HAL
open science

Impact de la variabilité climatique sur l'hydrologie du bassin amazonien

Jhan Carlo Espinoza

To cite this version:

Jhan Carlo Espinoza. Impact de la variabilité climatique sur l'hydrologie du bassin amazonien. Hydrologie. Université Pierre et Marie Curie - Paris VI, 2009. Français. NNT : . tel-00379116

HAL Id: tel-00379116

https://theses.hal.science/tel-00379116

Submitted on 27 Apr 2009

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

UNIVERSITÉ PARIS 6 - PIERRE ET MARIE CURIE
École doctorale “Sciences de l’Environnement d’Île-de-France”

Thèse de Doctorat

Spécialité : SCIENCES DE L’ENVIRONNEMENT

Impact de la variabilité climatique sur l’hydrologie du bassin amazonien

---

Jhan Carlo ESPINOZA VILLAR

Soutenue publiquement le mardi 13 janvier 2009 devant le jury composé de :

Présidente :	Mme Katia Laval
Rapporteurs :	Mme. Cintia Bertacchi Uvo
	M. Gil Mahé
Examinateurs :	M. Jean Loup Guyot
	M. Serge Janicot
	Mme. Josyane Ronchail
	M. Matthieu Lengaigne
	M. Mathieu Vrac
	M. Abel Mejía

Thèse préparée au LOCEAN (IPSL) Paris et l’UNALM Lima.

Remerciement

Ce travail de thèse est le résultat de trois ans d'apprentissages, de voyages enrichissants sur les rivières amazoniennes et de discussions scientifiques productives avec les scientifiques du LOCEAN, à Paris, et d'HYBAM, dans différents pays sud-américains, surtout à l'Université Agraire de La Molina à Lima (dans la « Casita Verde », la petite maison verte). Mes premiers remerciements vont donc au programme HYBAM, au laboratoire LOCEAN et à l'Université Agraire La Molina, particulièrement à la faculté d'Ingénierie Agricole, qui m'ont accueilli et formé pendant toutes ces années. Je remercie aussi très sincèrement l'Université Pierre et Marie Curie de Paris, en particulier l'Ecole Doctorale « Sciences de l'Environnement » pour m'avoir apporté de nombreuses connaissances durant la préparation de la thèse.

J'ai bénéficié pendant ces trois années de thèse d'une bourse de l'IRD. Mes remerciements et ma reconnaissance vont à l'action de l'IRD pour le développement scientifique des pays du sud en général et du Pérou en particulier.

A l'origine ce travail de thèse s'est appuyé sur les travaux préliminaires de deux personnes fondamentales dans ma formation scientifique, avec lesquelles j'ai échangé pendant plusieurs années : Josyane Ronchail et Jean Loup Guyot. Je remercie profondément Josyane parce que plus que co-directrice de ma thèse, elle a été celle qui m'a guidé et orienté pendant ces trois années, en me communiquant beaucoup de connaissances, avec patience et disponibilité, au cours de bons moments aussi bien dans le champs professionnel qu'en dehors de celui-ci. Un grand merci à Jean Loup également pour avoir dirigé ma thèse, pour avoir initié cet intéressant cheminement, pour les discussions enrichissantes que j'ai eu avec lui et pour avoir transmis à ses étudiants ses expériences et ses connaissances du monde amazonien. Merci à eux deux également pour l'énorme confiance qu'ils m'ont toujours accordée, ce qui a rendu le chemin plus facile.

Je voudrais ensuite exprimer mes remerciements à Serge Janicot qui a accepté de diriger ma thèse, pour ses conseils et les intéressantes discussions que nous avons eu, également pour m'avoir introduit au sein de l'équipe VARTROP du LOCEAN, ce qui a été essentiel pour la réalisation de ma thèse.

Poursuivre ce travail eut été beaucoup plus compliqué sans l'aide de Matthieu Lengaigne. Je remercie énormément Matthieu d'avoir co-dirigé ma thèse, de m'avoir communiqué son expérience, ses connaissances, ses méthodes, etc. Pour ses conseils et critiques aussi, qui ont été fondamentaux pour achever la rédaction de la thèse. Enfin, parce qu'il m'a transmis l'énergie nécessaire pour achever la thèse.

Tous mes remerciements et ma considération sont dirigés aux scientifiques du LOCEAN, du LMTG et du programme HYBAM ; je remercie tout spécialement Benjamin Sultan, Pascal Terray, David Labat, Jean-Philippe Boulanger, Naziano Filizola, pour leur collaboration, leurs conseils et leur disponibilité.

En amont des résultats de cette thèse, il y a l'énorme travail des ingénieurs et des techniciens de différentes institutions. Je remercie beaucoup la collaboration et l'appui de mes collègues et amis des instituts de météorologie et d'hydrologie des

différents pays amazoniens (SENAMHI Peru, INAMHI Ecuador, ANA Brasil, SENAMHI Bolivia, IDEAM Colombia) et aussi de l'IRD. Je remercie spécialement Pascal Fraizy, Philippe Vauchel, Gérard Cochonneau, Rodrigo Pombosa, Jorge Yerren, Julio Ordones, Luis Noriega, Eurides de Oliveira, Henry Romero, entre autres, pour l'important travail qu'ils réalisent, pour leurs remarques et pour tous nos échanges.

Je remercie particulièrement l'appui de mes professeurs de La Molina, notamment Eduardo Chavarri et Abel Mejia.

Mes remerciements vont aussi aux membres de mon jury de thèse : Katia Laval, Cintia Uvo, Gil Mahé et Mathieu Vrac, pour leurs remarques pertinentes et pour les suggestions d'intéressantes perspectives de recherche.

Je dois remercier très particulièrement tous ceux qui ont fait de ces trois années une étape très riche de ma vie, également d'un point de vue personnel. Ma profonde reconnaissance va à mes amis et collègues de la « Casita Verde » parce qu'ils ont toujours été source de repos et d'énergie, pour toutes les discussions autour du bassin amazonien et surtout parce qu'ils m'ont toujours exprimé leur amitié et leur « cariño ». Merci beaucoup aussi à mes amis du LOCEAN et du LMTG, principalement à ceux qui préparait une thèse en même temps que moi, merci d'avoir rendu ces trois années en France plus légères et sympathiques.

Je remercie finalement ma famille, ma petite et ma grande famille, parce qu'elle a fait la personne que je suis, parce qu'elle a compris et accepté ces années d'absence, pour son appui inconditionnel et faire que mon retour à la maison soit toujours très agréable.

Agradecimiento

Este trabajo de tesis es el resultado de tres años de aprendizaje, de enriquecedores viajes por los ríos amazónicos y de productivas discusiones con científicos del LOCEAN, en París Francia, y del HYBAM, en diferentes países sudamericanos, principalmente en la Universidad Agraria La Molina en Perú (en "La Casita Verde"). Mi primer agradecimiento es entonces para el programa HYBAM, el laboratorio LOCEAN y la Universidad Agraria La Molina, en especial a la facultad de Ingeniería Agrícola, por haberme acogido y formado durante estos años. Agradezco también, muy sinceramente a la universidad Pierre et Marie Curie de Paris Francia en particular a la escuela doctoral de Ciencias del Medioambiente, por brindarme importantes conocimientos durante la preparación de esta tesis.

