andes de los vientos húmedos del este. Además, los regímenes de las precipitaciones son más diversificados en las regiones andinas que en el llano amazónico. La variabilidad espacio-temporal de las precipitaciones es estudiada mediante un Análisis de Componentes Principales (ACP). La variabilidad a largo plazo muestra una precipitación decreciente desde 1980 que es predominante en los meses de junio-julio-agosto (JJA) y en septiembre-octubre-noviembre (SON). Durante la temporada más lluviosa, es decir, diciembre-enero-febrero (DEF) y marzo-abril-mayo (MAM), la principal variabilidad se da en la escala de tiempo decadal e interanual. La variabilidad interdecadal está relacionada con los cambios a largo plazo en el Océano Pacífico, mientras que la variación decadal, que opone al noroeste y sur de la CA, está asociada a los cambios en la intensidad de los vientos a bajo nivel (incluyendo el low level jet) a lo largo de los Andes. La variabilidad interanual caracteriza principalmente el noreste de la cuenca y los Andes tropicales del sur y se relaciona con El Niño Oscilación del Sur (ENOS) y el gradiente de la temperatura superficial del mar (TSM) sobre el Atlántico tropical. La precipitación media en la cuenca disminuye durante el período 1975-2003 a una tasa anual estimada en -0.32% . Diferentes tests de ruptura muestran que esta disminución de lluvias ha sido especialmente importante desde 1982. Finalmente, la variabilidad espacio-temporal de las lluvias es puesta en paralelo con la variabilidad hidrológica en las principales subcuencas del Amazonas.

Palabras claves: variabilidad pluviométrica, regímenes de precipitación, cuenca Amazónica, clima de Sudamérica, Perú, Ecuador, Bolivia, Colombia, ENOS, PDO ODP.

ABSTRACT

Rainfall variability in the Amazon Basin (AB) is analyzed for the period 1964-2003. This analysis is based on 756 pluviometric stations distributed throughout the countries located in this basin; including data from Bolivia, Peru, Ecuador and Colombia. In particular, the recent availability of rainfall data from the Andean countries makes it possible to complete previous studies. It is worth mentioning the impact of the Andes on rainfall. Most rainfall, in the AB is observed in low regions exposed to low humid winds from the east, and less rainfall is registered in stations located at higher altitude and protected by the first mountains of the Andes, from the humid easterly winds. Moreover, precipitation regimes are more diversified in the Andean regions than in the Amazon plains. Spatio-temporal variability of rainfall is studied using the Principal Component Analysis (PCA). The long-term variability shows a decrease in rainfall from 1980 that prevails during June-July-August (JJA) and in September-October-November (SON). During the rainy season, ie December-January-February (DJF) and March-April-May (MAM), the main variability occurs at a decadal and interannual time scale. The interdecadal variability is related to long-term changes in the Pacific Ocean, while the decadal variation, which opposes the north and south of the AB, is associated with changes in the intensity of low-level winds (including low level jet) along the Andes. Interannual variability is a main characteristic of the northeastern part of the basin and the southern tropical Andes and is related to El Niño Southern Oscillation (ENSO) and the gradient of sea surface temperature (SST) over the tropical Atlantic. During the period 1975-2003, mean rainfall in the basin decreases at an annual estimated rate of -0.32% . Different rupture tests shows that this decrease in rainfall has been especially important since 1982. Finally, the spatio-temporal variability of rainfall is set parallel to the hydrological variability in major basins of the Amazon region.

Keywords: rainfall variability, rainfall patterns, Amazon Basin, the climate of South America, Peru, Ecuador, Bolivia, Colombia, ENSO, PDO.

INTRODUCCIÓN

La cuenca del Amazonas (CA) se extiende desde los Andes orientales hasta el Océano Atlántico (5° N y 20° S), cubriendo aproximadamente 6 000 000 km². Aporta con el 15% de agua dulce que se vierte a los océanos y su caudal medio en el delta se estima en 209 000 m³/s (Molinier et al., 1996). La cuenca se divide en tres grandes unidades morfológicas: el 44% de su superficie pertenece a los escudos geológicos Guyanés y Brasileño, el 45% en la llanura amazónica, y el 11% en los Andes. Esta cuenca cubre siete países: Brasil (63%), Perú (16%), Bolivia (12%), Colombia (6%), Ecuador (2%), Venezuela y Guyana (1%). La CA es una de las regiones con mayor precipitación en el mundo y una fuente importante de vapor de agua (Johnson, 1976; de Ratisbona, 1976; Salati et al., 1978; Figueroa y Nobre, 1990). Pero también ocurren sequías intensas, como la observada en 2005 (Marengo et al., 2008; Zeng et al., 2008). Aunque, debido a la falta de información, pocos estudios describen la variabilidad espacio-temporal de las precipitaciones en los países de la CA con excepción de Brasil. Los programas de cooperación entre el Instituto francés de Investigación para el Desarrollo (IRD) y las instituciones locales han permitido la integración de los datos de los diferentes países amazónicos, destacando un grupo de estaciones pluviométricas no disponibles hasta ahora, especialmente en las regiones amazónicas de los países andinos (Bolivia, Perú, Ecuador y Colombia).

Las precipitaciones tienden a disminuir con la altitud, pero la exposición a barlovento o a sotavento de las estaciones al viento húmedo dominante hace que sea difícil encontrar una relación sencilla entre la precipitación y la altitud (Johnson, 1976; Roche et al., 1990; Guyot, 1993; Pulwarty et al., 1998; Buytaert et al., 2006; Ronchail y Gallaire, 2006; Laraque et al., 2007). En Brasil, la variabilidad espacio-temporal de las precipitaciones ha sido más ampliamente estudiada y publicada que en los países andinos. Los valores más altos (3000-3500 mm/año) se registran en el noroeste de la

cuenca, en la frontera con Brasil, Colombia y Venezuela, donde la forma del relieve a gran escala, como las grandes concavidades de la vertiente oriental andina, crean condiciones favorables para la convergencia de aire y las fuertes precipitaciones (Ratisbona, 1976; Salati et al., 1978; Nobre, 1983; Salati y Vose, 1984; Figueroa y Nobre, 1990). Abundante precipitación también se registra cerca del delta del río Amazonas, donde el efecto de la brisa del mar es importante (Salati et al., 1978). Salati et al. (1978) calculó un promedio de 2400 mm/año en la región central de la CA; Márquez et al. (1980) y Fisch et al. (1998) una media de 2300 mm/año de precipitación en la CA brasileña. Diferentes estudios estiman valores entre 2000 a 3664 mm para el conjunto de la CA, con la mayor parte entre 2000 y 2200 mm (Marengo & Nobre, 2001). Calde et al. (2008) reportó 2230 mm de precipitación media anual para la CA hasta Óbidos (1.93° S y 55.50° W, a 800 km del delta del río Amazonas), basado en 163 pluviómetros, incluyendo las estaciones en los países andinos, para el período 1943-2003.

Los regímenes de lluvias en la amazonia brasileña muestran una oposición entre el norte y el sur con los meses de mayores lluvias en invierno y verano austral, respectivamente (Ratisbona, 1976; Salati et al., 1978; Kousky et al., 1984; Horel et al., 1989; Figueroa & Nobre, 1990; Nobre et al., 1991, entre otros). Una mejor distribución de las precipitaciones durante todo el año caracteriza a las regiones hacia la frontera de Perú, Colombia y Brasil. Entre el reducido número de estudios dedicados a la variabilidad espacial de los regímenes de lluvias en la región Andina se puede mencionar a Johnson (1976) que analiza el régimen estacional de precipitaciones de 107 pluviómetros en Bolivia, Perú y Ecuador. En Bolivia y el sur del Perú existe un período lluvioso en el verano austral y un período seco en invierno, que es más intenso en el oeste, en el interior de los Andes (Johnson, 1976; Roche et al., 1990; Guyot, 1993; Aceituno, 1998). Laraque et al. (2007) complementan el trabajo de Johnson (1976) y detallan la amplia variabilidad de los regímenes en la CA

ecuatoriana basándose en 47 pluviómetros. Una mejor distribución anual de la precipitación se puede observar en el llano amazónico al noreste del Perú (Weberbauer, 1945; Nicholson, 1948; Broggy, 1965).

La variabilidad interanual de las precipitaciones en la CA depende en parte de El Niño Oscilación Sur, ENOS (Kousky et al., 1984; Aceituno, 1988; Marengo, 1992; Marengo & Hastenrath, 1993; Moron et al., 1995; Uvo et al., 1998; Liebmann & Marengo, 2001; Ronchail et al., 2002, entre otros). En general, precipitaciones inferiores a lo normal se registra en el norte y noreste de la CA durante los eventos El Niño, mientras que un exceso de lluvias se produce durante La Niña. Esta señal disminuye hacia el oeste y el sur de la cuenca, y una señal débil e inversa se puede observar en la llanura amazónica de Bolivia (Ronchail, 1998; Ronchail et al., 2002, 2005; Ronchail & Gallaire, 2006), que puede estar relacionada con la señal ENOS observada en el sureste de América del Sur (al sur de Brasil, Uruguay y el noreste de Argentina). En los Andes tropicales de Bolivia y los Andes del sur del Perú, las precipitaciones son inferiores a lo normal durante eventos El Niño (Francou & Pizarro, 1985; Aceituno, 1988; Tapley & Waylen, 1990; Roma & Ronchail, 1998; Ronchail, 1998; Vuille et al., 2000; Garreaud & Aceituno, 2001; Ronchail & Gallaire, 2006), y el deshielo de los glaciares se acelera durante estos años (Wagnon et al., 2001; Francou et al., 2003), mientras que ninguna señal clara puede ser encontrada durante los episodios de La Niña. En el norte de los Andes peruanos, ninguna señal clara se encuentra (Waylen & Tapley, 1990; Rome & Ronchail, 1998). La anomalía de la precipitación no es tan pronunciada en el Ecuador (Rossel et al., 1999) con un ligero incremento de las precipitaciones durante El Niño para Ronchail et al. (2002) y Bendix et al. (2003) y un déficit para Vuille et al. (2000). La señal también es débil en la amazonia colombiana, donde la lluvia es abundante durante eventos La Niña (Poveda & Mesa, 1993).

La variabilidad pluviométrica a largo

plazo en la CA brasileña ha sido ampliamente reportada en publicaciones. Chen et al. (2001) encontró un aumento de las precipitaciones desde 1960 utilizando datos de la Red de Climatología Histórica Global (GHCN). Esto está en concordancia con el aumento de la convergencia de humedad, descrito por Chu et al. (1994) y Curtis & Hastenrath (1999). Sin embargo, esta tendencia no es válida para Calde et al. (2004), que reconstruyó una serie pluviométrica para el período 1945-1998 sobre la base de 43 puntos pluviométricos, y observó una ligera tendencia decreciente en este período, con excepción de altos valores registrados entre 1965 y 1975. Marengo (2004) también encuentra esta ligera disminución de las precipitaciones en Brasil durante el mismo período usando datos de la Unidad de Investigación Climática (CRU), Centro de Predicción Climática para Análisis de precipitación combinados (CMAP), y 300 estaciones pluviométricas de diferentes instituciones locales. Además, Marengo & Nobre (2001) y Marengo (2004) muestran una oposición entre la evolución a largo plazo de la precipitación en el norte y sur de la amazonia. En conclusión, la disminución de las precipitaciones se ha registrado en el norte desde fines de la década de 1970, mientras que lo opuesto ocurre en el sur. Estos resultados son consistentes con Ronchail (1996), con respecto a las precipitaciones en Bolivia, y con Ronchail et al. (2005) que muestran un aumento en el nivel del agua del río Madeira durante la década de 1970. Estas anomalías también se pueden observar en el centro de Argentina (Agosta et al., 1999, entre otros), y en el caudal del río Paraná en Paraguay (Genta et al., 1998; Robertson & Mechoso, 1998, etc.). Marengo (2004) atribuye el aumento de las precipitaciones en el sur de la amazonia a una intensificación de los vientos alisios del noreste, y al aumento del transporte de vapor de agua desde la zona tropical del Atlántico norte hasta el centro de la amazonia. Para un período más corto (1978-1998) usando datos de CMAP, Matsuyama et al. (2002) también registra una tendencia decreciente en las precipitaciones al norte y una tendencia creciente en el sur.

La variabilidad de las precipitaciones puede estar también asociada a la deforestación. En la CA la deforestación ha sido considerada como inexistente hasta 1960 (Houghton et al., 2000), iniciándose en la década de 1970 (0.34% de la superficie total de tierras deforestadas en 1976, Callede et al., 2008). Una recopilación de los principales trabajos sobre el impacto de la deforestación de la lluvia en la CA ha sido presentada por D'Almeida et al. (2007) y Rodríguez et al. (2010). Los modelos desarrollados a macroescala (mayores a 105 km²) para simular una tala general de árboles, estiman una disminución de la precipitación de 0.40-1.70 mm/día (Nobre et al., 1991; Henderson-Sellers et al., 1993; Dirmeyer & Shukla, 1994; Polcher & Laval, 1994; etc.).

La deforestación también causa una extensión de la estación seca (Shukla et al., 1990; Nobre et al., 1991) y que las fuertes lluvias disminuyan durante la estación seca (Silva Dias et al., 2002). Sin embargo, la actividad humana actual en la CA genera una intensa deforestación en la cuenca sur y oriental, principalmente; y menos deforestación en otras regiones, en particular, en el noroeste (Le Tourneau, 2004). Es por ello que los modelos de deforestación a meso-escala (102 a 105 km²) son importantes. Por un lado, estos modelos señalan disminución de las precipitaciones (Eltahir & Bras, 1994), así como un aumento de las lluvias durante la estación seca, como consecuencia del aumento de albedo, causando convergencia y convección en las zonas deforestadas (Chen & Avissar, 1994; Avissar & Liu, 1996; Wang et al., 2000; Durieux et al., 2003).

El objetivo de este trabajo es realizar un estudio amplio de la variabilidad espacio-temporal de las precipitaciones, utilizando un nuevo conjunto de datos, incluyendo importante información de Perú, Bolivia, Ecuador y Colombia. Asimismo, se pretende identificar las tendencias y evolución en el tiempo de la precipitación media anual en el conjunto de la CA. En el marco del programa de investigación Hidrología y Geodinámica de la Cuenca Amazónica (HYBAM), un análisis de

variabilidad de las precipitaciones ha sido desarrollado para evaluar el impacto en el caudal y transporte de sedimento en la CA (Guyot, 1993; Gautier et al., 2006, Espinoza et al., 2010).

Este trabajo presenta inicialmente los datos y la distribución espacial de las lluvias, así como una explicación de los diferentes métodos aplicados. La primera parte de los resultados se centra en la variabilidad espacial de la lluvia; a continuación, los regímenes pluviométricos son analizados. En ambos casos el análisis es más detallado para la región andina. Luego, la variabilidad espacio-temporal, interanual y plurianual son analizadas en relación con la circulación atmosférica y con los índices regionales de la variabilidad océano-atmosférica. La variabilidad media y las tendencias de las precipitaciones se describen durante el período 1975-2003. Finalmente la variabilidad de las lluvias es analizada conjuntamente con la variabilidad hidrológica regional en la cuenca amazónica.

Las conclusiones se presentan en la última sección.