Estos tres años de tesis han sido posibles gracias a una beca del IRD. Mi agradecimiento y reconocimiento por el trabajo del IRD en el desarrollo científico de los países del sur en general y del Perú en particular.

Este trabajo de tesis lleva en sus orígenes discusiones de varios años y trabajos preliminares de dos personas fundamentales en mi formación científica: Josyane Ronchail y Jean-Loup Guyot. Agradezco profundamente a Josyane, porque más que la co-directora de mi tesis, ha sido quien me ha orientado y guiado durante estos tres años, también por transmitirme tantos conocimientos, por su disponibilidad, paciencia y por los buenos momentos dentro y fuera del campo profesional. Un gran agradecimiento también para Jean-Loup, por dirigir mi tesis, por haber iniciado este interesante camino, por las enriquecedoras discusiones y por transmitir a sus estudiantes sus experiencias y conocimientos del mundo amazónico. Gracias a los dos también por la enorme confianza que tuvieron siempre conmigo, eso hizo este camino mucho más fácil.

Quisiera enseguida expresar mi agradecimiento a Serge Janicot, por aceptar la dirección de mi tesis, por sus consejos e interesantes discusiones, también por presentarme y hacerme parte el equipo VARTROP del LOCEAN, que ha sido esencial para el desarrollo de mi tesis.

Terminar este trabajo hubiera sido mucho más complicado de no haber sido por la orientación de Matthieu Lengaigne. Agradezco enormemente a Matthieu por la co-dirección de mi trabajo de tesis, por transmitirme su experiencia, conocimientos, métodos, etc, también por sus críticas que han sido fundamentales para el resultado final de este trabajo y porque me transmitió la energía necesaria para el final de mi tesis.

Todo mi agradecimiento y consideración a los científicos del LOCEAN, del LMTG y del programa HYBAM muy especialmente agradezco a Benjamin Sultan, Pascal Terray, Jean Philppe Boulanger, David Labat y Naziano Filizola, por su colaboración, consejos y disponibilidad.

Detrás de los resultados mostrados en esta tesis hay un enorme trabajo de ingenieros y técnicos de diferentes instituciones. Agradezco mucho la colaboración y apoyo de mis colegas y amigos de los institutos de meteorología e hidrología de los diferentes países amazónicos (SENAMHI Perú, INAMHI Ecuador, ANA Brasil, SENAMHI

Bolivia, IDEAM Colombia) y también del IRD. Agradezco muy especialmente a Pascal Fraizy, Philippe Vauchel, Gérard Cochenneau, Rodrigo Pombosa, Jorge Yerren, Julio Ordoñes, Luis Noriega, Eurides de Oliveira, Henry Romero, entre otros, por el importante trabajo que realizan y por sus críticas e importantes discusiones.

Agradezco muy especialmente el apoyo de mis profesores de La Molina, particularmente a Eduardo Chavarri y Abel Mejía.

Las gracias también a los miembro de mi jurado de tesis: Katia Laval, Cintia Uvo, Gil Mahé y Mathieu Vrac, por sus muy pertinentes remarcas e interesantes perspectivas de investigaciones futuras.

Debo agradecer muy especialmente a todos quienes hicieron de estos tres años una etapa muy enriquecedora, también desde el punto de vista personal. Mi profundo agradecimiento a mis amigos y colegas de "La Casita Verde" por que fueron siempre una fuente de reposo y energía, por las muchas discusiones sobre la cuenca amazónica y sobre todo por las tantas expresiones de cariño. Muchas gracias también a mis amigos del LOCEAN y del LMTG, principalmente a quienes nos tocó preparar una tesis en periodos comunes, gracias por hacer de mis tres años en Francia, un periodo más llevadero y simpático.

Agradezco finalmente a mi familia, a mi pequeña y gran familia, porque ellos hicieron la persona que soy, por comprender y aceptar estos años de ausencia, por su apoyo incondicional y por hacer siempre muy agradable mi regreso a casa.

Table des matières

CHAPITRE 1

Introduction 5

1.1 Contexte général. 6
1.2 Les programmes de recherche dans lesquels s'inscrit la thèse 9
1.3 Objectifs de la thèse 11
1.4 Organisation 11

CHAPITRE 2

La variabilité hydrologique dans le bassin amazonien 13

2.1 Introduction 14
2.2 Contrasting regional discharge evolutions in the Amazon basin 16
2.3 Résultats complémentaires 39

CHAPITRE 3

La variabilité pluviométrique dans le bassin amazonien 43

3.1 Introduction 44
3.2 Principaux éléments de la circulation atmosphérique 44
3.3 Variabilité spatio–temporelle de la pluie dans le bassin amazonien. . . . 56
3.4 Spatio-temporal rainfall variability in the Amazon basin 57
3.5 Résultats complémentaires 88
3.6 Variabilité pluviométrique et relations avec les débits 93
3.7 Variabilité pluviométrique et relations avec la SST 105
3.8 En résumé 111

CHAPITRE 4

Types de temps et désagrégation dans le bassin amazonien 113

4.1 Introduction 114
4.2 Concepts généraux 114
4.3 Cartes topologiques auto–organisatrices 116
4.4 Application dans le bassin amazonien 123

4.5 Conclusions 147

CHAPITRE 5

Types de temps : facteurs explicatifs de l'hydrologie 153

5.1 Evolution des types de temps et relations avec la pluie 154
5.2 Types de temps et événements hydrologiques extrêmes 161

CHAPITRE 6

Conclusion générale et perspectives 169

6.1 Conclusions 170
6.2 Perspectives. 174

CHAPITRE Annexe

La variabilité du débit du Rio Amazonas au Pérou 177

Bibliographie 187

CHAPITRE 1

Introduction

Le bassin amazonien est le plus important bassin versant du monde par sa taille d'environ 6 000 000 km^2 ($\approx$ 5% des terres émergées) et son débit moyen annuel de 209 000 m^3/s (Molinier et al., 1996). Il s'étend sur 7 pays, le Brésil, où se trouve 63% de sa superficie, le Pérou (16%), la Bolivie (12%), la Colombie (6%), l'Equateur (2%), le Venezuela et la Guyana (1%). Il abrite la plus grande forêt tropicale de la planète et un des plus riches écosystèmes connus (Turner, 2001). Pour ces raisons, compte tenu des enjeux liés au changement climatique et à la déforestation, la communauté scientifique internationale a déployé des efforts considérables dans les dernières années pour mieux comprendre les mécanismes climatiques dans cette région. Cependant les impacts du climat sur l'hydrologie restent un sujet peu abordé alors que se développent de grands équipements le long de rivières (barrages hydroélectriques, hydrovias ou voies fluviales, etc) et que surviennent des événements extrêmes comme la seca de 2005. Ce manque est plus important encore dans les pays andins (Pérou, Bolivie, Colombie, Equateur) à cause principalement des difficultés d'accès aux données in situ et de la complexité géographique de cette région. Une vision globale du rôle du climat sur l'hydrologie du bassin amazonien faisant donc défaut, nous nous proposons de contribuer à combler cette lacune.