DATOS Y MÉTODOS

El programa HYBAM (www.mpl.ird.fr/hybam) ha elaborado una base de datos de precipitación mensual, empleando estaciones in situ pertenecientes a diferentes instituciones encargadas del monitoreo meteorológico e hidrológico: Agencia Nacional de Aguas (ANA, Brasil), Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología (SENAMHI de Perú y de Bolivia), Instituto Nacional de Meteorología e Hidrología (INAMHI, Ecuador) y el Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales (IDEAM, Colombia). La calidad de la base de datos, compuesta por un total de 1446 estaciones pluviométricas en forma mensual, ha sido analizada con el método del vector regional - MVR (Hiez, 1977 y Brunet Moret, 1979). Para una misma zona climática que experimenta el mismo régimen de lluvias, se asume que las precipitaciones anuales, en las estaciones de la zona son proporcionales entre estaciones, con poca variación anual como

resultado de la distribución de las precipitaciones en la zona. La idea básica del MVR es la siguiente: en lugar de comparar estaciones pares por correlación o doble masa, se crea una estación ficticia (un vector) de todas las estaciones en la zona, que se compara con cada estación (Hiez, 1977; Vauchel, 2005). Para calcular esta “estación vector”, el MVR aplica el concepto de promedio extendido de precipitación al período de trabajo, que es una estimación del posible valor medio que se hubiera obtenido por medio de observaciones continuas durante el periodo de estudio. Sobre la base de lo anterior, se aplica el método de mínimos cuadrados para encontrar los índices pluviométricos anuales Z_i y el promedio extendido de precipitación P_j . Esto puede ser calculado minimizando la suma de la Ecuación (1), donde i es el índice del año, j el índice de la estación, N el número de años, y M el número de estaciones. P_{ij} representa la precipitación anual en la estación j en el año i , P_j es el promedio de lluvias en N años y, por último, Z_i es el índice regional pluviométrico del año i . La serie de índices cronológicos Z_i se llama “vector regional de índices pluviométricos anuales”.

$$\sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^M \left(\frac{P_{ij}}{P_j} - Z_i \right) \quad (1)$$

Dos métodos han sido desarrollados en paralelo por Brunet-Moret (1979) y Hiez (1977), siendo la principal diferencia la forma en que el cálculo de promedio extendido de precipitación P_j se lleva a cabo. El primero, considera que el promedio extendido de una estación se calcula utilizando los valores observados, después de eliminar valores extremos; es decir, datos diferentes de los de la mayoría de las estaciones cercanas durante un año determinado.

El segundo considera que el promedio extendido de una estación se calcula sobre la base de los valores más frecuentes (la moda), en conformidad con las estaciones vecinas. Por lo tanto, no hay necesidad de eliminar los datos que difieren considerablemente del promedio, como se hace en el primer método. En este estudio, se ha aplicado el método de Brunet-Moret, y la comparación con el otro método no ha dado notables diferencias. En base a estos conceptos, es posible analizar los datos mediante un proceso iterativo de

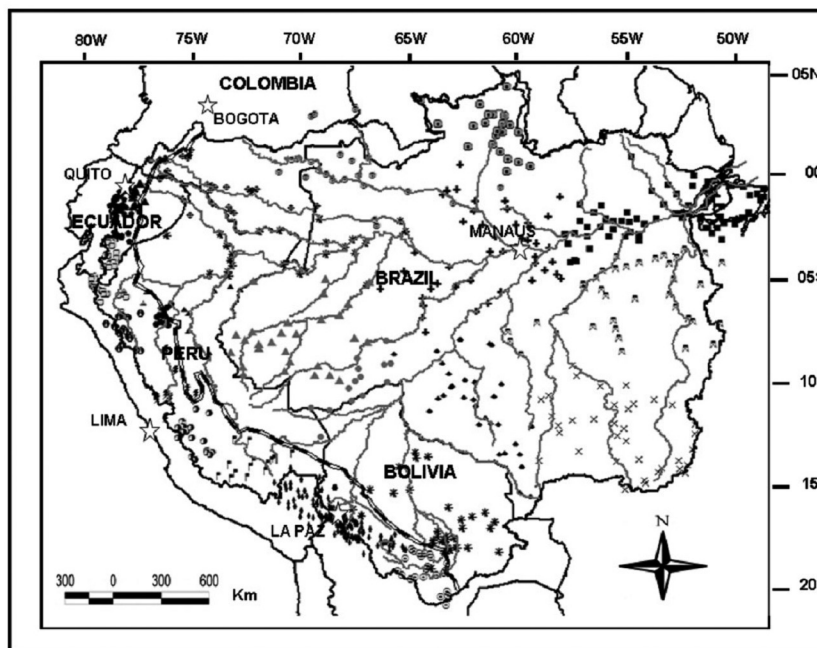


Fig. 1. Límite de la cuenca amazónica (línea continua) y de las regiones andinas por encima de 500 msnm (línea en blanco y negro) y la ubicación de los pluviómetros aprobados por el método del vector regional (756 estaciones con más de 5 años de datos). Los 25 símbolos representan los grupos de estaciones a partir de los cuales se crearon los 25 vectores.

selección de la estación dentro de una región climática específica. La selección se sustenta con mapas climatológicos y la descripción de los regímenes de precipitaciones, según lo informado en estudios previos. El proceso iterativo calcula el vector, revisa los resultados, separa estaciones inconsistentes, calcula el vector una vez más, etc. Las estaciones rechazadas cerca de la frontera de una región puede presentar el comportamiento de una región vecina. Estas estaciones se toman en cuenta para calcular el vector de una nueva región climática. Cada región resultante se asocia con un «vector regional» que representa la variabilidad interanual pluviométrica en la región, y también es similar al comportamiento de todas las estaciones que forman parte de esta región.

En consecuencia, este vector es un buen indicador de la variabilidad climática en la región. Así, para cada año, este índice requiere datos de al menos cinco estaciones, para encontrar el mayor tiempo de análisis por región. Una guía técnica de la aplicación del MVR utilizando Hydraccess (Vauchel, 2005) fue preparada en la Universidad Nacional Agraria La Molina - Programa Hybam, por Espinoza et al. (2005). La aplicación de la MVR en la CA se llevó a cabo en 756 estaciones (52% del total de estaciones) con datos de más de 5 años de períodos continuos, y menos probabilidades de errores en su serie (Fig. 1). En promedio, el período de disponibilidad de datos es de 1975 a 2003, pero, en los países andinos, las series son generalmente más largas y comenzaron en 1960, en Perú y en 1950 en Bolivia. En Colombia y Brasil, la mayor parte de los registros comenzaron entre 1975 y 1980, con muy pocas estaciones con datos anteriores a 1965.

La variabilidad estacional se analiza por medio del porcentaje de las precipitaciones en forma trimestral a partir de diciembre-enero-febrero (DEF) a septiembre-octubre-noviembre (SON). El coeficiente de variación estacional (sVC) se calcula utilizando la precipitación media mensual. Asimismo, el coeficiente de variación interanual (iVC) se calcula usando los valores de precipitación anual.

Los diferentes regímenes estacionales son analizados basados en los índices de precipitaciones que relacionan las precipitaciones mensuales con las precipitaciones anuales. Así, las estaciones se pueden clasificar de acuerdo con su ciclo anual y no son influenciadas por la cantidad de lluvia anual. La Ecuación 2 se utiliza para calcular este índice, donde I_i es el índice mensual para el mes i , PP_i la precipitación mensual para el mes i , y PPA la precipitación total anual.

$$I_i = \frac{PP_i}{PPA/12} \quad (2)$$

Una clasificación ascendente jerárquica (CAJ) se aplica a los índices de precipitación mensual para definir el número óptimo de clusters o grupos. El método de Ward se aplica para maximizar la varianza inter-clase. El método de K-Means se aplica a continuación, basado en el número de grupos encontrados a través de CAJ. Este método se basa en iteraciones consecutivas que permiten reducir la variancia dentro del grupo de individuos y aumentar la variancia entre los grupos. El número de iteraciones fue de 10, 15 y 25. Aunque los grupos se pueden crear sobre la base de CAJ, el método de las K-Means permite obtener varias clasificaciones e identificar estaciones estables e inestables (que pertenecen a diferentes clusters en diferentes iteraciones). Sólo las estaciones pertenecientes al mismo cluster en cada iteración fueron usadas para definir los regímenes.

Para medir la precipitación media en la cuenca y su evolución interanual, se aplica el método de interpolación de Kriging. Este método consiste en establecer un variograma para cada punto del espacio. Este variograma evalúa la influencia de las 16 estaciones más cercanas proporcionalmente a la distancia. Las estructuras temporales y espaciales de la variabilidad interanual de las precipitaciones se estudian sobre la base de un análisis de componente principal (ACP) con rotación Varimax, (Dillon & Goldstein, 1984) sobre los índices pluviométricos del MVR. El uso de los índices de MVR en lugar de los datos

iniciales permite considerar series temporales largas (en este caso 1964-2003).

El análisis de tendencia de las precipitaciones se basa en los coeficientes de correlación, el coeficiente de Pearson, que es un método paramétrico que mide la correlación lineal entre las variables, mientras que los coeficientes de Spearman y Kendall son métodos no paramétricos y basados en el rango de probabilidad del orden de ocurrencia de datos (Kendall, 1975; Siegel & Castellan, 1988).

Las rupturas y cambios en las series son evaluadas a través de diferentes métodos. El método bayesiano de Buishand se basa en los cambios del promedio de las series, los valores críticos para la identificación de las rupturas se basan en el método de Monte Carlo que sigue siendo válido incluso para las variables con una distribución diferente de lo normal (Buishand, 1982). El método Pettitt es una prueba no paramétrica basada en cambios en el promedio y el rango de la serie subdividida en subseries (Pettitt, 1979). Es considerado como una de las pruebas más completas para la identificación de los cambios en las series temporales (Zbigniew, 2004). La prueba Bayesiana de Lee y Heghinian usa el promedio como un indicador de cambio gracias a una distribución a posteriori de Student (Lee & Heghinian, 1977). Por último, la segmentación de Hubert se basa en la importante diferencia de la desviación estándar y promedio entre los períodos, es particularmente adecuada para la búsqueda de cambios múltiples en series (Hubert et al., 1989).

Los datos de vientos, humedad y geopotenciales provienen del Proyecto de Reanálisis del Centro Europeo para el Pronóstico del tiempo de rango medio (ECMWF) (Uppala et al., 2005). La data de reanálisis del ECMWF ERA-40 utilizados en este estudio se ha obtenido desde el servidor web de ECMWF. Los datos de reanálisis resultan de un modelo de pronóstico operativo a corto plazo y de las observaciones de diversas fuentes (tierra, barco, avión, vía satélite). Los datos

se proveen cuatro veces al día, en una grilla global de 2.5° de latitud x 2.5° de longitud a 23 niveles de presión. El flujo de vapor de agua verticalmente integrado se deriva de la humedad específica y el viento horizontal entre el suelo y los 500 hPa (en este trabajo usamos la aproximación descrita por Rao et al., 1996).

Varios índices climáticos regionales se utilizan para caracterizar los patrones temporales, resultantes del análisis de la precipitación anual. El Índice de Oscilación Sur (IOS) es la diferencia de presión estandarizada entre Tahití y Darwin. El Índice Multivariado del ENOS (IME) monitorea el ENOS en el Pacífico considerando la presión a nivel del mar, componentes zonales y meridionales del viento en superficie, temperatura superficial del mar, temperatura del aire de superficie y fracción de nubosidad total del cielo (Wolter & Timlin, 1993). Ambos índices provienen del Centro de Predicción Climática de la Administración Nacional Oceánica y Atmosférica (CPCNOAA: <http://www.cdc.noaa.gov/>). Los datos de temperatura superficial del mar (TSM) provienen también del CPC-NOAA. La TSM mensual (1950-2000) se proporciona para el Atlántico Norte tropical (NATL, $5-20^\circ\text{N}$, $60-30^\circ\text{W}$) y el sur del Atlántico tropical (SATL, $0-20^\circ\text{S}$, $30^\circ\text{W}-10^\circ\text{E}$). La diferencia estandarizada de la TSM entre el NATL y SATL es también calculada. El índice de la Oscilación Decadal del Pacífico (ODP) se define como el componente principal de la variabilidad mensual de la TSM del Pacífico Norte, desde los 20°N hacia los polos para el período 1900-1993 (Mantua et al., 1997: <http://jisao.washington.edu/PDO/>). Cuando la ODP es positiva, el agua es más fría en el Pacífico central y occidental, y más caliente en el Pacífico oriental; con una ODP negativa, se observa lo contrario. Estos eventos negativos y positivos del ODP tienden a durar de 20 a 30 años. El índice ODP ha sido principalmente positivo desde 1976.

La gestión de la base de datos pluviométrica, así como la aplicación del MVR y el cálculo

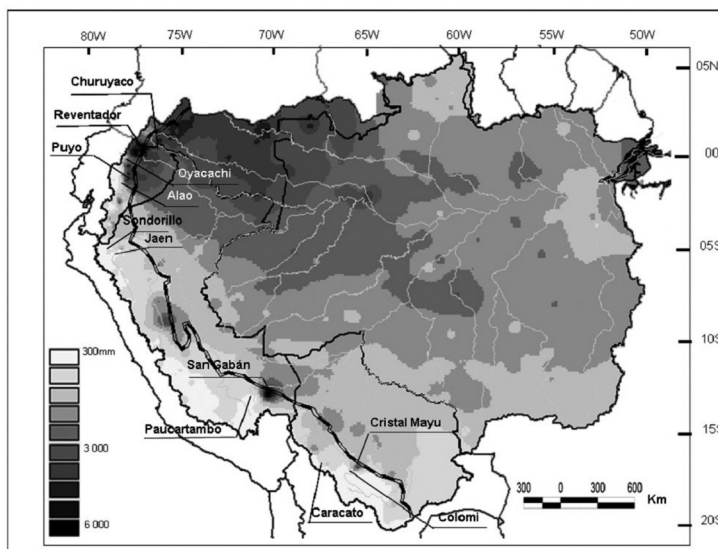


Fig. 2. Lluvia media anual para el periodo 1975-2003 (en mm/año). Las estaciones pluviométricas mencionadas en el texto están indicadas. La región andina sobre los 500 msnm esta delimitada por la línea en blanco y negro.

de la precipitación promedio en la cuenca, se ha llevado a cabo utilizando el software HYDRACCESS, desarrollado en el marco del programa HYBAM (descarga gratuita en www.mpl.ird.fr/hybam/outils/hydraccess_en.htm ; Vauchel, 2005). El cálculo de los cambios en la serie se realiza mediante el software KHRONOSTAT (IRD, 2002).

VARIABILIDAD ESPACIO-TEMPORAL DE LAS PRECIPITACIONES EN LA CUENCA AMAZÓNICA

Las estaciones aprobadas por el MVR muestran una distribución espacial heterogénea en los países de la CA (Fig. 1). En Brasil, las estaciones se distribuyen uniformemente. Sin embargo, debido a la falta de acceso en el denso bosque amazónico, las estaciones pluviométricas han sido principalmente ubicadas a lo largo de los ríos y carreteras. En los países andinos existe un gran número de estaciones, a menudo con una larga serie de datos, sobre todo en las regiones de montaña, donde el acceso es más fácil. Por el contrario, las estaciones son pocas y distantes entre sí en el llano amazónico de Perú, Ecuador y Bolivia, en la frontera de Perú y Brasil, y en la región noreste de la cuenca, en la frontera de Brasil con Guyana y Surinam (Fig. 1).

Variabilidad espacial de la precipitación total anual

Las regiones particularmente lluviosas (3000 mm/año a más) se encuentran en el noreste, en el delta del Amazonas, cerca del Océano Atlántico (Fig. 2), expuestos a la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT) y en el noroeste de la cuenca (Colombia, norte de la amazonia ecuatoriana, noreste de Perú, y al noroeste de Brasil). La precipitación es también abundante hacia el sureste, cerca de la posición media de la Zona de Convergencia del Atlántico Sur (ZCAS) establecida durante el verano austral desde el noroeste de la CA hacia el océano Atlántico sur subtropical. La lluvia disminuye hacia los Trópicos alcanzando más de 2000 mm/año en el sureste de Brasil y menos de 1500 mm/año en el llano peruano-boliviano y en el estado brasileño de Roraima, que está protegido de los flujos húmedos del Atlántico por el escudo guyanés. Esta distribución concuerda con los resultados de Ratisbona (1976), Salati et al. (1978), Márquez et al. (1980), Figueroa & Nobre (1990), Fisch et al. (1998) y Marengo (2004), entre otros. Sin embargo, nuestro mapa de precipitaciones da más información acerca de los países andinos.

La Fig. 2 muestra claramente la disminución de

las lluvias en las regiones altas de los Andes, principalmente en el centro y el sur. La Fig. 3 muestra la relación entre la precipitación anual y la altitud de 391 estaciones pluviométricas ubicadas en los Andes. Sólo un número limitado de estaciones se encuentran a más de 2000 msnm con un exceso de 1500 mm/año y, en general, menos de 1000 mm/año se observa a más de 3000 msnm. La misma situación encuentra Guyot (1993) y Ronchail & Gallaire (2006) en Bolivia y Laraque et al. (2007) en Ecuador. A poca altura, las precipitaciones abundantes se relacionan con el aire cálido húmedo y la liberación de gran cantidad de vapor de agua sobre las primeras laderas orientales de los Andes. Las estaciones que registran más de 3000 mm/año se encuentran a menos de 1500 msnm (Fig. 3). Como resultado, la precipitación disminuye con la altitud. Sin embargo, las estaciones con menos lluvia, como las estaciones de Caracato (2650 msnm) en los Andes bolivianos con 255 mm/año y Sondorillo en los Andes del norte de Perú (1850 msnm) con 345 mm/año, no son las más altas (Fig. 3). De hecho, la ubicación

de las estaciones protegidas por las montañas de los vientos alisios húmedos con dirección predominantemente este, explica los bajos niveles de precipitación medidos en bajas altitudes. Por ejemplo, poca lluvia se registra en Jaén (620 msnm, 700 mm/año), que está rodeada de altas montañas, principalmente hacia el este (Fig. 3). Esta es la razón por la cual se observa una fuerte variabilidad espacial de las lluvias por debajo de los 2000 msnm donde la precipitación varía desde 500 hasta 3000 mm/año (Fig. 3). Los valores extremos, aprobado por el MVR, se encuentran en posiciones que favorecen la elevación de aire fuerte, como Churuyacu (500 msnm) en Colombia con 5500 mm/año, cerca de una pendiente empinada y Reventador (1470 msnm) en el Ecuador con 6200 mm/año, situado al pie del volcán del mismo nombre. También existe una zona muy lluviosa en el sureste de la amazonia peruana. Por ejemplo, la estación de San Gabán (820 msnm) arroja un promedio de 6000 mm/año (Fig. 3), y valores máximos pueden alcanzar los 9000 mm/año (como en 1967). Esta

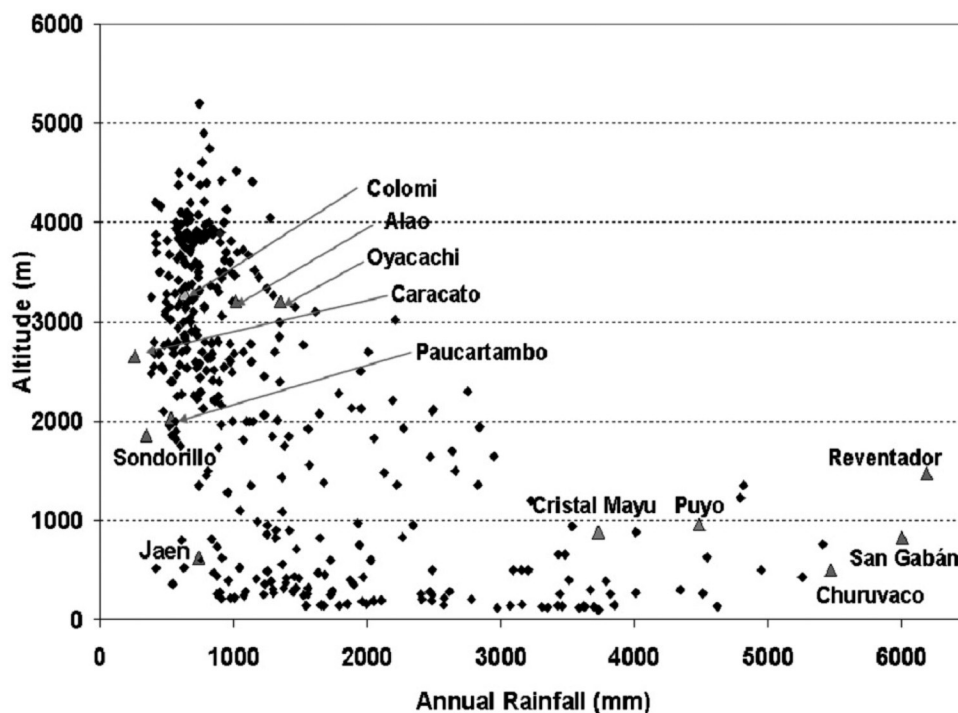


Fig. 3. Relación entre la altitud (msnm) y la lluvia total anual (mm) en 391 estaciones pluviométricas de los países andinos. Las estaciones pluviométricas mencionadas en el texto están indicadas.

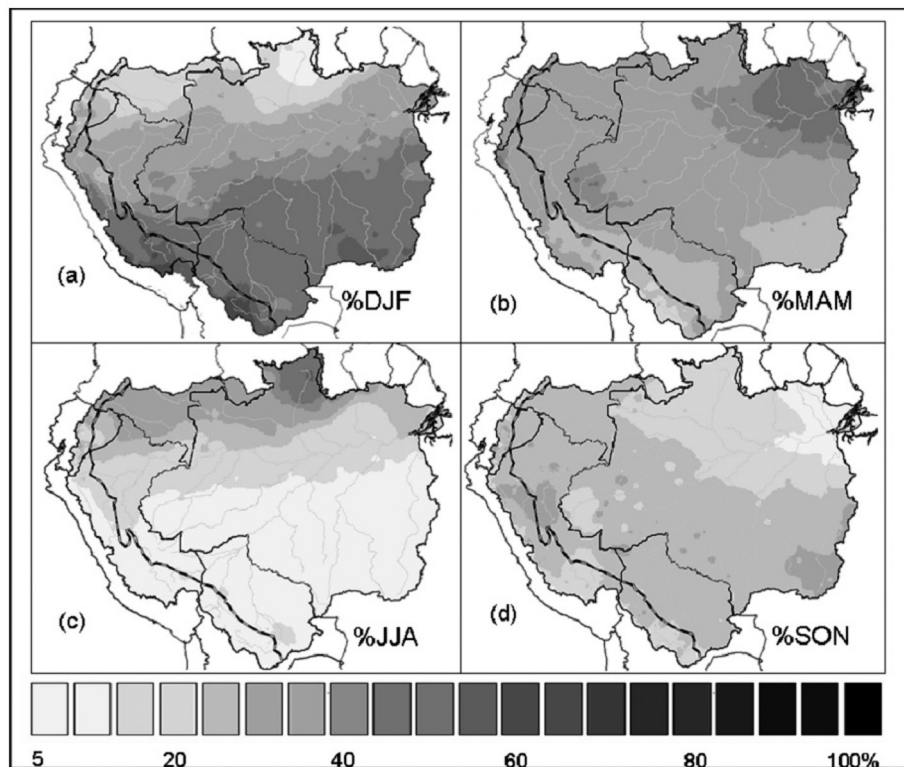


Fig. 4. Porcentaje trimestral de las lluvias en (a) diciembre-enero-febrero (DEF); (b) marzo-abril-mayo (MAM); (c) junio-julio-agosto (JJA) y (d) septiembre-octubre-noviembre (SON). La región andina sobre los 500 msnm está delimitada por la línea en blanco y negro.

estación está situada en una concavidad en la Cordillera de Carabaya (sur del Perú), cerca de pendientes pronunciadas. También hay que mencionar que el análisis MVR ha dado lugar al rechazo de varias estaciones, especialmente en regiones húmedas de los países andinos. Estas estaciones situadas en zonas remotas no presentan registros continuos y completos de precipitaciones. Así, valores superiores a 5000 mm de Chapare, al este de Cochabamba, como mencionó Roche et al. (1990) en Bolivia, no se han incluido en el mapa (Fig. 2)

Es evidente que los mayores y menores valores de precipitación anual en la CA se registran en la región andina (Figs. 2 y 3). Algunos casos ilustran la gran variabilidad espacial de la pluviometría. En Ecuador, la estación El Reventador (1470 msnm; 6200 mm) está a 80 km de Oyacachi (3200 msnm) cuya lluvia anual es de 1400 mm, la variación espacial entre ambas estaciones es 58 mm/km. Además, entre Puyo (960 msnm, con 4500 mm) en la frontera de los

Andes y Alao (3200 msnm, con 1000 mm), situado en un valle encajonado, a una distancia de 55 km, hay una diferencia de 63 mm/km. En el Perú, San Gabán (820 msnm; 6000 mm) está a 110 km de Paucartambo (2030 msnm, con 530 mm), situado en un valle detrás de la Cordillera de Carabaya. En este caso hay una diferencia de 50 mm/km entre ambas estaciones. En Bolivia, Cristal Mayu (880 msnm, con 4000 mm) ubicado a 46 km de distancia de Colomi (3280 msnm y 630 mm), la diferencia es aún mayor: 73 mm/km. Los ejemplos anteriores muestran el importante papel del relieve en la determinación de la precipitación anual (Fig. 3).

Ciclo estacional

El ciclo estacional se evalúa con mapas que muestran el porcentaje trimestral de la precipitación anual (Fig. 4) y el uso del análisis de cluster CAJ y K-medias basado en los índices de precipitación mensual (Fig. 5). El análisis de CAJ permite la definición de un número

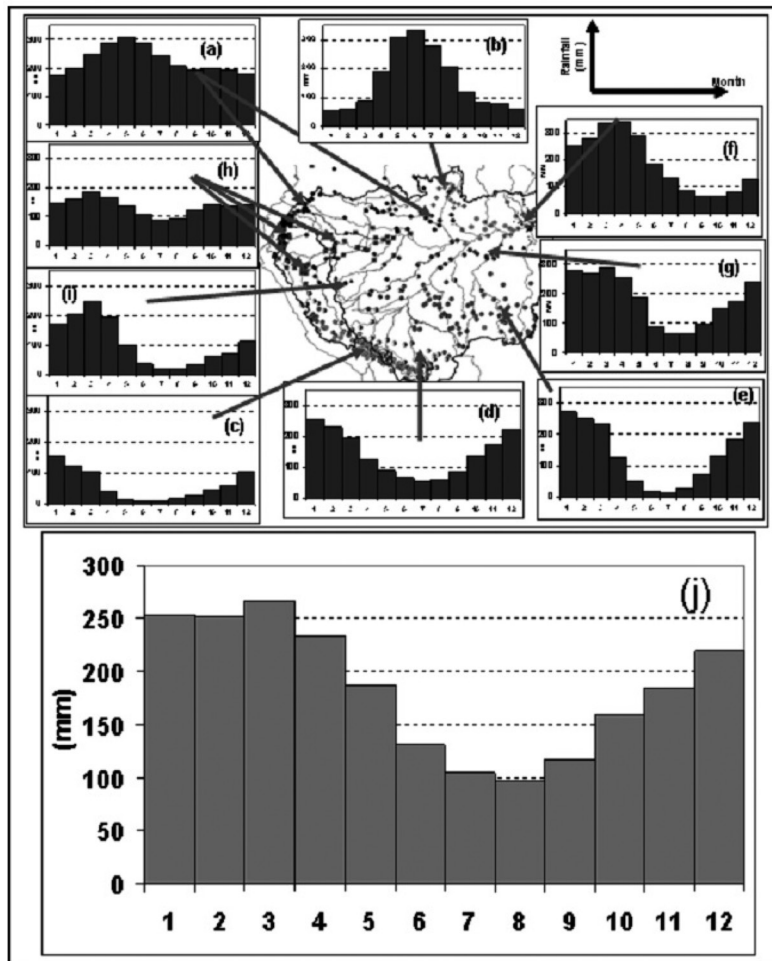


Fig. 5. (a) a (i) Régimen anual de las precipitaciones resultante de una CAJ y K-Means de los índices mensuales de precipitación de las 756 estaciones pluviométricas analizadas. Símbolos diferentes en el mapa corresponden a clases de estaciones con desiguales regímenes. Los gráficos muestran el promedio mensual de las estaciones correspondientes a la misma clase. (j) Régimen anual de las lluvias en el conjunto de la cuenca amazónica hasta su delta.

óptimo de nueve clusters correspondientes a los eve regímenes y la técnica de la K-media reúne las estaciones que experimentan el mismo régimen. El ciclo estacional también se describe usando mapas trimestrales de la altura geopotencial a 850 hPa y el transporte de vapor de agua verticalmente integrado (Fig. 6).

Las Figs. 5 (a) y (c) muestran una clara oposición entre el norte y el sur de las regiones tropicales del Amazonas en el verano austral (DEF) e invierno austral (junio-julio-agosto (JJA)). En JJA el porcentaje de precipitación anual es superior al 50% en la región septentrional

(al norte de Brasil y Colombia), y por debajo del 20% en el sur (sur de Brasil, Perú y Bolivia). Lo contrario se observa en verano (DEF). Los regímenes tropicales también se muestran en la Fig. 5 (b) (régimen tropical del hemisferio norte) y en las Fig. 5 (c) y (e) (regímenes tropicales del hemisferio sur). En el hemisferio norte, particularmente en el Estado de Roraima (Brasil), el pico de precipitación en JJA se relaciona con el calentamiento del continente, del Atlántico tropical y de la temperatura superficial del Pacífico oriental (Pulwarty et al., 1998). Hacia el sur, la temporada de lluvias en el verano austral se relaciona con el calentamiento del continente (Fu et al.,

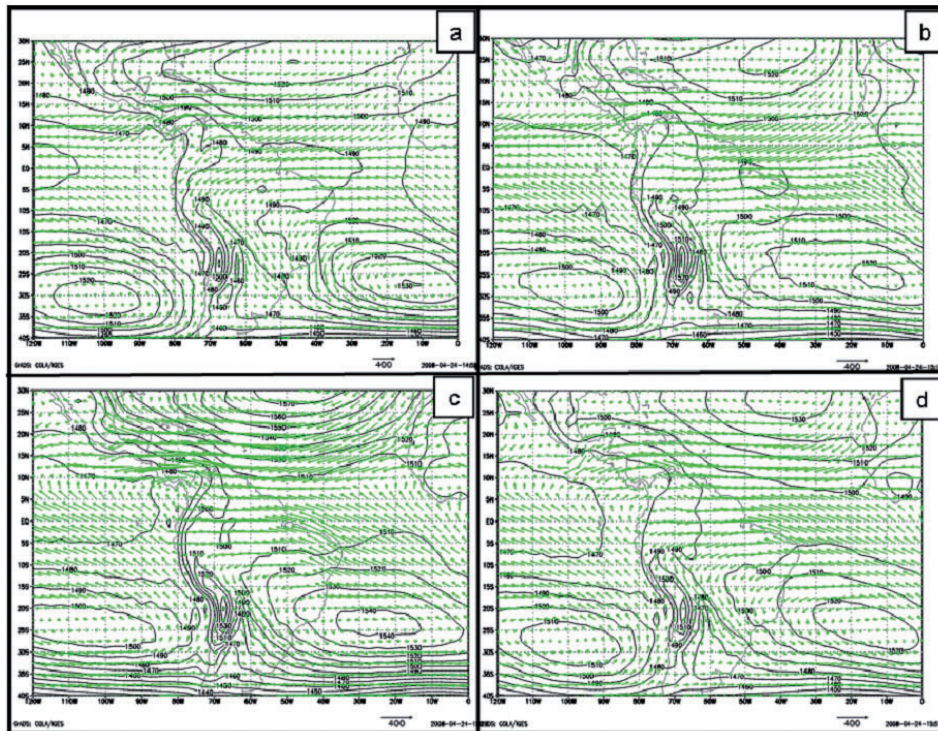


Fig. 6. Promedio de la altura geopotencial (m) a 850 hPa y del flujo de vapor de agua integrado verticalmente entre el suelo y 500 hPa (kg/m/s) para el periodo 1964-2002. Los datos provienen del ECMWF.