1.1 Contexte général

L'Amazone se forme au Pérou à la confluence des rivières andines Ucayali et Marañón et, un peu plus en aval, du Napo qui vient de l'Equateur (Figure 1.1). A la frontière entre Pérou, Brésil et Colombie, à Tabatinga, il lui reste encore près de 3000 km à parcourir et son débit est déjà de 46 000 m^3/s, c'est-à-dire l'équivalent de celui du Congo, le deuxième fleuve du monde, à son embouchure

Le bassin amazonien est situé entre 5°N et 20°S, et l'Amazone se jette dans l'océan Atlantique approximativement au niveau de l'Equateur, à 50°W de longitude (Figure 1.1). Ce bassin est délimité au nord par le craton Guyanais, au sud par le craton Brésilien, à l'est par l'Océan Atlantique et à l'ouest par la chaîne andine qui ne correspond qu'à 11% du bassin mais apporte presque la totalité de sédiments (Guyot et al., 2007) et joue un rôle fondamental dans le climat de la région, en générant notamment à cause de son extension latitudinale, des circulations méridiennes très caractéristiques (Johnson, 1976; Lenters et al., 1995; Garreaud, 2000, etc).

La variabilité interannuelle des pluies et des débits a été abondamment étudiée dans le nord–est du bassin où elle est influencée par la température de surface de la mer (SST) du Pacifique équatorial et de l'Atlantique tropical. D'un côté, le phénomène El Niño-Oscillation Australe (ENSO) est associé à un déficit de pluie dans le nord-est du bassin pendant sa phase chaude (El Niño) et à un excès pendant sa phase froide (La Niña) (Kousky et al., 1984; Aceituno, 1988; Marengo, 1992; Uvo et al., 1998; Guyot et al., 1998, etc). D'autre part, des épisodes pluvieux au nord–est du bassin sont associés à des anomalies négatives de SST dans l'Atlantique tropical nord (Moron et al., 1995; Enfield, 1996; Uvo et al., 2000; Ronchail et al.,

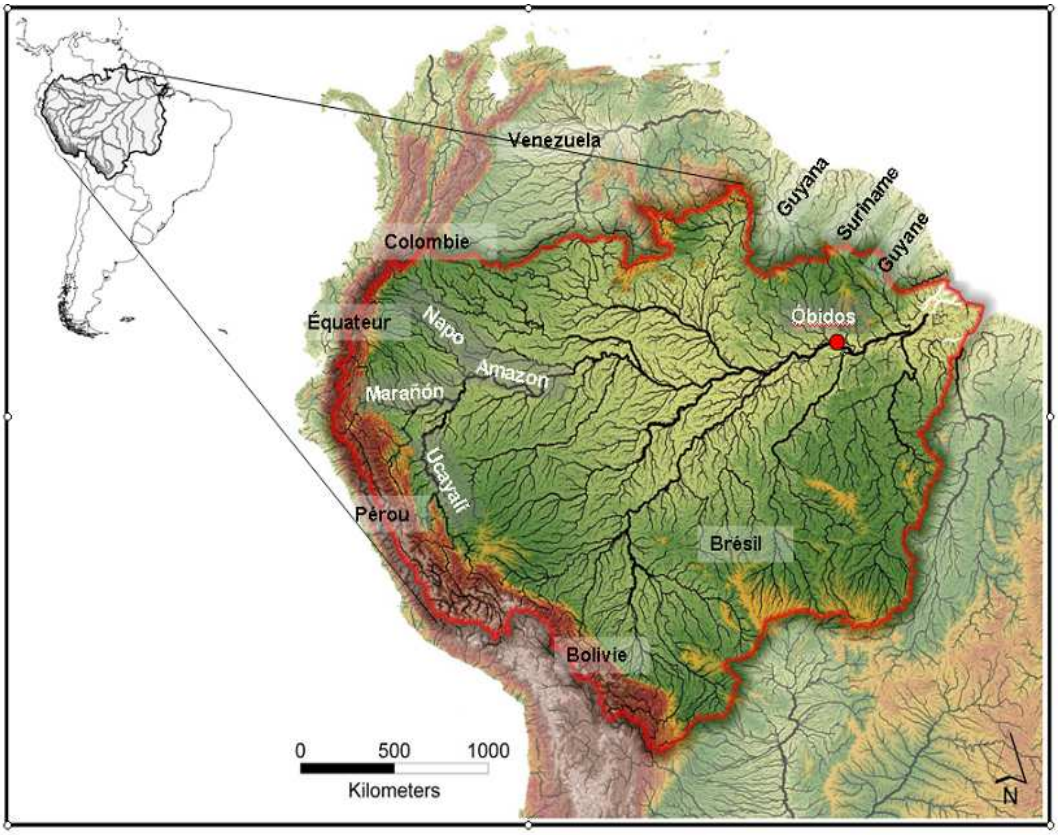


FIGURE 1.1 – Réseau hydrographique du bassin Amazonien, relief, station hydrométrique d'Óbidos et rivières qui forment l'Amazone.

2002; Marengo, 2004; Labat et al., 2004).

Dans l'ouest et le sud du bassin, les téléconnexions entre pluie et SST sont elles moins claires. En Amazonie bolivienne le signal est faible et opposé à celui du nord lors des événements ENSO (Ronchail et al., 2002, 2005b; Ronchail and Gallaire, 2006). La relation avec l'Atlantique tropical est également moins nette au sud et à l'ouest du bassin (Uvo et al., 2000; Marengo, 2004; Ronchail et al., 2005a, etc). L'origine de la variabilité hydrologique interannuelle dans l'ouest du bassin reste donc peu connue bien que cette région apporte des grandes quantités d'eau au cours principal (Molinier et al., 1996).

Aux échelles décennales et pluriannuelles, les impacts du climat sur l'hydrologie du bassin amazonien sont encore moins documentés. La variabilité des débits (principalement les débits moyens annuels) a été principalement analysée dans les bassins brésiliens, où aucune tendance n'a été détectée durant le dernier siècle (Richey et al., 1989; Marengo, 1995; Marengo et al., 1998; Costa and Foley, 1999). Callède et al. (2004) a analysé la plus importante série de débits dans la dernière station hydrométrique de l'Amazone, Óbidos, à 800 km de l'océan (Figure 1.1), pendant la période 1903–2003 (Figure 1.2). Au début des années 1970, une rupture est observée dans les séries de débit moyen, de crue et d'étiage, les valeurs étant plus importantes

après cette date. Les débits maxima et moyens restent relativement élevés jusqu'au début du XXI siècle tandis qu'une forte tendance à la diminution est observée dans la série des débits d'étiage à partir de 1975 (Figure 1.2). La sécheresse de 2005 (Zeng et al., 2008; Marengo et al., 2008) et la forte crue de 2006 se placent dans la continuité de ces variabilités. La pluie totale annuelle dans l'ensemble du bassin montre une diminution significative depuis 1975, (Callède et al., 2004; Marengo, 2004), en accord avec la diminution des étiages. Les causes du maintien à un haut niveau moyen des débits de crue restent par contre inconnues.

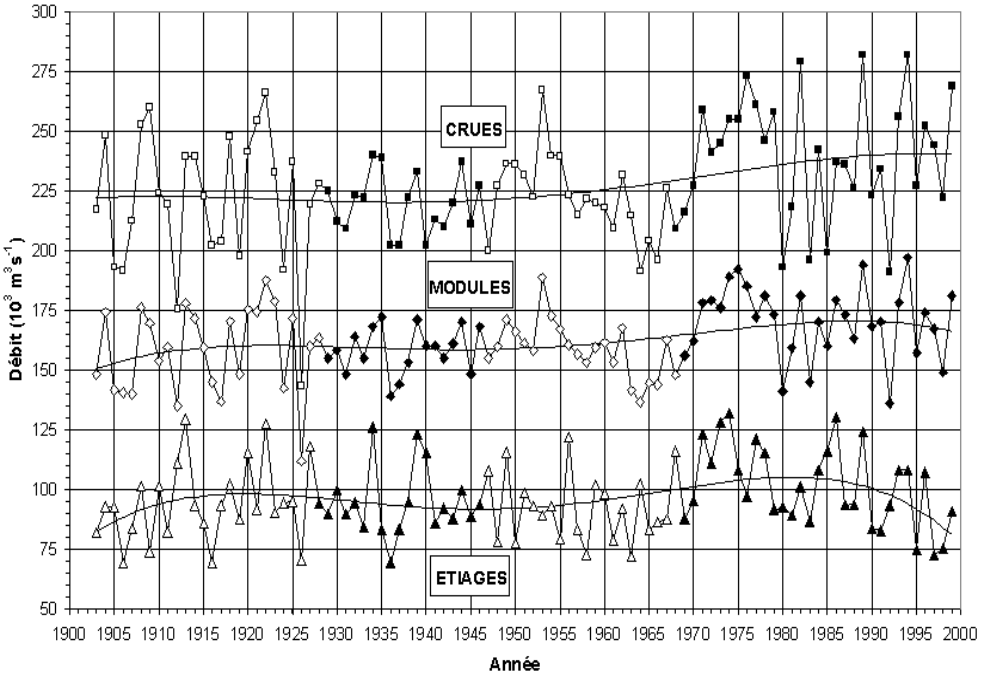


FIGURE 1.2 – Évolution des débits à Óbidos depuis 1903. Les symboles avec un fond noir correspondent aux valeurs observées. Ceux avec un fond blanc correspondent aux valeurs reconstituées à partir des hauteurs d'eau de la station hydrométrique de Manaus (Callède et al., 2002, 2004).

La variabilité des débits à Óbidos qui intègrent l'ensemble du système hydrologique amazonien et les relations entre la variabilité du climat et de l'hydrologie en Amazonie sont mal connues pour l'instant. Les débits, de plus, résultent de cycles annuels et de variabilité interannuelle complexes qui différent d'un sous-bassin à l'autre. C'est pourquoi nous focaliserons notre travail sur une analyse **régionale** de la variabilité des pluies et des débits **à différents pas de temps** en portant une attention particulière **aux valeurs extrêmes** d'une part et aux régions peu documentées (**ouest du bassin**) d'autre part.

1.2 Les programmes de recherche dans lesquels s'inscrit la thèse

La présente thèse se développe dans le cadre de 3 programmes multidisciplinaires de recherche scientifique.

1.2.1 Le programme HYBAM (Hydrogéodynamique du Bassin Amazonien)

HYBAM est un partenariat entre l'Institut de Recherche pour le Développement (IRD-France) d'une part et des institutions locales chargées du suivi hydrologique et météorologique et des universités des pays amazoniens (Brésil, Pérou, Bolivie, Équateur et Colombie) d'autre part. HYBAM a débuté en 1995 l'étude des régimes hydrologiques, sédimentaires et géochimiques des fleuves de l'Amazonie, avec l'objectif de connaître :

- L'érosion et l'altération actuelle des Andes par les fleuves.
- Le bilan des transferts de matière dans la plaine amazonienne et les éventuels piégeages sédimentaires dans les zones humides.
- Le rôle de la variabilité climatique actuelle sur ces transferts d'eau et de matière.
- L'impact de la pression anthropique sur le fonctionnement hydro-sédimentaire du bassin amazonien.

Les travaux de recherche se basent sur des observations acquises par un réseau de stations gérées par des institutions locales et sur des campagnes de terrain réalisées à différentes époques du cycle hydrologique le long des principaux affluents de l'Amazone. Grâce à ce travail de terrain et à la présence simultanée d'HYBAM dans 5 pays amazoniens, le présent travail de thèse se fonde sur deux bases de données inédites, comprenant des observations pluviométriques et des mesures de débits dans des stations qui constituent le plus important réseau hydro-pluviométrique de cette partie de la planète. Ces bases de données font partie de l'Observatoire de Recherche en Environnement, ORE-HYBAM (www.ore-hybam.org).

De façon complémentaire, HYBAM favorise des actions de transfert de technologie et de formation scientifique entre l'IRD et les institutions locales. C'est dans ce cadre que se développe le présent travail de thèse.

1.2.2 Le Programme AMANCAY (Variabilité climatique interannuelle à décennale en Amérique du Sud tropicale : variabilité régionale ou grande échelle ? Vers une approche fédératrice)

Le programme AMANCAY est un projet intégrateur qui a regroupé, entre 2004 et 2008, environ 15 équipes de recherche de laboratoires français et sud-américains.

L'objectif du projet était d'étudier la variabilité climatique en Amérique du Sud tropicale pendant la période récente (les derniers siècles) à partir de l'étude d'archives climatiques diverses (glace, lacs, moraines, coraux, pluies, débits) dans différentes régions (Nordeste, Amazonie, Andes, bassin du Parana-Plata). La méthode suivie était triple :

- Documenter la variabilité climatique à différentes échelles de temps et d'espace le long du flux de vapeur d'eau entrant en Amérique du Sud, depuis l'Atlantique équatorial jusqu'au bassin du Parana-Plata,
- Traduire les enregistrements en termes de variables climatiques quantifiées, sur la base d'études de calibration impliquant le développement de nouveaux outils de statistique et de modélisation.
- Interpréter les modes climatiques de grande échelle à partir des observations (ré-analyses), et des simulations de sensibilité du climat (en particulier comprendre les influences respectives de l'Atlantique et du Pacifique).

Deux questions scientifiques transversales ont guidé les travaux du programme : La variabilité enregistrée par plusieurs marqueurs dans cette région est-elle régionale ou grande échelle ? Et quels sont les mécanismes de téléconnexions en jeu dans le cas d'une variabilité globale ?

L'expertise climatique des laboratoires qui ont adhéré au programme AMANCAY et les données acquises ont permis d'analyser, à différentes échelles de temps, les variables pluviométriques et hydrologiques dans le bassin amazonien, et de replacer ces modes de variabilité dans un contexte plus régional.