1999), a una altura geopotencial baja en la región del Chaco y al inicio del monzón de América del Sur (SAMS) y correspondientemente el low level jet (LLJ) a lo largo de los Andes (Fig. 6 (a); Zhou & Lau, 1998; Saulo et al., 2000; Marengo et al., 2004). Por lo contrario, la estación seca en JJA se relaciona con altos valores de la altura geopotencial y la retirada de los SAMS (Fig. 6 (c)). En el sur, los regímenes tropicales difieren según la duración de la estación seca. En los Andes tropicales, esto dura de mayo a septiembre (Fig. 5 (c)), sólo el 5% de las precipitaciones anuales pueden ser registrados durante este período. En el llano, la estación seca es más corta, dura desde junio hasta agosto. En la llanura boliviana la estación seca es más lluviosa (Fig. 5 (d)) que en Mato Grosso (Fig. 5 (e)). Esto se debe a perturbaciones extratropicales que pasan ligeramente a través del llano boliviano durante el invierno (Fig. 6 (c)) (Oliveira & Nobre, 1986; Ronchail, 1989; Garreaud, 2000; Seluchi & Marengo, 2000). En el noreste de la CA, el otoño (marzo-abril-

mayo (MAM)) y la primavera (SON) son las temporadas más contrastantes (Fig. 4 (b) y (d), respectivamente), más del 50% de las precipitaciones anuales pueden ser registradas en el período MAM, mientras que menos del 10% se produce en el periodo de SON. Este régimen marítimo tropical comprende una región desde el delta del Amazonas hasta unos 1000 km en el centro de la cuenca, en la confluencia del Amazonas y el río Madeira (Fig. 5 (f)). En esta región, la estacionalidad está controlada principalmente por el Océano Atlántico.

En particular, el pico de precipitaciones en otoño austral está relacionado con el calentamiento del Atlántico ecuatorial y con la posición más meridional de la ZCIT (Fu et al., 1999; Fu et al., 2001). Por el contrario, en la primavera austral, la estación seca se asocia con el desplazamiento hacia el norte de aguas cálidas y de la ZCIT.

En el noroeste de la cuenca, en las regiones cercanas a la línea ecuatorial, la distribución de las precipitaciones durante todo el año es más uniforme, con porcentajes cercanos

al 25% durante cada trimestre (Fig. 4). En Ecuador, la muy baja estacionalidad de las lluvias está relacionada con la convección profunda en la superficie siempre cálida (Fu et al., 1999) y a la altura geopotencial que es muy baja desde la primavera hasta el otoño austral (Fig. 6(b)). Sin embargo, dos regímenes diferentes se pueden destacar en la cuenca alta del río Negro y el llano amazónico del Ecuador; en las laderas de barlovento de los Andes, un régimen unimodal con un pico ligeramente al final del otoño austral (Fig. 5 (a)) que se debe a la convección reforzada después del equinoccio y un transporte zonal de vapor de agua (Fig. 6 (b)) (Laraque et al., 2007). Un régimen bimodal, con picos cerca de los equinoccios (abril y octubre) y un ligero descenso en el invierno austral se observa en las cuencas interandinas de Perú y Ecuador, y en la llanura amazónica, en la frontera de Perú, Brasil y Colombia (Fig. 5 (h)).

El ciclo semianual de la lluvia resulta de la oscilación zonal de la parte continental de la ZCIT, asociado al semiciclo anual de la radiación y la temperatura (Horel et al., 1989; Figueroa & Nobre, 1990; Poveda, 2004; Poveda et al. 2006).

Por último, los regímenes de transición prevalecen entre 5° y 10° S. En la región central y oriental de la cuenca, un régimen intermedio, entre el sureste (Fig. 5 (e)) y noreste (Fig. 5 (f)), se caracteriza por un período de lluvia comprendido entre diciembre y abril (Fig. 5 (g)). En el Perú, en la llanura y los Andes, un régimen intermedio entre el régimen tropical sur (Fig. 5 (c) y (d)) y el régimen bimodal norte (Fig. 5 (h)), caracteriza a una estación más lluviosa en marzo y una estación seca de junio a septiembre (Fig. 5 (i)). Estos resultados son similares a los descritos en estudios previos para el Brasil (Ratisbona, 1976; Salati et al., 1978; Kousky et al., 1984; Horel et al., 1989; Nobre et al., 1991; Marengo, 1992; Zhou & Lau, 2001; Ronchail et al., 2002). Sin embargo, nueva información se proporciona para las regiones andinas, que aún no estaban claramente documentadas.

El sVC (Coeficiente de variabilidad estacional; Fig. 7) muestra la importante variabilidad estacional de las precipitaciones con valores superiores a 0.6 en las regiones tropicales andinas, en el sur andino del Perú (en la región de Apurímac, en la cuenca alta del río Ucayali) y en el suroeste de Bolivia

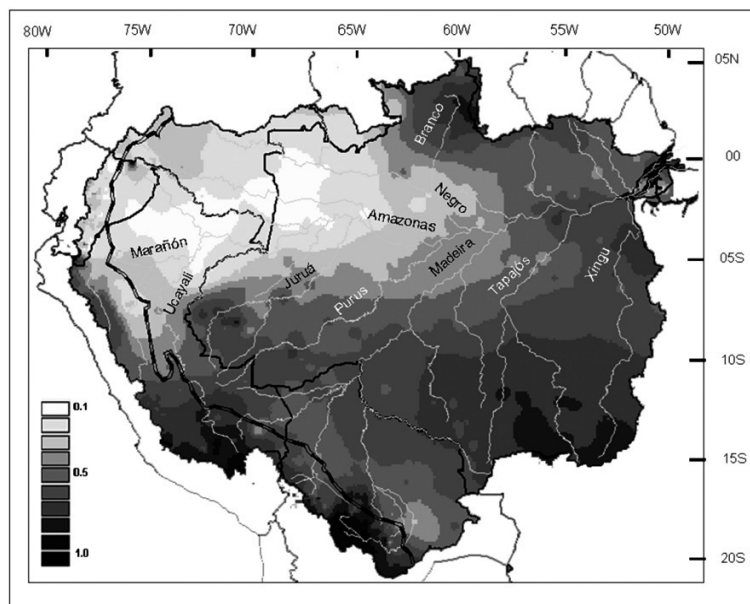


Fig. 7. Coeficiente de variabilidad estacional (sVC) calculado desde el régimen anual de cada estación para el periodo 1975-2003. Los ríos mencionados en el texto son nombrados aquí. La región andina sobre los 500 msnm está delimitada por la línea en blanco y negro.

(en la región de Sucre, en la cuenca alta del Mamoré). Desde el sur del llano boliviano hasta el sur de Perú, en un corredor entre los Andes y el escudo brasileño, la relativamente baja variabilidad estacional se debe a las lluvias de invierno relacionadas con perturbaciones extratropicales. Un fuerte sVC puede ser observado en otras regiones tropicales de la cuenca, especialmente en el sudeste (Mato Grosso) y en el norte de Brasil (Roraima).

En el noreste de la cuenca, cerca del delta del Amazonas, también hay una importante variación estacional, con un valor sVC de 0.5. Entre 5° N y 5° S, una gran disminución en el sVC se observa a partir de 60° W hacia el oeste, con valores por debajo de 0.1, principalmente en los bosques del llano amazónico de Perú y Colombia y en el oeste de la amazonia de Brasil (Fig. 7).

Esto evidencia la presencia constante de las lluvias en esta región, confirmando lo que se muestra en las Figs. 4 y 5 (a) y (h). En la

parte norte de la amazonía peruana, hay un importante aumento de este a oeste en el sVC, entre la llanura amazónica y las regiones cercanas a los Andes, así como entre el norte y el sur (a través de toda la cuenca del Ucayali).

La cuenca amazónica del Perú y Ecuador hasta Tamshiyacu (4° S y 73.16° W) se extiende sobre una superficie de 726 400 km², con un 53% sobre los 500 msnm (Mialocq et al., 2005 y Espinoza et al., 2006). Aquí se experimenta una alta variabilidad espacial de los regímenes de precipitación anual (Fig. 8).

La parte sur de la cuenca muestra un claro régimen tropical con una larga estación seca de mayo a septiembre, como en la estación de Antabamba (14.37° S; 72.88° W; 3900 msnm, en la Fig. 8 (a)), con un ciclo anual a partir de agosto y un periodo de lluvias de diciembre a marzo. En la cuenca alta del Huallaga y del río Ucayali, un régimen húmedo tropical se observa en la estación de Quillabamba (12.86° S; 72.69° W; 1128

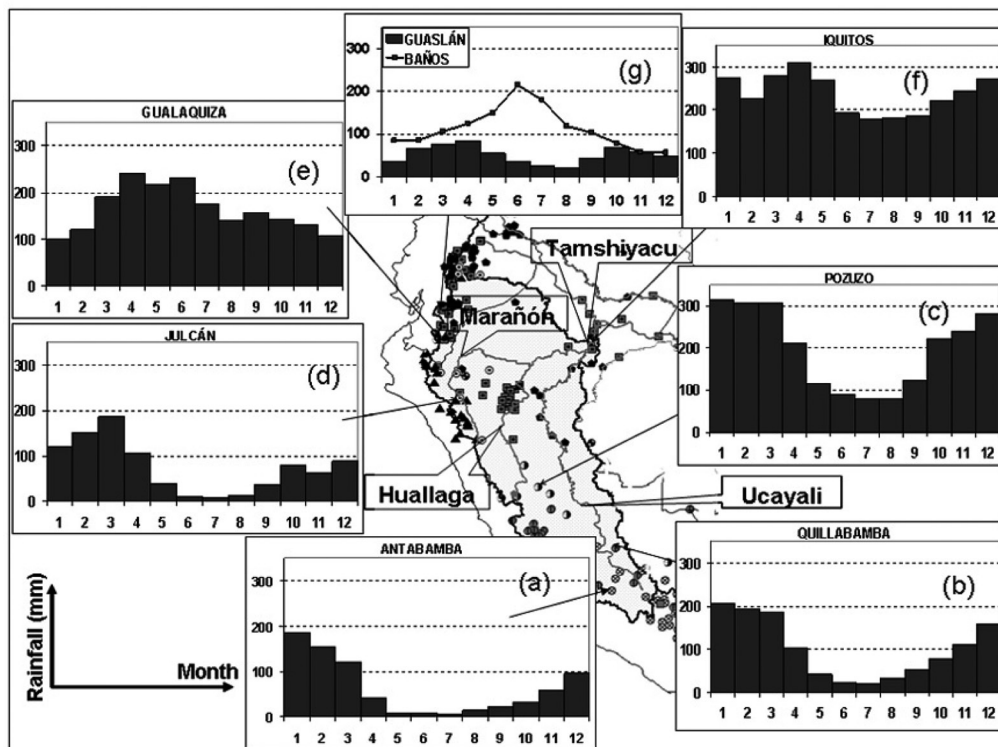


Fig. 8. Régimen de precipitaciones en siete estaciones de la Amazonía peruano-ecuadoriana. Cada símbolo en el mapa corresponde a una clase diferente (como en la Fig. 5). Los principales ríos son mencionados.

msnm, en la Fig. 8 (b)), esto es característico de un período lluvioso mucho más largo e intenso (de diciembre a mayo). En Pozuzo (10.05° S; 75.55° W; 258 msnm) a una altitud más baja, se observa un valor de precipitación más alto y un período seco más corto (JJA) (Fig. 8 (c)). En el norte, en la parte alta del río Maraón (Fig. 8 (d)) se observa un régimen intermedio entre tropical sur y ecuatorial con un período muy lluvioso de enero a abril, como en la estación de Julcán (8.05° S 78.50° W; 3450 msnm).

En las regiones cerca de la línea ecuatorial, se observan períodos de lluvias más prolongados, por ejemplo, en la estación de Gualaquiza (3.40° S; 78.57° W, a 750 msnm, Fig. 8 (e)) cerca de los Andes, registra un período de lluvias de febrero a julio y sin período seco. Hacia el este, en Iquitos (3.75° S; 73.25° W, 125 msnm, la Fig. 8 (f)), se describe un régimen más uniforme con una ligera disminución de lluvia de junio a setiembre, y muy débil sVC, como muestra la Fig. 7.

La variabilidad espacial de los regímenes de lluvias puede ser incluso mayor. Las estaciones con diferentes regímenes coexisten en la misma cuenca, debido a su diferente exposición a los vientos del este. Por ejemplo, la precipitación mínima en Guaslán, que es una cuenca interandina, coincide con el pico de precipitación en Baños, situado en una ladera de barlovento (Fig. 8 (g)). Esto se debe a un aumento en el transporte de vapor de agua, en el invierno austral, lo que provoca picos de lluvias en las estaciones de barlovento (Laraque et al., 2007). El promedio mensual de precipitación calculado para la CA (Fig. 5 (j)) muestra un período de lluvias de diciembre a abril (entre 220 y 270 mm/mes) y disminución de las precipitaciones a partir de julio (105 mm) y agosto (95 mm). El sVC (0.34) es bajo y muestra la influencia de la región noroeste, que, aunque no es tan extensa, es muy lluviosa y presenta una baja estacionalidad (Fig. 2 y 5). Sin embargo, este ciclo de precipitaciones, con una temporada más seca en invierno,

también refleja la influencia de las regiones tropicales del sur, de 5° S al sur de la cuenca, caracterizadas por una marcada estación seca alrededor de julio y agosto (Fig. 5).

La variabilidad interanual

El coeficiente de variabilidad interanual de las precipitaciones (iVC) es particularmente importante en las regiones montañosas de los países andinos (Fig. 9 (a)), en los Trópicos (Chaco y Roraima) y cerca del delta del Amazonas. Valores altos de iVC también se encuentran en la frontera elevada de Perú y Brasil (Cordillera Divisor, 400-500 msnm, parte alta de los ríos Purus y Juruá, véase la Fig. 9 (a)). Las regiones con menor variabilidad interanual se sitúan a lo largo del eje noroeste-sureste de la región de la CA, donde la lluvia es abundante.

La relación de la variabilidad estacional e

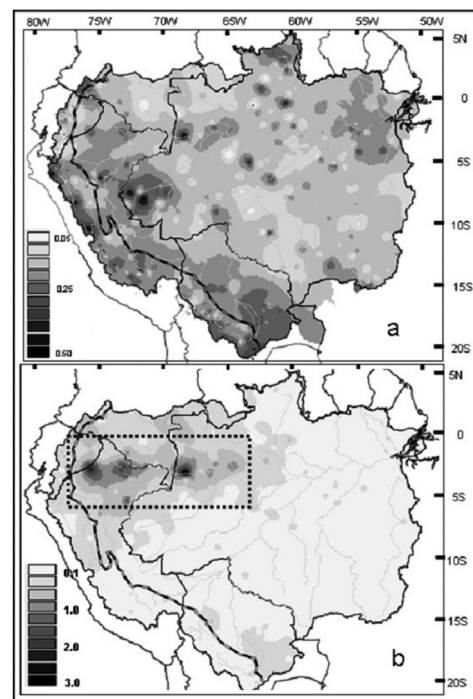


Fig. 9. (a) Coeficiente de variación interanual (iVC) para el periodo 1975-2003. **(b)** Relación entre el iVC y el sVC. El rectángulo punteado remarca la zona donde la variabilidad interanual es más importante que la variabilidad estacional. La región andina sobre los 500 msnm está delimitada por la línea en blanco y negro.

interanual (iVC/sVC) pone de manifiesto una mayor uniformidad en la distribución de las precipitaciones durante un año en la zona ecuatorial de las regiones occidentales de la CA (0°-05° S y 65°-77° W) (Fig. 9 (b)).

En esta región, la variabilidad interanual es tres veces mayor que la variabilidad estacional (iVC/sVC hasta 3.0). Por el contrario, en el sur y el este de la Amazonía, la variabilidad estacional excede a la variabilidad interanual.

La variabilidad interanual se estudia también usando un ACP con rotación Varimax sobre los índices de lluvias resultantes del MVR. Por un lado, la ventaja de este procedimiento radica en el uso de un índice que resume la variabilidad interanual de la zona homogénea delimitada por el MVR. Así, 25 regiones diferentes se definen, de las cuales 9 pertenecen a la llanura amazónica brasileña y 16 se encuentran en los países andinos (Fig. 1). En Brasil, la regionalización es similar a la encontrada por Hiez et al. (1991). Por otro lado, el uso de índices pluviométricos anuales del MVR permite que el período de análisis se extienda de 1964-2003 (como lo explicamos en la sección 2).

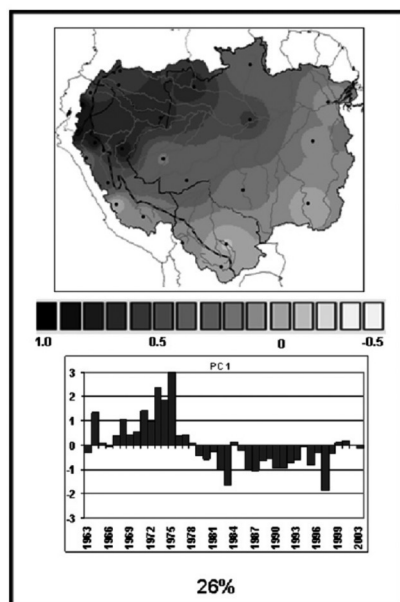


Fig. 10. Patrón espacio-temporal asociado con el primer componente principal resultante del ACP en JJA sobre los 25 vectores regionales.

El ACP se calcula sobre una precipitación trimestral, es decir, DEF, MAM, JJA, SON. Los tres primeros componentes de la ACP en general totalizan del 45-50% de la variabilidad de las precipitaciones totales.

En JJA y SON, se observan pocas precipitaciones, excepto en el noroeste; la variabilidad principal es pluridecadal, con un cambio al final de la década de 1970 en JJA (Fig. 10) y al comienzo de la década de 1980 en SON (como se mostrará en la sección 3.4). Los primeros componentes principales (CPs) representan el 26 y el 18% de la varianza explicada en JJA y SON, respectivamente. Las abundantes precipitaciones se registran durante el primer período en toda la CA. La señal es muy fuerte en el noroeste, mientras que es débil en el sur. Lluvias escasas caracterizan el segundo período. Usamos información de reanálisis ERA-40 para tomar en consideración las diferencias en la circulación atmosférica entre ambos períodos. La Fig. 11 (a) muestra las diferencias en la circulación atmosférica a los 850 hPa de altura de geopotencial y vientos entre 1986 y 1997, el período más seco, y 1967-1976, el período más lluvioso. Después de la década de 1970, se observa una altura geopotencial reforzada en la Amazonía occidental y el Atlántico tropical. El vapor de agua se aparta de estas regiones, lo que conduce a una disminución de las precipitaciones. A medida que una altura geopotencial baja prevalece sobre el este de Brasil, el vapor de agua converge hacia esta región (Fig. 11 (b)).

Dado el hecho de que los eventos El Niño están relacionados con menos lluvias en el norte de la CA y que una mayor frecuencia de eventos El Niño ha sido observada desde finales de la década de 1970 (Trenberth & Hurrell, 1994), se puede suponer que la disminución de la precipitación en el norte de la cuenca después de esa fecha se atribuye al calentamiento del Pacífico tropical. Las series temporales del PC1 en JJA está negativamente correlacionado con el índice multivariado del ENOS (IME) en el trimestre JJA e índices de la Oscilación

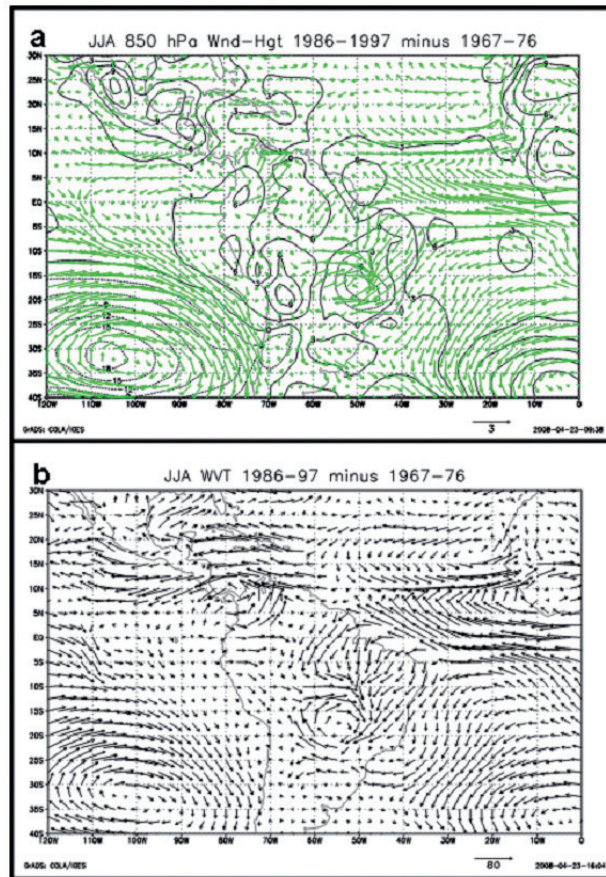


Fig. 11. Diferencias para JJA entre 1986-1997 y 1967-1976 en (a) altura de geopotencial (m) a 850 hPa y vientos (m/s), (b) Flujo de vapor de agua (kg/m/s) verticalmente integrado desde el suelo hasta 500 hPa. Datos de ECMWF han sido usados.

Decadal del Pacífico, ODP ($r = -0.69$ y -0.66 respectivamente, ambas correlaciones son significativas a $p > 0.99$; Fig. 12). Las correlaciones parciales muestran que ambos indicadores se combinan para dar un 65% de la variancia total de la precipitación. En una escala de tiempo interanual, los valores positivos del IME se asocian con pocas precipitaciones en la cuenca (1983, 1997), mientras que valores negativos de IME son concomitantes con abundantes lluvias (1973, 1975). En una escala de tiempo plurianual, valores bajos de ODP durante los años 1960 y 1970 se asocian con alta pluviometría. Lo contrario se observa durante los años 1980 y 1990. Marengo (2004) y Marengo et al. (2008) ya han mencionado las conexiones entre la variabilidad de las precipitaciones a largo plazo en la CA y la ODP.

La variabilidad a largo plazo también se observa en las estaciones de MAM y DEF,

pero no es el principal modo de variabilidad. La variabilidad plurianual en DEF y MAM, la temporada más lluviosas en muchas regiones (Fig. 5), se observa a una escala de tiempo decadal. PC1 en DEF (27% de la varianza) y PC2 en MAM (16%) presentan los mismos modos de variabilidad espacio-temporal. En MAM, las precipitaciones son importantes (débiles) en el noroeste (sureste) de la cuenca durante los años 1970 y 1990, y lo contrario se puede observar desde el principio de la década de 1980 hasta principios de la década de 1990 con una precipitación superior a lo normal en el sureste (Fig. 13). El incremento de la precipitación en el sureste de la cuenca a finales de la década de 1970 está relacionado con una anomalía de altura geopotencial negativa (Fig. 14 (a)) en el sur de la CA, donde existe una intensificación del viento del noroeste a lo largo de los Andes y del Corriente de Chorro de

Bajos Niveles (LLJ) y al incremento de la convergencia de vapor de agua desde el Atlántico y el noroeste del Amazonas (Fig. 14 (b)). Por el contrario, la altura geopotencial más fuerte de lo normal prevalece sobre el noroeste de la cuenca, donde existe divergencia del vapor de agua. El aumento de las precipitaciones en el noroeste del Amazonas en la última década está relacionado con una reducción del viento del noreste y el LLJ, así como un incremento de la convergencia de vapor de agua en el norte (Fig. 14 (d)), alentado por una anomalía positiva de geopotencial en la mayor parte del

continente al sur de la línea ecuatorial (Fig. 14 (c)). En DEF y MAM, los resultados del APC son correlacionados con el ODP de manera más débil ($r = -0.38$, $p > 0.95$ en MAM). Estos resultados son consistentes con Ronchail (1996) que encuentra unas variabilidades plurianuales similares en Bolivia y con Marengo & Nobre (2001) y Marengo (2004) que muestran una evolución a largo plazo diferente entre el norte y el sur de la Cuenca Amazónica de Brasil. También Lau & Wu (2006) describen un patrón espacio-temporal similar, con un aumento en la precipitación anual a lo largo de los

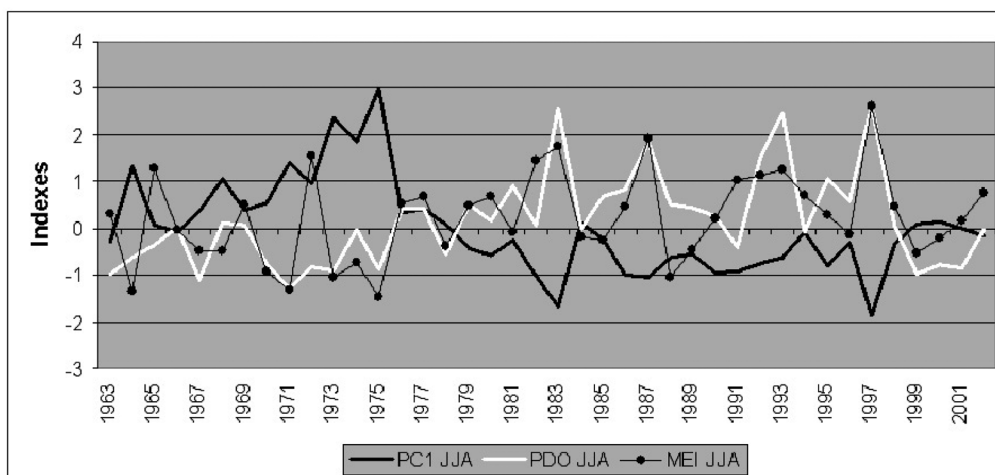


Fig. 12. Evolución temporal (1963-2003) del CP1 resultante del ACP en las lluvias de JJA. Los índices de ODP e IME son también mostrados.

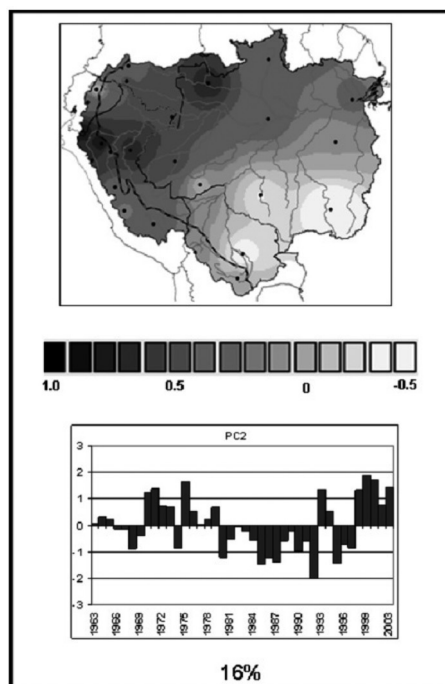


Fig. 13. Como la Fig. 10, pero para el CP2 en la estación de MAM.

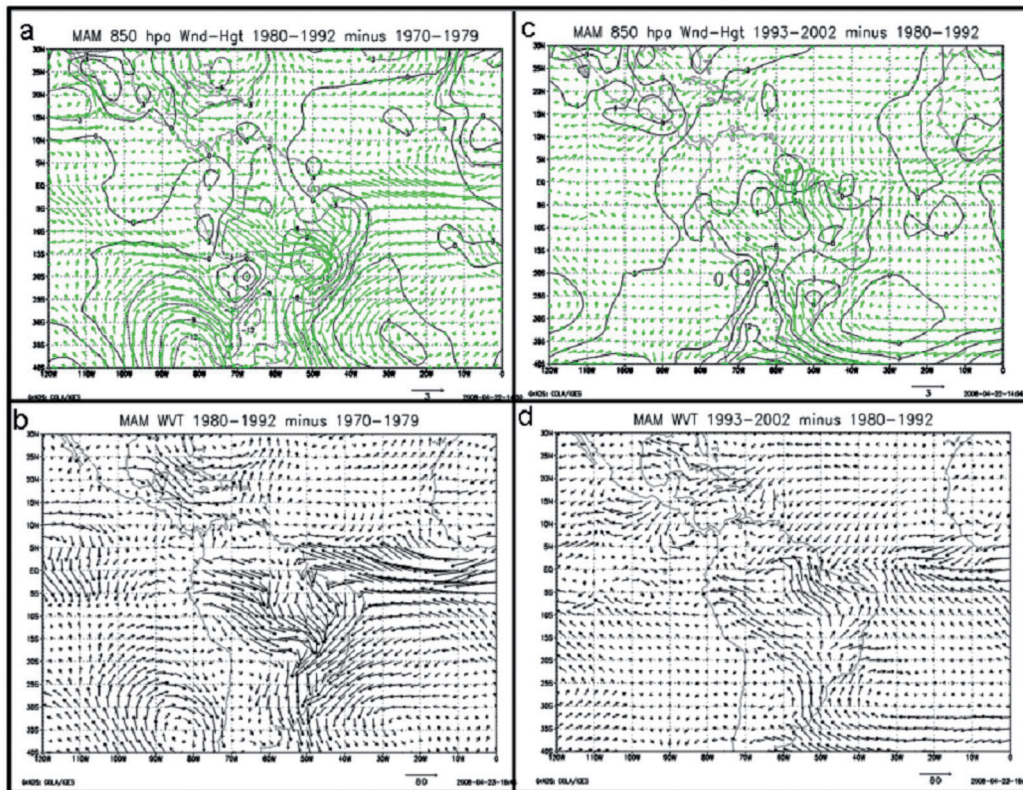


Fig. 14. Diferencias en MAM para (a) altura de geopotencial (m) a 850 hPa y vientos (m/s) entre 1980-1992 y 1970-1979. (b) igual que (a) pero para el flujo de vapor de agua verticalmente integrado entre el suelo y 500 hPa. (c) igual que (a) con la diferencia entre 1993-2002 y 1980-1992. (d) igual que (b) con diferencias entre 1993-2002 y 1980-1992 (datos de ECMWF).

Andes tropicales, mientras que las precipitaciones anuales disminuyen en la parte oriental y meridional del Amazonas, entre 1979-1990 y 1991-2002. Sin embargo, nuestro estudio detalla la estacionalidad de la evolución de la precipitación plurianual.

Una variabilidad interanual es observada en el PC2 en DEF y PC3 en MAM representado un 13% y 10% de la varianza, respectivamente (Fig. 15). Altos valores positivos se muestran durante la década de 1970, en 1984-1985-1986, 1989 y 1995 (muchos de ellos son años La Niña), y los valores negativos de 1983, 1992-1993, y 1998 (años de eventos El Niño). Se observa una oposición, por un lado, entre el sur de la región andina (Perú y el altiplano boliviano) y el noreste (en DEF) y el oriente (en MAM) de la CA y, por otro lado, al sureste de la cuenca en DEF (al suroeste en MAM) y el noroeste de la CA. Los dos PC están relacionados con la variabilidad interanual del ENOS y del gradiente de la TSM del Atlántico

(NATL y SATL, Fig. 16). Los valores de correlación entre los PC en DEF y MAM y el IME estacional son -0.55 ($p > 0.99$), indicando que durante eventos El Niño la precipitación es menos abundante en los Andes tropicales y en el este de la Cuenca Amazónica, como ha sido descrito por Kousky et al. (1984), Aceituno (1988), Marengo (1992), Marengo & Hastenrath (1993), Moron et al. (1995), Ronchail (1998), Liebmann & Marengo (2001), y Ronchail et al. (2002), entre otros. Garreaud & Aceituno (2001) muestran que la posición hacia el norte de la Alta de Bolivia durante El Niño evita el levantamiento de aire húmedo hacia el Altiplano, lo que impide ocurrencia de lluvias en esta región. Por el contrario, las lluvias tienden a ser ligeramente más abundantes durante los eventos El Niño en el oeste y sur del Amazonas, según fue reportado por Ronchail (1998), Ronchail et al. (2002, 2005), Bendix et al. (2003), Grimm (2003, 2004), y Ronchail & Gallaire (2006).