1.2.3 Le programme REGYNA (Régionalisation des précipitations et impacts hydrologiques et agronomiques du changement climatique en régions vulnérables)

Le programme REGYNA se développe dans un contexte d'identification des impacts du changement climatique et d'évaluation des incertitudes sur trois régions vulnérables que sont : la région méditerranéenne, l'Afrique de l'Ouest, les bassins de la Plata et de l'Amazonie. La structure de travail de ce programme se centre autour de trois axes principaux :

- Les liens entre la grande échelle du climat et l'échelle locale
- L'évaluation des incertitudes dans le contexte du changement climatique
- Les impacts du changement climatique en régions vulnérables.

Dans ce cadre, il a été possible de mettre en relation l'évolution temporelle de la circulation atmosphérique de grande échelle et les variables hydrologiques régionales dans le bassin amazonien, et de comprendre dans quelle mesure la variabilité quotidienne du temps pouvait rendre compte de la variabilité à long terme du climat et de l'hydrologie.

1.3 Objectifs de la thèse

L'objectif général de la présente thèse est de comprendre les impacts de la variabilité climatique sur l'hydrologie de l'ensemble du bassin amazonien, avec une attention particulière pour la région andine. Pour cela les objectifs spécifiques sont les suivants :

- Documenter les cycles annuels, la variabilité intra-saisonnière, la variabilité interannuelle et à long terme des pluies et des débits, pour la première fois sur l'ensemble du bassin amazonien.

- Examiner les liens entre pluies et débits à l'échelle régionale dans l'ensemble du bassin amazonien, en prêtant une attention particulière aux événements extrêmes, de façon à comprendre quel est le rôle de la pluie sur la variabilité hydrologique observée dans le cours principal de l'Amazone. Examiner les causes possibles des éventuels changements dans la relation pluie–débit.

- Comprendre les liens entre la circulation atmosphérique à grande échelle et les variables hydrologiques en Amazonie ; notamment, mieux comprendre ce qui module la variabilité hydrologique à l'ouest du bassin d'où vient une bonne partie de l'eau du fleuve et où le rôle du climat sur l'hydrologie est mal connu.

1.4 Organisation de la thèse

Notre recherche s'articule de la manière suivante :

Après un chapitre introductif (Chapitre 1), le **Chapitre 2** décrit la variabilité hydrologique régionale moyenne annuelle et celle des extrêmes dans 18 grands sous-bassins. Pour cela nous documentons les différents cycles hydrologiques dans les principaux sous-bassins, avec l'objectif de comprendre l'influence de chaque région sur la genèse des débits dans le cours principal, à différentes périodes du cycle hydrologique. La variabilité interannuelle des débits régionaux extrêmes est ensuite analysée pendant la période 1974–2004. Les principales tendances et ruptures dans les séries de débits sont mises en évidence, de même que leur variabilité spatio-temporelle. L'objectif est de mieux comprendre la variabilité hydrologique observée à Óbidos (dernière station hydrométrique sur le cours principal) et notamment de vérifier s'il existe des régions qui influencent prioritairement la variabilité hydrologique de la basse vallée de l'Amazone. Le lien entre la variabilité à long terme de la pluviométrie, intégrée par bassin, et celle des débits dans l'ensemble des sous-bassins est ensuite analysé, avec un intérêt particulier pour l'Amazonie des pays andins, notamment pour la haute vallée de l'Amazone qui n'a jamais été documentée jusqu'alors.

Nous nous intéressons plus finement dans le **Chapitre 3** à la variabilité spatio-temporelle de la pluie dans l'ensemble du bassin amazonien, pendant la période 1964 à 2003. Ce chapitre a pour but de mieux comprendre les modes de variabilité pluviométrique qui modulent la variabilité hydrologique. Après une rapide introduction

aux notions essentielles de la circulation atmosphérique régionale, nous décrivons la répartition des pluies totales annuelles et les cycles annuels dans l'ensemble du bassin. Une attention particulière est apportée à l'Amazonie des pays andins. Ensuite, la variabilité spatio-temporelle interannuelle des pluies est analysée, ainsi que les tendances et ruptures observées dans la lame d'eau moyenne calculée pour l'ensemble du bassin. Nous analysons aussi les téléconnexions entre précipitations et SST et indices climatiques régionaux considérés comme causes possibles de la variabilité pluviométrique. Ces analyses sont faites tant pour les pluies saisonnières que pour les totaux annuels. Elles permettent également de mettre en relation la variabilité pluviométrique et la variabilité hydrologique régionale, à différentes périodes de l'année. L'évolution du coefficient d'écoulement (rapport entre débits et pluies) à Óbidos est aussi analysée de façon à identifier et expliquer les variations dans la relation pluie–débit.

Le **Chapitre 4** s'attache à mieux comprendre le lien entre la circulation atmosphérique et la pluie. Nous cherchons ainsi à reconnaître les differentes configurations atmosphériques quotidiennes à grande échelle (types de temps) et à évaluer leur influence sur la pluie régionale à l'intérieur du bassin (désagrégation ou downscaling). Pour cela, nous analysons la variabilité synoptique des principales variables dynamiques de l'atmosphère, dans une région qui correspond au nord de l'Amérique du Sud. Nous mettons ensuite en évidence les liens entre la variabilité synoptique et la pluie quotidienne dans les régions du bassin les plus importantes pour la variabilité hydrologique.

Dans le **Chapitre 5**, nous testons la possibilité de reproduire la pluie observée à partir de la fréquence d'occurrence des types de temps et de leurs caractéristiques et nous essayons de mettre en relation la variabilité interannuelle et à long terme des variables atmosphériques avec celle de l'hydrologie. Par ailleurs, la variabilité spatio-temporelle des principales variables dynamiques de l'atmosphère est analysée et leurs liens avec les types de temps et avec la pluie sont discutés, ce qui permet de renforcer l'identification des principaux mécanismes atmosphériques responsables de la variabilité hydrologique. L'origine de leur variabilité est discutée. Finalement, nous vérifions au travers de quelques exemples si la variabilité de certains types de temps permet d expliquer des événements extrêmes dans des sous-bassins témoins.

CHAPITRE 2

La variabilité hydrologique dans le bassin amazonien

2.1 Introduction

Durant les deux dernières décennies de nombreux événements hydrologiques catastrophiques ont été observés dans le basin amazonien. Callède et al. (2004) relève une baisse des étiages depuis le milieu des années 1970. Simultanément, les dernières quarante années sont caractérisées par des débits de crue fréquemment très forts : 14 événements avec un débit supérieur à 250 000 m^3/s à Óbidos (Figure 1.1) sont dénombrés depuis 1970, tandis qu'entre 1903 et 1970 n'ont été enregistrés que 5 événements de cette importance (Callède et al., 2004). Cette augmentation de l'amplitude des événements extrêmes dans le cours principal continue plus récemment : le plus grave étiage des quarante dernières années à été enregistré en 2005 (Marengo et al., 2008; Zeng et al., 2008), tandis qu'une très forte crue l'a été en 2006. Différentes causes comme la variabilité climatique régionale et globale (Marengo et al., 2008) ou la déforestation dans le bassin (Callède et al., 2008) ou bien entendu, une combinaison des ces deux facteurs sont évoqués pour tenter de donner une explication à la variabilité hydrologique du cours principal de l'Amazone.

Ce chapitre vise à documenter et comprendre la variabilité hydrologique régionale à l'intérieur de l'Amazonie. Dans l'étude qui suit, nous nous appuyons sur un nouveau jeu de données hydrologiques pour les principaux sous-bassins de l'Amazone, avec un intérêt particulier pour les événements extrêmes (débits de crue et d'étiage).

Nous présentons les résultats sous la forme d'article soumis une première fois à *Journal of Hydrology* le 21 mars 2008 et révisé le 05 novembre 2008. Une version courte de cet article a reçu un accueil favorable de *Nature Geosciences* (10 octobre 2007) puisqu'il a été accepté pour révision. Finalement, il n'a malheureusement pas été retenu.

Résumé de l'article

Dans cet article, nous essayons de donner une vision globale de la variabilité spatiale et temporelle des débits à l'intérieur du bassin amazonien. Nous utilisons les données journalières de 18 stations contrôlant les principaux sous-bassins pour parvenir à une analyse régionale des valeurs moyennes et des extrêmes hydrologiques. Dans la première partie de l'article nous décrivons les principales caractéristiques du cycle saisonnier dans les différents sous-bassins, ce qui permet de connaître en détail la genèse du cycle annuel du débit dans le cours principal. Les caractéristiques climatiques de chaque région qui donnent lieu aux différents régimes hydrologiques sont rappelées dans cette première partie.

Dans une deuxième partie, nous analysons la variabilité interannuelle de trois séries dans chaque sous-bassin : les débits moyens, les débits de crue et les débits d'étiage. Nous utilisons le coefficient de corrélation paramétrique de Pearson et des coefficients non paramétriques comme ceux de Spearman et Kendal pour mesurer la tendance des séries. Les résultats montrent que des tendances significatives opposent le sud du bassin, où les débits, principalement ceux d'étiage diminuent, et

le nord-ouest, où les débits de crue augmentent. Divers test de rupture appliqués aux séries temporelles montrent qu'à partir de 1992, la diminution dans le sud est plus nette, tandis qu'après cette même date, les débits dans le nord-ouest sont plus élevés. Cette opposition s'intensifie dans les bassins versants andins : d'une part, la diminution des débits prédomine en Amazonie bolivienne et dans le sud de l'Amazonie péruvienne. D'autre part, l'augmentation des débits est plus importante dans le nord de l'Amazonie péruvienne et en Amazonie équatorienne et colombienne. Ces résultats sont confortés par des analyses en composantes principales sur les débits moyens et extrêmes. Les liens entre composantes principales et indicateurs climatiques montrent des débits plus faibles les années El Niño dans les sous-bassins du nord et du centre, un signal moins clair dans les sous-bassins de l'ouest, du sud et de l'extrémité nord, et un signal opposé dans le sud-ouest (Amazonie bolivienne).

Dans la dernière partie de l'article nous analysons la variabilité de la lame d'eau précipitée dans les régions nord-ouest et sud du bassin pour tester l'origine climatique de la variabilité hydrologique. Nos résultats montrent que dans le nord-ouest, la pluie de mars, avril et mai (MAM), saison la plus pluvieuse dans cette région, observe une variabilité décennale, avec de fortes valeurs dans les années 1970, une diminution ensuite et une nouvelle augmentation des pluies entre 1984 et 2003. De plus, dans le sud, une tendance à la diminution des pluies est observée, avec une rupture au milieu des années 1980, et de faibles valeurs ensuite. Ces résultats contribuent à expliquer la variabilité pluriannuelle des débits.

Nos résultats montrent que durant la période 1974–2004 le débit moyen dans le cours principal de l'Amazone (à Óbidos) est relativement stable ; néanmoins, cette stabilité est expliquée par des tendances opposées, principalement dans les rivières andines. Une diminution des débits d'étiage très nette est observée dans le sud du bassin, tandis qu'une augmentation est enregistrée dans le nord-ouest du bassin, en particulier pour les débits de crue. Cette opposition spatiale des extrêmes est plus marquée depuis le début des années 1990. De plus, les résultats suggèrent une importante influence du climat sur les modes de variabilité des extrêmes hydrologiques à l'intérieur de l'Amazone.

2.2 Contrasting regional discharge evolutions in the Amazon basin (1974-2004)

Espinoza Villar Jhan Carlo, Guyot Jean Loup, Ronchail Josyane, Cochonneau Gérard, Filizola Naziano, Fraizy Pascal, Labat David, de Oliveira Eurides, Ordoñez Juan Julio, Vauchel Philippe.

ABSTRACT

Former hydrological studies in the Amazon Basin generally describe annual discharge variability on the main stem. However, the downstream Amazon River only represents the mean state of the Amazonian hydrological system. This study therefore uses a new data set including daily discharge in 18 sub-basins to analyse the variability of regional extremes in the Amazon basin, after recalling the diversity of the hydrological annual cycles within the Amazon basin. Various tests are applied in order to detect trends and breaks in the time series. We show that during the 1974-2004 period the stability of the mean discharge on the main stem in Óbidos, is explained by opposing regional features that principally involve Andean rivers : a decreases in the low stage runoff, particularly important in the southern regions, and an increase in the high stage runoff in the northwestern region. Both features are observed from the beginning of the nineties. These features are also observed in smaller meridian sub-basins in Peru and Bolivia. Moreover we show that the changes in discharge extremes are related to the regional pluriannual rainfall variability and the associated atmospheric circulation and to tropical large scale climatic indicators.
Key–Words : Amazon basin, discharge trend, rainfall and runoff variability, tropical Atlantic, ENSO, Brazil, Peru, Bolivia.

1.- Introduction

The Amazon drainage basin is the world's major hydrological basin. Its watershed covers about 6 000 000 km^2, almost 5% of all the above–water lands. Its average discharge is the greatest in the world (209 000 m^3/s) (Molinier et al., 1996). Due to its size and its position astride the Equator, the Amazon basin includes very different regions with various discharge regimes. Some works have documented interannual variability on the main stem (Richey et al., 1989; Marengo, 1992; Callède et al., 2004, etc). However, regional scale discharge variability has been incompletely discussed in the whole Amazon basin at annual and pluriannual time scales. Futhermore, some recent dramatic events such as the 2005 drought (Zeng et al., 2008; Marengo et al., 2008) and the 2006 flooding show it is not sufficient to analyze mean annual discharge and it is important to pay attention to extremes values. That is why the aim of this paper is to investigate high and low water changes at annual and pluriannual time scales in the main stem and in all the main sub-basins of the Amazon Basin. This study is made possible thanks to the cooperation of the HYBAM program (Hydrology and Geodynamic of the Amazon Basin, www.mpl.ird.fr/hybam) between IRD (Institut de Recherche pour le Développement / Institute for Research and Development) and national hydrological institutions. This has permitted, for the first time, the integration of data from the different countries which form part of the Amazon basin.