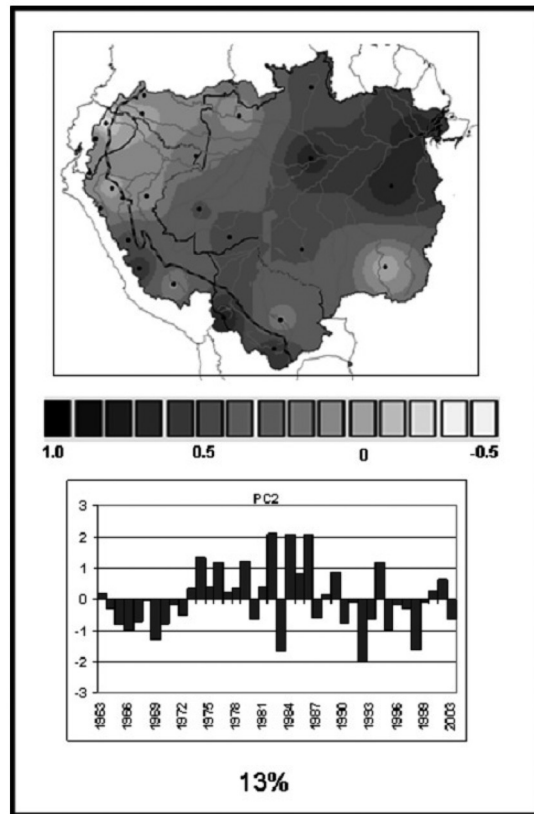


Fig. 15. Igual que la Fig. 10, pero para el CP2 en DEF.

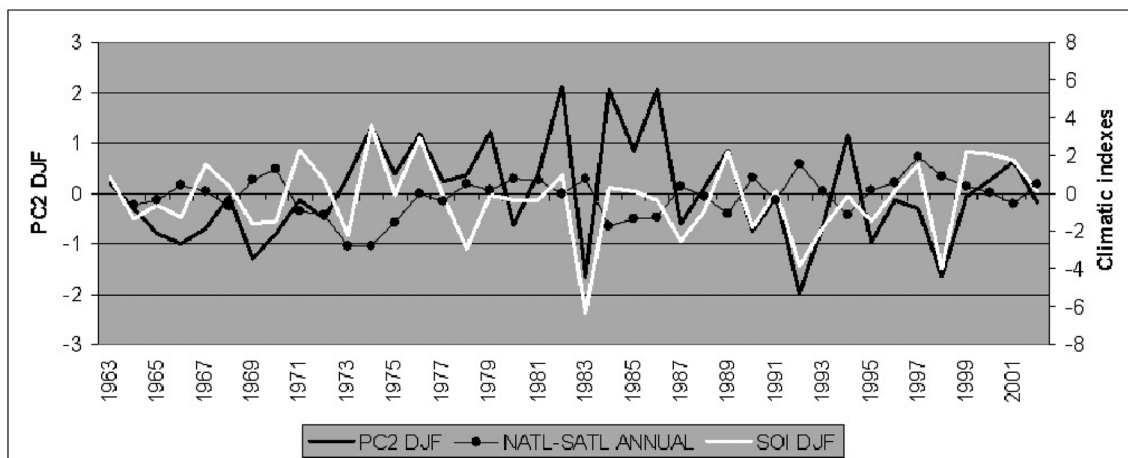


Fig. 16. Evolución temporal del CP2 en DEF para el periodo 1963-2003. La evolución del índice IOS para DEF y del índice anual de la diferencia NATL-SATL son también graficados.

La correlación entre los CP y la diferencia anual entre la TSM del Atlántico norte y sur es también significativa ($r = -0.59$ en DEF y $r = -0.48$ en MAM, $p > 0.99$). La Fig. 16 muestra que cuando este gradiente es positivo, es decir, cuando el Atlántico norte tropical está más caliente o el Atlántico sur tropical es más frío que de costumbre, las

precipitaciones son menos abundantes en el noreste de la cuenca, como lo ha señalado Molion (1987, 1993), Marengo (1992), Morón et al. (1995), Nobre y Shukla (1996), Ronchail et al. (2002), entre otros. El calentamiento del Océano Atlántico tropical origina ascendencia sobre el mar y subsidencia en el sur de la CA. Lo contrario

puede ser observado cuando el gradiente de TSM del Atlántico es negativo.

Precipitación media en la cuenca Amazónica

La precipitación media interanual para toda la cuenca (Fig. 17 (a)) es de 2200 mm/año con una desviación estándar de 138 mm y un coeficiente de variación interanual de 0.06. El valor máximo durante el periodo de 1975-2003, registrado en 1975 (durante un año La Niña), es 2460 mm, mientras que el valor mínimo, registrado en 1992, es 1815 mm (durante un evento de El Niño).

Los test de tendencia, evidencian una disminución de la precipitación durante el período 1975-2003 ($p > 0.95$). Los valores del coeficiente de Pearson, de Spearman y Kendall son: -0.47 , -0.50 , -0.33 , respectivamente. Esto es consistente con la tendencia negativa reportada por Marengo (2004) en Brasil. El porcentaje de reducción anual de precipitaciones es -0.30% /año (-30% de precipitación en 100

años). Esta cifra es inferior al promedio calculado en el Amazonas-peruano-ecuatoriano: -0.83% /año para el período 1970-1997 (Espinoza et al., 2006). Todas las pruebas de quiebre aplicadas a la precipitación media anual concuerdan con un cambio en 1982 (Tabla 1), en relación con la evolución temporal de la precipitación en JJA y SON del PC1 (Fig. 10) que muestra valores más bajos de las precipitaciones desde 1983 en el norte de la cuenca.

El primer período, antes de 1982, resume un promedio de 2296 mm/año y el segundo, después de 1982, de 2160 mm/año. Otro cambio es reportado por el test de Buishand y Pettitt en 1989 (con valores ligeramente más bajos después del quiebre), lo que concuerda parcialmente con el aumento de las precipitaciones en el noroeste observadas en el PC1 en DEF y PC2 en MAM a principios de la década de 1990 (Fig. 13). El primer período, antes de 1989, muestra una precipitación media de 2250 mm/año y el segundo, después de 1989, de 2139 mm.

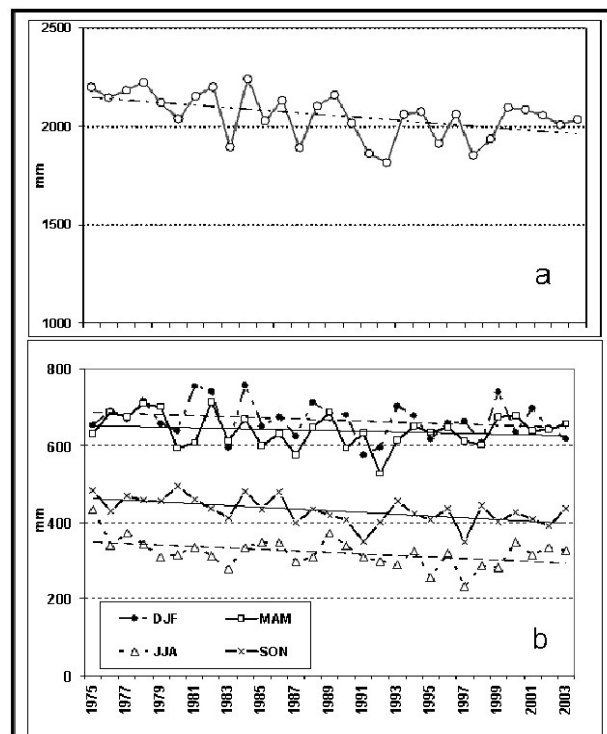


Fig. 17. Evolución de la lluvia total anual para el conjunto de la cuenca amazónica (1975-2003) y línea de tendencia ($p > 0.99$). (b) Evolución de la lluvia trimestral en el conjunto de la cuenca y líneas de tendencia. Las tendencias para DEF, JJA y SON son significativas al 0.95, 0.90 y 0.99 respectivamente. En MAM no se registra tendencia estadística.

Tabla 1. Resultado de los test de rupturas aplicado sobre la lluvia total anual en el conjunto de la cuenca amazónica. “X” indica una ruptura en la serie. El promedio, la desviación estándar y el coeficiente de variabilidad son indicados para los periodos de 1975-1982 y 1983 y 2003.

TEST	1975	1980	1985	1990	1995	2000	2003
BUISHAND		X		X			
PETTIT		X	X	X			
LEE ET HEGNIAN		X					
HUBERT		X					
MEAN(mm)	2158			2015			
Standard Dev.(mm)	59			112			
Variability Coef.	0.03			0.06			

En una escala de tiempo trimestral, se deduce que las precipitaciones disminuyen en DEF, JJA y SON durante el período 1975-2003, con las tendencias significativas al 0.95, 0.90, y 0.99%, respectivamente (Fig. 17 (b)). En otras palabras, la disminución de las precipitaciones anuales se debe a la fuerte tendencia negativa que se observa en JJA y SON (Fig. 10) en el extremo noroeste de la cuenca que permanece lluvioso durante estas épocas del año (Fig. 5 (a), (b) y (h)). Al final del siglo XX, una tendencia positiva desarrollada desde 1992 hasta 2003 en el MAM ($p > 0.95$), que es coherente con el PC2 en MAM (Fig. 13), mientras que una débil tendencia negativa se encontró en SON y no existe una tendencia en DEF y JJA (Fig. 17 (b)). Desde el punto de vista hidrológico, un hallazgo importante es la amplitud cada vez mayor de los caudales que se ha observado entre el periodo de SON y MAM desde 1992 (Callede et al., 2004; Espinoza et al., 2009).

VARIABILIDAD PLUVIOMÉTRICA Y SU RELACIÓN CON LA HIDROLOGÍA

Los modos dominantes de la variabilidad espacio-temporal de los caudales en la cuenca amazónica, para el periodo 1974-2004, han sido descritos en Espinoza et al. (2010), ver Figs. 7, 8 y 9 del referido trabajo. Los caudales máximos muestran una tendencia al aumento en el noroeste de la cuenca, particularmente con caudales máximos más elevados después de 1992. Al sur y sureste de la cuenca, la tendencia es a la disminución de caudales máximos. La Fig. 18 (b) resume este modo de variabilidad. Los caudales máximos ocurren entre marzo y julio, mientras que de manera general, se observa un desfase de 2 meses entre lluvias y caudales, debido al tiempo de concentración del agua en la cuenca; así es posible asociar la evolución de los caudales máximos a las lluvias de DEF y MAM.

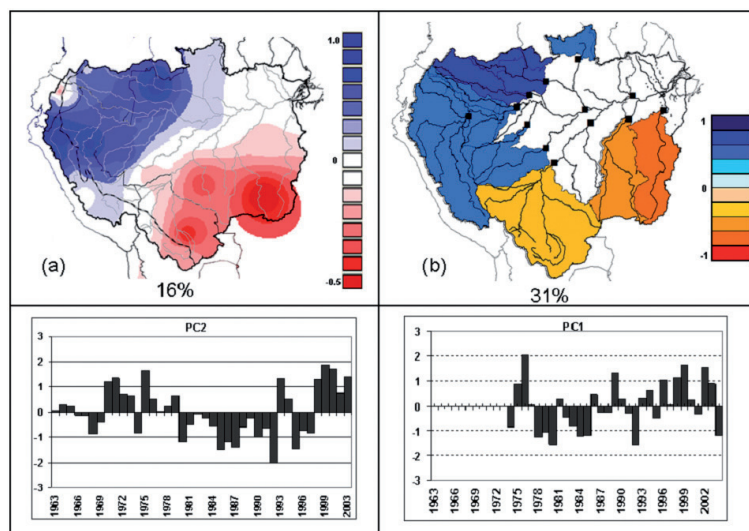


Fig. 18. (a) CP2 de la precipitación en MAM, como la Fig. 13. (b) CP1 del caudal máximo para el periodo 1974-2004 como lo mostrado en Espinoza et al. (2010).

El CP1 de caudales máximos está fuertemente relacionado con el CP1 de DEF y el CP2 de MAM y con el CP1 de la lluvia total anual (Tabla 2). La variabilidad temporal asociada a este modo representa en todos los casos lluvias y caudales más elevados en el noroeste de la cuenca durante la década de 1970 y después de 1990; lo contrario se observa en el sur de la cuenca. En el caso del noroeste las lluvias más importantes se registran en MAM y la variabilidad espacio-temporal de caudales máximos y lluvias en MAM es muy semejante, mostrando un fuerte incremento de lluvias y caudales después de 1990 en el noroeste y lo contrario en el sureste (Fig. 18).

En cuanto a los caudales medios, estos pueden ser relacionados a la lluvia total anual. Como

ha sido descrito en Espinoza et al. (2010), la variabilidad a largo plazo de los caudales extremos observado a ciertos momentos del año, no se observan en los caudales medios anuales, debido a que señales opuestas en diferentes estaciones del año se confunden en el caudal medio anual. Consecuentemente, la variabilidad interanual resalta como el modo más importante en el caudal medio anual. El CP1 de los caudales medios está bien relacionado con el CP2 de las lluvias anuales y de DEF (Tabla 2). En la Fig. 19 el CP2 de las lluvias anuales y el CP1 del caudal medio anual son puestos en paralelo, observándose que la señal de lluvias y caudales es predominante en la parte este y central de la CA siendo más débil hacia el oeste de la cuenca y opuesta en la amazonia boliviana.

Tabla 2. Coeficientes de correlación entre los CP de las series de caudales máximos, medios y mínimos (descritos en Espinoza et al., 2010) y los CP de las lluvias estacionales y anuales. Los CP retenidos son aquellos que tienen un valor propio superior a 1 y que satisfacen el Scree test. Los valores de correlación significativos se muestran en negrita y en cursiva ($p > 0.99$ y $p > 0.95$, respectivamente). Las relaciones no asociadas (asociadas) a la autocorrelación de valores según el test de Dubin y Watson (1950), son anotadas con “*” (“**”). Los colores rojo, amarillo y verde, corresponden a modos temporales interanuales, decenales y a largo plazo, respectivamente.

PRECIP	CP	CAUDAL							
		Medio			Máximo			Mínimo	
		PC1	PC2	PC3	PC1	PC2	PC3	PC1	PC2
Total An.	PC1	0.41	0.70*	-0.06	0.65*	-0.09	0.07	-0.19	0.68
	PC2	0.68	-0.34	0.18	0.02	0.09	-0.72	0.26	0.28
	PC3	0.32	-0.25	-0.05	-0.06	0.13	-0.36	0.40**	0.16
DEF	PC1	0.11	0.51*	-0.28	0.44*	-0.47	0.20	-0.27	0.56
	PC2	0.65	-0.28	0.10	0.04	-0.01	-0.78	0.29	0.39
MAM	PC1	0.09	-0.12	-0.15	-0.06	-0.18	-0.05	-0.06	-0.11
	PC2	0.40	0.46*	-0.30	0.56*	-0.10	0.01	-0.01	0.47
JJA	PC1	0.51	0.06	0.04	0.18	0.11	-0.14	0.41*	0.43
	PC2	-0.09	0.13	-0.06	-0.02	-0.08	0.08	0.14	0.23
SON	PC1	0.43	-0.21	-0.04	-0.09	0.06	-0.39	0.37*	0.17
	PC2	-0.08	0.04	-0.23	-0.05	-0.27	-0.05	0.16	0.14
	PC3	-0.17	-0.08	-0.19	-0.07	-0.22	0.11	-0.09	0.02

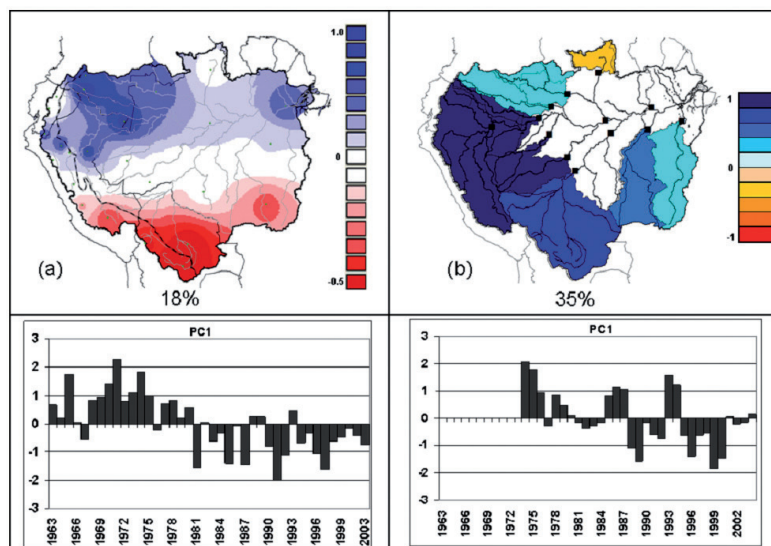


Fig. 19. (a) CP2 de la precipitación anual. (b) CP1 del caudal medio para el periodo 1974-2004 como lo mostrado en Espinoza et al. (2010).