After the introduction, we recall some features of the regional hydrological and climatic characteristics and their variability as described by former works. The discharge database and the methods used in this paper are then described. The annual cycles in the different sub-basins are depicted and we show how they contribute to the annual cycle in Óbidos, the last gauged station on the Amazon River main stem. We then comment on trends and breaks in regional maximum and minimum discharge annual series, with special attention to the Andean rivers of Peru and Bolivia. The discharge time evolution at Óbidos is then explained using former results. Finally, discharge variability is related to rainfall in the Amazon Basin and to regional climatic indicators. A summary and concluding remarks are provided in the last section.

2.- Hydro–climatic characteristics of the Amazon Basin

Rainfall regimes in the Amazon Basin show the strong opposition between the northern and southern tropics, with a rainy season in June, July and August – JJA (in December, January, February – DJF) in the North (South), due to the alternating warming of each hemisphere and to American monsoons. Next to the Amazon delta, a March, April and May (MAM) maximum and a September, October, November (SON) minimum are associated with the seasonal migration of the Intertropical Convergence Zone (ITCZ). In the Northwest equatorial region a better rainfall distribution within the year is observed with quarterly rainfall percentages close to 25%. Various intermediate regimes are described between equatorial and tropical

regions (for more information see Figueroa and Nobre, 1990, Marengo, 1992, Espinoza et al., accepted, among others).

Interannual discharge variability on the Amazon mean stem may cause inundations or very low water stages. For instance, the recent 2005 drought that affected the western sub-basins (Solimões and Madeira Rivers) during the low water stage (October and November) received important attention from the scientific community (Zeng et al., 2008; Marengo et al., 2008) as it had serious impacts on human activity (transport, fishing, water supply, etc) and on the biosphere. This event is attributed to high sea surface temperature (SST) in the tropical northern Atlantic (Zeng et al., 2008; Marengo et al., 2008), a feature that is also pointed out by Marengo (1992) and Labat et al. (2004). Ronchail et al. (2005b) specify that higher than normal low–flow associated with cold events in the North Tropical Atlantic are particularly strong and wide spread in the central regions of the basin. Interannual discharge variability is also related to the SST in the Equatorial Pacific : authors coincide in finding lower (higher) discharge during El Niño (La Niña) in the main stem (Richey et al., 1989; Marengo, 1992; Marengo et al., 1998). Some works analyzing the regional discharge variability inside the Amazon Basin show that the ENSO signal is particularly strong in the northeastern basins (Molion and Moraes, 1987; Uvo and Graham, 1998; Guyot et al., 1998; Uvo et al., 2000; Foley et al., 2002; Ronchail et al., 2005b). Ronchail et al. (2005a) also find an opposite ENSO signal in the upper Madeira River (southern Amazon).

Richey et al. (1989); Marengo (1995); Marengo et al. (1998) point out that the Solimões River discharge in Manacapuru and the Rio Negro in Manaus do not exhibit any significant trend during the twentieth century but they note that discharge increases at the end of the sixties. This feature is also noted by Callède et al. (2004, 2008) in the Amazon River in Óbidos ; they find a break in the mean, maximum and minimum discharge times series at the beginning of the 1970s, with higher values after that date. Afterwards, mean and maximum discharge remain high until the beginning of the XXI century while minimum discharge decreases since the mid–1970s. Consistently, Genta et al. (1998), García and Vargas (1998), Collischonn et al. (2001), Garcia and Mechoso (2005) and Krepper et al. (2008) all find an increasing trend since the early 1970s in the La Plata Basin discharge. At a regional scale, Rocha et al. (1989) highlight that rainfall and discharge in the Madeira, the Solimões and the Negro rivers increase during the 1960s and the early 1970s, but the records return to the long-term average values in the late 1970s and 1980s (except in the Madeira River). Espinoza et al. (2006) support a significant diminishing trend in the Peruvian Amazon (at Tamshiyacu station, near to Iquitos) for the 1970–2005 period, especially in the low-level discharge series.

Analyzing Óbidos discharge long time series, Labat et al. (2004, 2005) highlight low–flow interdecadal processes (15.5 years) and high-flow bidecadal variability that can be related to the northern Tropical Atlantic and Pacific variability (low–flow) and the Southern Tropical Atlantic variability (high-flow). Garcia and Mechoso (2005) find a 9 year period in the Paraguay–Paraná River and a dominant quasi oscillation with a period of around 17 years in mean annual discharge in the Ama-

zon at Óbidos, in the Tocantins and São Francisco Rivers. In the southern part of South America, Pasquini and Depetris (2007) find a quasi-decadal variability in the tributaries of the La Plata River, in the Patagonia's Colorado River and quasi-bidecadal periodicities in discharge of La Plata, Colorado and Santa Cruz Rivers. Robertson and Mechoso (2000) attribute the quasi–bidecadal variability to the 17–year cycle of the South American Monson System.

In conclusion, most authors mention the possible links between long-term discharge variability and climate shifts. They generally deny the role of deforestation on the 1970 change as it occurs when deforestation was just beginning in southern Amazonia.

3.- Data and methods

Daily water level data are compiled and their quality is checked by the national institutions in charge of hydrological monitoring in the different countries of the Amazon Basin : Agência Nacional de Águas (Water National Office – ANA, Brazil) and Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología (National Meteorology and Hydrology Service – SENAMHI, Peru and Bolivia). The rating curves of about thirty stations have been determined using Acoustic Doppler Current Profiler (ADCP) gauging measures conducted by HYBAM researchers between 1996 and 2008. This methodology has been shown to be well adapted to large Amazonian rivers (Filizola and Guyot, 2004). In some stations (Manacapuru, Fazenda Vista Alegre, and Itaituba) discharge is not a simple function of water level due to the backwater effect (Meade et al., 1991). The gauging curves have been established using the normal drop method. It is based on a correction of the water level using the level difference between the given station and a downstream one and the distance between both (Jacon and Cudo, 1989). Monthly and annual discharge values have been computed using daily data.