Los caudales mínimos por su parte, muestran una disminución general, que es más intensa en el sur de la cuenca (subcuencas del Amazonas peruano, Madeira y Tapajos, como lo mostrado en Espinoza et al., 2010). Caudales más bajos han sido registrados en estas subcuencas desde inicios de la década de 1990. El CP1 de los caudales mínimos resalta principalmente las subcuencas del oeste, con caudales más bajos después de 1987 hasta el fin del siglo XX (Fig. 20 (b)). Esta disminución de caudales en el sur de la cuenca puede ser explicada por el CP1 de DEF y el CP2 de MAM, que muestran una

fuerte disminución de lluvias después de 1992 en el sur de la cuenca, ya que en este periodo del año se produce una gran parte de la lluvia anual y la recarga del acuífero. Sin embargo, la disminución de los caudales mínimos en el norte y noroeste de la cuenca es también explicada por el CP1 de JJA y SON, que muestran una fuerte disminución de lluvias en el norte y más precisamente en el noroeste de la cuenca (Fig. 20). Las correlaciones entre el CP1 de JJA y SON y el CP1 de los caudales mínimos son significantes con un $p > 0.95$ y $p > 0.99$ respectivamente (Tabla 2).

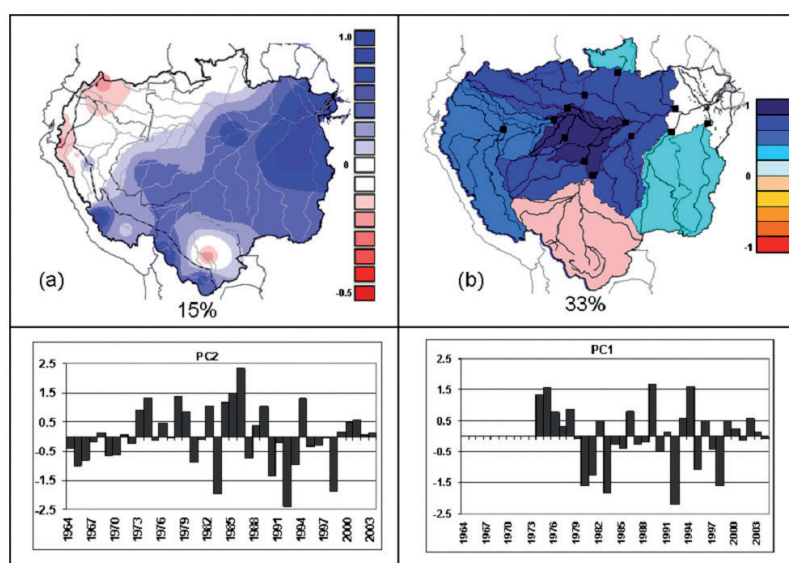


Fig. 20. (a) CP2 de la precipitación en SON. (b) CP1 del caudal mínimo para el periodo 1974-2004 como mostrado en Espinoza et al., 2010.

La variabilidad espacio-temporal de las lluvias permite explicar, en gran parte, la variabilidad de los caudales y queda en evidencia que la variabilidad de lluvias y caudales registrada en Óbidos es el resultado de diferentes señales observadas en la hidrología (Espinoza et al., 2010) y pluviométricas, descritas en este trabajo.

CONCLUSIONES

Una base de datos original con información pluviométrica in situ ha sido recopilada en cinco países que forman la Cuenca Amazónica (CA) para el periodo 1964-2003. Estos datos de precipitación mensual fueron recopilados dentro de los programas HYBAM, en colaboración con las diferentes instituciones a cargo del monitoreo meteorológico e hidrológico de la CA en los países amazónicos. Los datos de lluvia se han controlado utilizando el MVR. En las regiones andinas de la CA, se registran a la vez valores muy altos y muy bajos en estaciones cercanas (entre 6000 y 250 mm/año), como lo observado en el Himalaya por Dobremez (2001). La variabilidad espacial es fuerte debido a la disminución de lluvia con la altitud y la posición a sotavento o barlovento de las estaciones. La mayor precipitación en la CA se observa en las regiones bajas a barlovento (más de 6000 mm/año) y por el contrario, poca precipitación se registra a sotavento en estaciones elevadas (menos de 530 mm/año). En el llano amazónico, las regiones ecuatoriales del noroeste y el noreste son las zonas más lluviosas, con valores superiores a 3000 mm/año. Menos lluvia se registra en las regiones tropicales.

Los regímenes de precipitación evidencian la fuerte oposición entre las regiones tropicales norte y sur, como consecuencia del calentamiento alterno de cada hemisferio y del monzón sudamericano. Junto al delta del Amazonas, las máximas precipitaciones en MAM y mínimas en SON están asociadas con la migración estacional de la ZCIT. En la región noroeste ecuatorial existe una

mejor distribución de las precipitaciones durante el año, con porcentajes trimestrales del orden de 25%. En los Andes ecuatoriales, la distribución de los regímenes de lluvias es muy compleja y se asocia con la exposición de las estaciones: estaciones con régimen bimodal en las cuencas intraandinas se encuentran cerca de los regímenes unimodales en las estaciones a barlovento. Este tema en particular es más ampliamente desarrollado por Laraque et al. (2007). Varios regímenes intermedios se describen entre las regiones ecuatoriales y tropicales.

El MVR permitió no sólo el análisis de la calidad de los datos, sino también la creación de regiones homogéneas, mostrando la misma variabilidad interanual de las precipitaciones y el cálculo de 25 índices (vectores) que resumen la variabilidad pluviométrica de 25 regiones. Un PCA ha sido realizado en los índices trimestrales para identificar los principales modos espaciales y temporales de las lluvias. Tres modos principales de la variabilidad temporal de las lluvias se han definido y la estructura espacial relacionada a cada modo es fuertemente dependiente de los índices en los países andinos. Una variabilidad a largo plazo caracteriza la evolución de las lluvias de junio a noviembre, mostrando una disminución de las precipitaciones desde el final de la década de 1970 en toda la cuenca y especialmente en el noroeste. Este cambio se debe al aumento, a largo plazo, de la altura de geopotencial cerca de la superficie en la parte occidental del Amazonas. También se asocia con la variabilidad a corto y largo plazo en el Océano Pacífico (ENOS y ODP). Durante las temporadas más lluviosas, DEF y MAM, la variabilidad a largo plazo cambia a principios de la década de 1990, con una clara oposición NO-SE, con más lluvia en el NO durante los años 1970 y 1990 y menos lluvias durante los años 80. Lo contrario se produce en la SE. Por último, una variabilidad interanual en DEF y MAM está relacionada con la variabilidad interanual del Pacífico y Atlántico. Las precipitaciones son menos (más) abundantes en el noreste

de la CA durante eventos El Niño (La Niña) y cuando el gradiente de TSM es positivo (negativa) en el Atlántico tropical. Las precipitaciones son también menos abundantes en el sur de los Andes tropicales durante El Niño, mientras que, por el contrario, tiende a ser más abundante en el oeste y el sur de la CA.

La precipitación media en la cuenca presenta un promedio de 2200 mm/año para el período 1975-2003. Este valor es consistente con diferentes resultados que dan valores entre 2000 y 2200 mm (Marengo & Nobre, 2001; Marengo, 2004; Calde et al., 2008). La tendencia durante este período es significativamente negativa y los test de rupturas indican cambios en 1982 y 1989 con menos precipitación después. La precipitación media estacional sobre la cuenca muestra evoluciones diferentes para el período 1975-2003. Las precipitaciones disminuyen dramáticamente durante las estaciones más secas (JJA y SON) y no tanto en DEF y MAM. Tendencias opuestas aparecen después de 1992: aumento de la precipitación en MAM, mientras que disminuye en SON. El consiguiente aumento de las precipitaciones en la amplitud es coherente con la variabilidad plurianual mostrado por el trimestre MAM, PC2, es decir, con valores altos en el noroeste y valores bajos en el sur después de 1992, y con el quiebre detectado en 1989 en la precipitación media de la cuenca.

La disminución de las precipitaciones se asocia a cambios en los índices océano-atmosféricos como se ha visto antes. Sin embargo, también puede estar asociada con la deforestación. A diferencia de lo que podría esperarse, una fuerte disminución de las precipitaciones en 1975-2003 se observa durante la estación seca en el norte de la cuenca, que es una región muy lluviosa y poco deforestada, mientras que es débil en el sur que es la región más deforestada. El impacto de la deforestación no parece haber ocurrido como se esperaba en las áreas más deforestadas. Sin embargo, este tema ten-

drá que tratarse con mayor atención en el futuro. Asimismo, la variabilidad de las lluvias explica en gran medida la variabilidad de los caudales en las grandes subcuencas analizadas en Espinoza et al. (2010), sin observarse un impacto directo de la deforestación sobre estas grandes subcuencas. No obstante, en subcuencas más pequeñas del sur, el impacto de la deforestación ha sido puesto en evidencia por Rodríguez et al. (2010); los autores, señalan además, que la señal de la deforestación es menos clara al analizar las subcuencas de mayor tamaño, como el caso del río Madeira hasta Porto Velho.

La descripción de los dos modos de variabilidad de las precipitaciones a largo plazo conduce a una mejor comprensión de la evolución de los caudales en el curso principal del río Amazonas (Callède et al. 2004, 2008 y Espinoza et al., 2009), en particular con respecto a la intensificación de los caudales extremos. Un conocimiento más profundo sobre la variabilidad de las precipitaciones regionales también es propicio para una mayor comprensión de la variabilidad hidrológica regional en las subcuencas de la Amazonía, y especialmente las graves inundaciones (2006-2009) y estiajes (2005) que se han observado recientemente.

AGRADECIMIENTOS

Los autores expresan un especial agradecimiento al IRD (Instituto Francés de Investigación para el Desarrollo) y al CNRS (Centro Nacional de Investigación Científica de Francia) por el financiamiento de esta investigación. Los datos de ECMWF-ERA40 usados en este trabajo han sido proporcionados por el ECMWF desde el servidor web del ECMWF. Expresamos además un especial agradecimiento al IDEAM (Instituto de Meteorología, Hidrología y Estudios Ambientales de Colombia), SENAMHI (Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología de Perú y Bolivia), INAMHI (Instituto Nacional de Meteorología e Hidrología de Ecuador)

y ANA (Agencia Nacional de Aguas de Brasil) por compartir con nosotros sus conocimientos sobre el clima local y experiencias de campo, asimismo por proveer la información pluviométrica utilizada en este estudio.

BIBLIOGRAFÍA

Aceituno, P. (1988). On the functioning of the southern oscillation in the South American sector: surface, climate. *Monthly Water Review*, 116: 505-524.

Aceituno, P. (1998). Climate elements of the South American Altiplano. *Rev. Geofísica – IPGH*, 44: 37-55.

Agosta, E., Compagnucci, R. & Vargas, W. (1999). Cambios en el régimen de la precipitación estival en la región centro-oeste Argentina. *Meteorológica*, 24: 63-84.

Avissar, R. & Liu, Y. (1996). Three-dimensional numerical study of shallow convective clouds and precipitation induced by land surface forcings. *Journal of Geophysical Research*, 101: 7499-7518.

Bendix, J., Gämmerler, S., Reudenbach, C. & Bendix, A. (2003). A case study on rainfall dynamics during El Niño / La Niña 1997/99 in Ecuador and surrounding areas as inferred from GOES-8 and TRMM – PR observation. *Erdkunde*, 57: 81- 93.

Broggy, J. (1965). Climatología general. *Boletín de la Sociedad Geográfica de Lima*, 84: 30-35.

Brunet-Moret, Y. (1979). Homogénéisation des précipitations. *Cahiers ORSTOM, Série Hydrologie*, 16: 3-4.

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

Buytaert, W., Celleri, R., Willems, P., De Bièvre, B. & Wyseure, G. (2006). Spatial and temporal rainfall variability in mountain areas: A case study from the south Ecuadorian Andes. *Journal of Hydrology*, 329: 413-421.

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

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

Chen, F. & Avissar, R. (1994). Impact of land-surface moisture variability on local shallow convective cumulus and precipitation in large-scale models. *Journal of Applied Meteorology*, 33: 1382-1401.

Chen, T., Yoon, J., St. Croix, K. & Takle, E. (2001). Suppressing impacts of the Amazon deforestation by the global circulation change. *Bulletin American Meteorology Society*, 82: 2210-2216.

Chu, P., Yu, Z. & Hastenrath, S. (1994). Detecting climate change concurrent with deforestation in the Amazon basin: Which way has it gone?. *Bulletin of de American Meteorological Society* 75: 579-583.

Curtis, S. & Hastenrath, S. (1999). Trend of upper-air circulation and water vapor in the equatorial South America and adjacent oceans. *International Journal of Climatology*, 19: 863-876.

D'Almeida, C., Vörösmarty, C., Hurtt, G., Marengo, J., Dingman, S. & Keim, B. (2007). The effects of deforestation on the hydrological cycle in Amazonia: a review on scale and resolution. *International Journal of Climatology*, 27: 633-647.

Dillon, W. & Goldstein, M. (1984). *Multivariate Analysis. Methods and applications.* John Wiley and Sons editors, Pages, 157-186.

Dirmeyer, P. & Shukla, J. (1994). Albedo as a modulator of climate response to tropical deforestation. *Journal of Geophysical Research*, 99: 20863-20877.

Dobremez, J. (2001). La Montagne du biologiste. *Revue de Géographie Alpine*, 2: 93-100.

Durbin, J. & Watson, G. (1950). Testing for Serial Correlation in Least Squares Regression I. *Biometrika*, 37 : 409-428.

Durieux, L., Toledo Machado, L., Laurent, H. (2003). The impact of deforestation on cloud cover over the Amazon arc of deforestation. *Remote Sensing of Environment*, 86: 132-140.

- Eltahir, E. & Bras, R. (1994).** Precipitation recycling in the Amazon Basin. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 120: 861-880.
- Espinoza, J., Vauchel, P., Ronchail, J. & Guyot, J. (2005).** El Método del Vector Regional de Índices Pluviométricos. Aplicación con el uso de HYDRACCESS. (libre acceso en <http://sites.google.com/site/jhancarloespinoza/sitios-de-interes>).
- Espinoza, J., Fraizy, P., Guyot, J., Ordoñez, J., Pombosa, R. & Ronchail, J. (2006).** La variabilité des débits du Rio Amazonas au Pérou. *Climate Variability and Change-Hydrological impacts*. IAHS Publ., 308: 424-429.
- Espinoza, J., Guyot, J., Ronchail, J., Cochonneau, G., Filizola, N., Fraizy, P., Noriega, L., de Oliveira, E., Ordoñez, J. & Vauchel, P. (2009).** Contrasting regional discharge evolutions in the Amazon basin (1974-2004). *Journal of Hydrology*, 375: 297-311.
- Espinoza, J., Lavado, W., Ordoñez, J., Fraizy, P., Guyot, J., Ronchail, J., Vauchel, P., Cochonneau, G., Filizola, N., Labat, D., De Oliveira, E. (2010).** Evolución regional de los caudales en el conjunto de la cuenca del Amazonas para el periodo 1974-2004 y su relación con factores climáticos. *Revista Peruana Geo-Atmosférica*, 1 : 66-89.
- Figueroa, S. & Nobre, C. (1990).** Precipitation distribution over central and western tropical South America. *Climanálise*, 6: 36-40.
- Fisch, G., Marengo, J. & Nobre, C. (1998).** Uma revisão geral sobre o clima da Amazônia. *Acta Amazônica*, 28: 101-26.
- Franco, B. & Pizarro, L. (1985).** El Niño y las sequías en los altos Andes centrales (Perú y Bolivia). *Bulletin de l'Institut Français d'Etudes Andines*, 14: 1-18.
- Fu, R., Zhu, B. & Dickinson, R. (1999).** How the atmosphere and land surface influence seasonal changes of convection in the tropical Amazon? *Journal of Climate*, 12: 1306-1321.
- Fu, R., Dickinson, R., Chen, M. & Wang, H. (2001).** How the tropical sea surface temperatures influence the seasonal distribution precipitation in equatorial Amazonia? *Journal of Climate*, 14: 4003-4026.
- Garreaud, R. (2000).** Cold air incursions over Subtropical South America: Mean structure and dynamics. *Monthly Weather Review*, 128: 2544-2559.
- Garreaud, R. & Aceituno, P. (2001).** Interannual rainfall variability over the South American Altiplano. *Journal of Climate*, 14: 2779-2789.
- Gautier, E., Brunstein, D., Vauchel, P., Roulet, M., Fuertes, O., Guyot, J., Darrozes, J. & Bourrel, L. (2006).** Temporal relations between meander deformation, water discharge and sediment fluxes in the floodplain of the Rio Beni (Bolivian Amazonia). *Earth Surface Processes and Landforms*, 32: 230-248.
- Genta, J., Perez-Iribarren, G. & Mechoso, G. (1998).** A recent increasing trend in streamflow of rivers in southern South America. *Journal of Climate*, 11: 2858-2862.
- Grimm, A. (2003).** The El Niño impact on the summer monsoon in Brazil: regional processes versus remote influences. *Journal of Climate*, 16: 263-280.
- Grimm, A. (2004).** How do La Niña events disturb the summer monsoon system in Brazil? *Climate Dynamics*, 22, 123-138.
- Guyot, J. (1993).** Hydrogéochimie des fleuves de l'Amazonie bolivienne. Editions de l'ORSTOM. Paris. 261 pp.
- Henderson-Sellers, A., Dickinson, R., Durbidge, T., Kennedy, P., McGuffie, K. & Pitman, A. (1993).** Tropical deforestation: modeling local to regional scale climate change. *Journal of Geophysical Research*, 98: 7289-7315.
- Hiez, G. (1977).** L'homogénéité des données pluviométriques. *Cahier ORSTOM, série Hydrologie*, 14: 129-172.
- Hiez, G., Cochonneau, G., Schet, P. & Medeiros Fernandez, U. (1991).** Aplicação do método do Vector Regional: Análise da pluviometria anual da bacia amazônica. IX simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos (ABRH), 1: 364-377
- Horel, J.D., Hahmann, A.N. & Geisler, J.E. (1989).** An investigation of the annual cycle of convective activity over the tropical Americas. *Journal of Climate*, 2: 1388-1403.

- Houghton, R.A., Skole, D.L., Nobre, C.A., Hackler, J.L., Lawrence, K.T. & Chomentowski, W. H. (2000).** Annual fluxes of carbon from deforestation and regrowth in the Brazilian Amazon. *Nature*, 403: 301-304.
- Hubert, P., Carbonnel, J. & Chauouche, 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.
- Institut de Recherche pour le Développement (IRD). (2002).** KHRONOSTAT: Software for statistical analysis of chronological series.
- Johnson, A. (1976).** The climate of Peru, Bolivia and Ecuador. In: *Climates of Central and South America, World Survey of Climatology*. Elsevier Scientific Publishing Company. 12 Chap. 4, 147-218.
- Kendall, M. (1975).** Rank correlation methods. Griffin, UK.
- Kousky, V., Kayano, M. & Cavalcanti, I. (1984).** A review of the southern oscillation: oceanic, atmospheric circulation changes and related anomalies. *Tellus*, 36A: 490-504.
- Laraque, A., Ronchail, J., Cochonneau, G., Pombosa, R. & Guyot, J. (2007).** Heterogeneous distribution of rainfall and discharge regimes in the Ecuadorian Amazon basin. *Journal of hydrometeorology*, 8: 1364-1381.
- Lau, K. & Wu, H. (2006).** Detecting trends in tropical rainfall characteristics, 1979-2003. *International Journal of Climatology*, 27: 979-988.
- Lee, A. & Heghinian, S. (1977).** A shift of the mean level in a sequence of independent normal random variables-A bayesian approach. *Technometrics*, 19: 503-506.
- Le Tourneau, F. (2004).** Jusqu'au bout de la forêt? Causes et mécanismes de la déforestation en Amazonie brésilienne. *M@ppemonde* 75: <http://mappemonde.mgm.fr/num3/articles/art04307.html>
- Liebmann, B. & Marengo, J. (2001).** Interannual variability of the rainy season and rainfall in the Brazilian Amazonia. *Journal of Climate*, 14: 4308-4318.
- Mantua, N., Hare, S., Zhang, Y., Wallace, J. & Francis, R. (1997).** A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production. *Bulletin of American Meteorological Society*, 78: 1069-1079.
- Marengo, J. (1992).** Interannual variability of surface climate in the Amazon basin. *International Journal of Climatology*, 12: 853-863.
- Marengo, J. & Hastenrath S. (1993).** Case studies of extreme climatic events in the Amazon basin. *Journal of Climate*, 6: 617-627.
- Marengo, J. & Nobre, C. (2001).** General Characteristics and variability of climate in the Amazon basin and its links to the Global Climate system. In *The Biochemistry of the Amazon basin*. M.E. Clain, R.L. Victoria and J.E. Richey Editors, Oxford University Press, 17-41.
- Marengo, JA., Soares, WR., Saulo, C. & Nicolini, M. (2004).** Climatology of the Low Level Jet East of the Andes as derived from the NCEP-NCAR reanalysis. Characteristics and temporal variability. *Journal of Climate*, 17: 2261-2280.
- Marengo, JA. (2004).** Interdecadal variability and trends of rainfall across the Amazon basin. *Theoretical and 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.
- Marquez, J., Salati, E. & Marden Dos Santos, J. (1980).** A divergência do campo fluxo de vapor d'água e as chuvas na região amazônica. *Acta Amazônica*, 10: 133-140.
- Matsuyama, H., Marengo, J., Obregón, G. & Nobre, C. (2002).** Spatial and temporal variabilities of rainfall in tropical South America as derived from climate prediction center merged analysis of precipitation. *International Journal of Climatology*, 22: 175-195.
- Mialocq, L., Acuña, M., Seyler, F., Yerren, J. & Guyot, J. (2005).** Extraction of the topographic limits of the Andean and Amazonian rivers basin from SRTM. Paper presented at the workshop on: Isotope tracers

and remote sensing techniques for assessing water cycle variability, VII th. IAHS Scientific Assembly Foz do Iguaçu, 3-9 April 2005.

Molinier, M., Guyot, J., Oliveira, E. & Guimarães, V. (1996). Les régimes hydrologiques de l'Amazonie et de ses affluents. L'hydrologie tropicale : géoscience et outil pour le développement, Paris, Mai 1995. IAHS Publ., 238: 209-222.

Molion, L. & Moraes, J. (1987). Climatologia dinâmica da região Amazônica: mecanismos de precipitação. Revista Brasileira de Meteorologia, 2: 107-117.

Molion, L. (1993). Amazonian rainfall and its variability. In: Hydrological and water management in the humid tropics. Cambridge University press: Cambridge; 99-111.

Moron, V., Bigot, S. & Roucou, P. (1995). Rainfall variability in subequatorial America and Africa and relationships with the main sea-surface temperature modes (1951-1990). International Journal of Climatology, 15: 1297-1322.

Nicholson, C. (1948). Ensayo de la clasificación de los climas del Perú. Boletín de la Sociedad Geográfica de Lima, 65: 3-8.

Nobre, C., Sellers, P. & Shukla, J. (1991). Amazonian deforestation and regional climate change. Journal of Climate, 4: 957-988.

Nobre, P. & Shukla, J. (1996). Variation of sea surface temperature, wind stress and rainfall over the tropical Atlantic and South America. Journal of Climate, 9: 2469-2479.

Oliveira, A. & Nobre, C. (1986). Meridional penetration of frontal systems in South America and its relation to organized convection in the Amazon. Publication INPE-3407-PRE/676.

Pettitt, A. (1979). A non-parametric approach to the change-point problem. Applied Statistics, 28: 126-135.

Polcher, J. & Laval, K. (1994). A statistical study of the regional impact of deforestation on climate in the LMD GCM. Climate Dynamics, 10: 205-219.

Poveda, G. & Mesa, OJ. (1993). Metodologías de predicción de la hidrología colombiana considerando el evento de El Niño Oscilación del Sur (ENOS). Atmósfera. Sociedad Colombiana de Meteorología, 17.

Poveda, G. (2004). La hidroclimatología de Colombia: Una síntesis desde la escala interdecadal hasta la escala diurna. Revista de la Academia de Ciencias, 28: 201-222.

Pulwarty, R., Barry, R., Hurst, C., Sellinger, K. & Mogollon, L. (1998). Precipitation in the Venezuelan Andes in the context of regional climate. Meteorology and Atmospheric Physics. 67: 217-237.

Rao, V., Cavalcanti, I. & Hada, K. (1996). Annual variation of rainfall over Brazil and water vapor characteristics over South America. Journal of Geophysical Research, 101: 26539-26551.

Ratisbona, L. (1976). The climate of Brazil. In : Climates of Central and South America, World Survey of Climatology, Elsevier Scientific Publishing Company. 12, chap. 5, 219-293.

Robertson, A. & Mechoso, C. (1998). Interannual and decadal cycles in river flow of southeastern of South America. Journal of Climate, 11: 2570-2581.

Roche, M., Aliaga, A., Campos, J., Pena, J., Cortes, J. & Rocha, N. (1990). Hétérogénéité des précipitations sur la cordillère des Andes boliviennes. Hydrology in Mountainous Regions. I - Hydrological Measurements; the Water Cycle. IAHS, 193: 381-388.

Rodriguez, D., Tomasella, J. & Linhares, C. (2010). Is the forest conversion to pasture affecting the hydrological response of Amazonian catchments? Signals in the Ji-Paraná Basin. Hydrol. Process., 24 : 1254-1269.

Rome, S. & Ronchail, J. (1998). La pluviométrie au Pérou pendant les phases ENSO et LNSO. Bulletin de l'Institut Française d'Etudes Andines, 27: 675-685.

Ronchail, J. (1989). Advections Polaires en Bolivie: mise en évidence et caractérisation des effets climatiques. Hydrologie Continentale, 4: 49-56.

Ronchail, J. (1996). Variabilité pluridécennale des précipitations en Bolivie. Essai de mise en relation avec les températures de surface océaniques de l'Atlantique extra-tropical. Publication de l'Association Internationale de Climatologie, 9: 504-511.

Ronchail, J. (1998). Variabilité pluviométrique en Bolivie lors de phases

extrêmes de l'Oscillation Australe du Pacifique (1950 – 1993). Bulletin de l'Institut Français d'Etudes Andines, 27 : 687-698.

Ronchail, J., Cochonneau, G., Molinier, M., Guyot, J., Goretti de Miranda Chaves, A., Guimarães, 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.

Ronchail, J., Bourrel, L., Cochonneau, G., Vauchel, P., Phillips, L., Castro, A., Guyot, J. & de Oliveira, E. (2005). Climate and inundation in the Mamoré basin (South-Western Amazon – Bolivia). *Journal of Hydrology*, 302: 223-238.

Ronchail, J. & Gallaire, R. (2006). ENSO and rainfall along the Zongo valley (Bolivia) from the Altiplano to the Amazon basin. *International Journal of Climatology*, 26: 1223-1236.

Rossel, F., Goulven, P. & Cadier, E. (1999). Areal distribution of the influence of ENSO on the annual rainfall in Ecuador. *Revue des Sciences de l'Eau/Journal of Water Science*, 12: 183-200.

Salati, E., Marquez, J. & Molion, L. (1978). Origem e distribuição das chuvas na Amazônia. *Interciencia*, 3: 200-205.

Salati, E. & Vose, P. (1984). Amazon basin: a system in equilibrium. *Science*, 225: 129-138.

Saulo, A., Nicolini, M. & Chou, S. (2000). Model characterization of the South American low-level flow during the 1997-1998 spring-summer season. *Climate Dynamics*, 16: 867-881.

Seluchi, M. & Marengo, J. (2000). Tropical-midlatitude exchange of air masses during summer and winter in South America: climate aspects and examples of intense events. *International Journal of Climatology*, 20: 1167-1190.

Shukla, J., Nobre, C. & Sellers, P. (1990). Amazon deforestation and climate change. *Science*, 247: 1322-1325.

Siegel, S. & Castellan, N. (1988). Non – parametric statistics for the behavioural sciences. McGraw-Hill. USA.

Silva Dias, M., Rutledge, S., Kabat, P., Silva Dias, P., Nobre, C., Fisch, G., Dolman, A., Zipser, E., Garstang, M., Manzi,

A., Fuentes, J., da Rocha, H., Marengo, J., Plana-Fattori, A., S'a, L., Alval'a, R., Andreae, M., Artaxo, P., Gielow, R. & Gatti, L. (2002). Cloud and rain processes in a biosphere-atmosphere interaction context in the Amazon Region. *Journal of Geophysical Research*, 107: DOI 10.1029/2001JD000335.

Tapley, T. & Waylen, P. (1990). Spatial variability of annual precipitation and ENSO events in western Peru. *Hydrological Sciences Journal*, 35: 429-445.

Trenberth, K. & Hurrell, J. (1994). Decadal atmosphere – ocean variations in the Pacific. *Climate Dynamics*, 9: 303-319.

Uppala, S., Kållberg, P., Simmons, A., Andrae, U., da Costa Bechtold, V., Fiorino, M., Gibson, J., Haseler, J., Hernandez, A., Kelly, G., Li, X., Onogi, K., Saarinen, S., Sokka, N., Allan, R., Andersson, E., Arpe, K., Balmaseda, M., Beljaars, A., van de Berg, L., Bidlot, J., Bormann, N., Caires, S., Chevallier, F., Dethof, A., Dragosavac, M., Fisher, M., Fuentes, M., Hagemann, S., Hólm, E., Hoskins, B., Isaksen, I., Janssen, P., Jenne, R., McNally, A., Mahfouf, J., Morcrette, J., Rayner, N., Saunders, R., Simon, P., Sterl, A., Trenberth, K., Untch, A., Vasiljevic, D., Viterbo, P. & Woollen, J. (2005). The ERA-40 re-analysis. *Quart. J. R. Meteorol. Soc.*, 131: 2961-3012.

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.

Vauchel, P. (2005). Hydraccess: Software for Management and processing of Hydro - meteorological data software. Version 2.1.4. Free download www.mpl.ird.fr/hybam/utills/hydraccess.htm.

Vuille, M. (1999). Atmospheric circulation over the Bolivian Altiplano during dry and wet periods and extremes phases of the southern oscillation. *International Journal of Climatology*, 19: 1579-1600.

Vuille, M., Bradley, R. & Keiming, F. (2000). Interannual climate variability in the central Andes and its relation to tropical Pacific and Atlantic forcing. *Journal of Geophysical Research*, 105: 12 447-12 460.

Wang, J., Bras, R., Eltahir, E. (2000). The impact of observed deforestation on the mesoscale distribution of rainfall and clouds in Amazonia. *Journal of Hydrometeorology*, 1: 267-286

Weberbauer, A. (1945). El mundo vegetal de los Andes peruanos, Estudio fitogeográfico. Ministerio de Agricultura, Lima. Perú.

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 and impact of the 2005 Amazon drought. *Environmental Research Letters*, 3: 9 pp.

Zhou, J. & Lau, K. (1998). Does a monsoon climate exist over South America? *Journal of Climate*, 11: 1020-1040.

Zhou, J. & Lau, K. (2001). Principal modes of interannual and decadal variability of summer rainfall over South America. *International Journal of Climatology*, 21: 1623-1644.