In this study eighteen hydrometrical stations are selected based on their watershed sizes, their mean discharges, their locations in the Amazon basin and their data periods. Some smaller Andean basins are also documented. Table 2.1 and Figure 2.1 display the locations and the main characteristics of the stations. Discharge data is available for different periods, depending on the stations. The common selected period in this work is 1974 – 2004 for the main basins and 1990-2005 for the smaller Andean basins. Four stations are located in the South and drain N-S rivers : from East to West, Itaituba (ITA) is on the Tapajós River, Altamira (ALT) on the Xingu River, Fazenda Vista Alegre (FVA) and Porto Velho (PVE) downstream and upstream on the Madeira River respectively. The data of two stations, Gavião on the Juruá River and Labréa on the Purus River, in the central western Brazilian Amazon, are added in order to create a virtual station Gavião-Labréa (G–L), which has size and discharge of the same order of magnitude as the other stations. Four stations are located along the Solimões River : Tamshiyacu (TAM) on the Peruvian Amazonas River drains tropical and equatorial regions of Peru and Ecuador, Santo Antônio do Içá (SAI) northwestern equatorial regions on the upstream Solimões Ri-

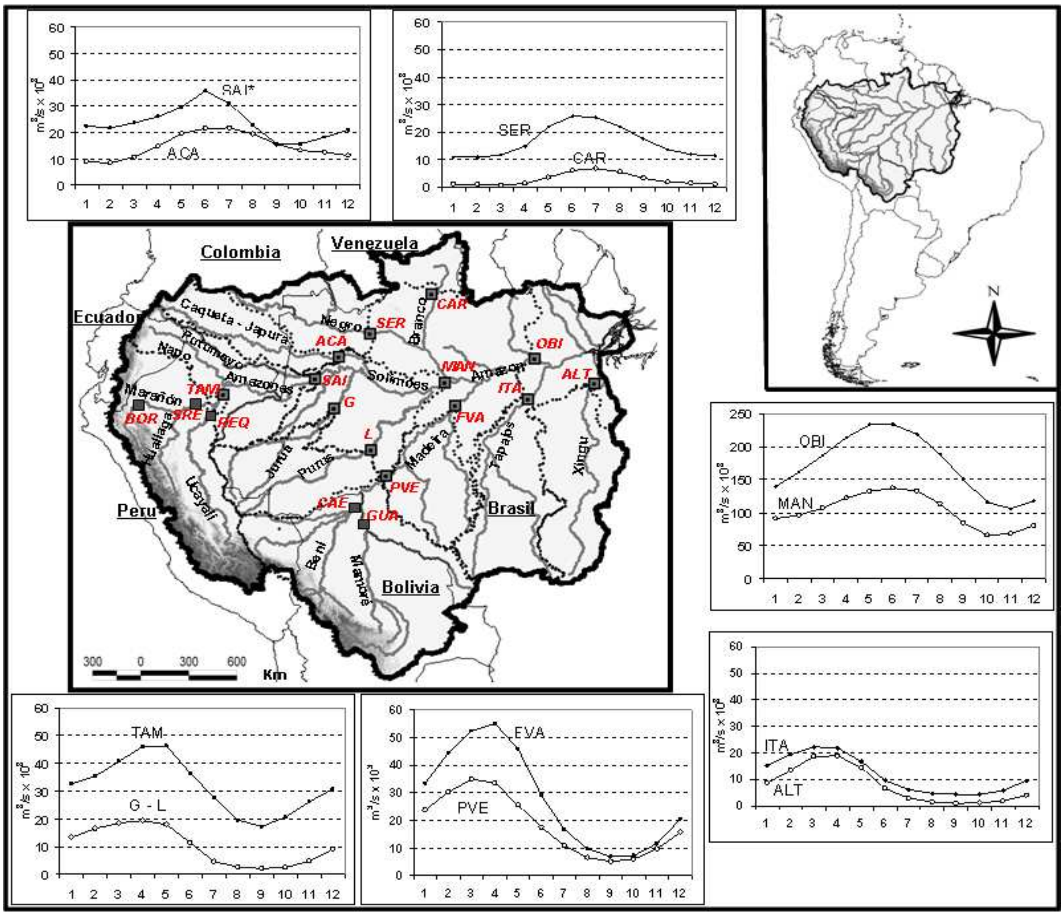


FIGURE 2.1 – Localization of the main sub-basins and hydrological stations of the Amazon Basin. The 1974-2004 mean monthly discharge (m^3/s x10^3) is presented for each sub-basin. G–L data is the sum of Gavião and Labréa stations data. Altamira and Itaituba sub-basins, on the Xingu and Tapajós Rivers respectively, are not part of the Amazon basin in Óbidos. The X axis is from 1 for January to 12 for December. Andean mountainous regions are shaded.

ver, Acanauí (ACA) on the Japurá River the equatorial Colombian Amazon and finally Manacapuru (MAN), the whole Solimões River. Toward North, Caracaraí (CAR) on the Branco River drains tropical regions in the northern hemisphere while Serrinha (SER) drains the northwestern Negro River basin. Finally Óbidos (OBI) on the Amazon River main stem gather water from the Negro, the Solimões and the Madeira Rivers. Two gauging stations put together water from the Andes : 22% of PVE basin area is in the Andes of Peru and Bolivia and 53% of TAM basin area is in the Andes of Peru and Ecuador. PVE and FVA gauging stations have part of their watershed in the Brazilian shield. ITA and ALT are completely in the Brazilian shield and finally CAR and SER watersheds are partly located in the Guyana Shield.

Five complementary stations in Peru and Bolivia are used to give more detailed information about the Andean sub-basins (Table 2.1 and Figure 2.1). San Regis

Station	River	Lat	Lon	Area (Km^2)	Qmean (m^3/s)	Qmax (m^3/s)	Qmin (m^3/s)	iVC Qmean	iVC Qmax	iVC Qmin	sVC	%Area to OBI	% Qmean to OBI
Altamira ALT	Xingu	-3.38	-52.14	469 100	7 800	22 300	1 000	0.22	0.21	0.26	0.88		
Itaituba ITA	Tapajós	-4.28	-57.58	461 100	11 700	24 500	3 000	0.14	0.11	0.26	0.59		
Porto Velho PVE	Madeira	-8.74	-63.92	954 400	18 300	37 900	3 900	0.17	0.14	0.26	0.60	20.4	10.6
Gaviao G	Juruá	-4.84	-66.85	170 400	4 900	9 100	900	0.10	0.07	0.21	0.60	3.6	2.8
Lábrea L	Purus	-7.25	-64.80	230 000	5 500	11 100	2 100	0.08	0.05	0.22	0.70	4.9	3.2
Tamshiyacu TAM	Amazonas	-4.00	-73.16	726 400	31 700	46 700	16 400	0.12	0.11	0.26	0.31	15.5	18.4
Santo Antônio do Içá SAI	Solimões	-3.08	-67.93	1 158 600	54 800	77 550	27 100	0.09	0.08	0.25	0.25	24.8	31.8
Acanaui ACA	Japura	-1.82	-66.60	251 800	14 800	22 900	5 300	0.09	0.08	0.44	0.32	5.4	8.6
Serrinha SER	Negro	-0.48	-64.83	291 100	16 500	28 500	5 900	0.10	0.09	0.34	0.35	6.2	9.6
Caracaraní CAR	Branco	1.83	-61.38	130 600	2 900	9 600	500	0.27	0.25	0.52	0.74	2.8	1.7
Fazenda vista Alegre FVA	Madeira	-4.68	-60.03	1 293 600	27 800	58 300	5 100	0.12	0.10	0.36	0.65	27.6	16.1
Manacapuru MAN	Solimoes	-3.31	-60.61	2 242 400	102 600	139 000	58 800	0.09	0.08	0.21	0.25	47.9	59.5
Obidos OBI	Amazon	-1.93	-55.50	4 680 000	172 400	240 000	100 200	0.09	0.09	0.15	0.27		
Gaviao - Lábrea G-L	Juruá - Purus	-4.84; -7.25	-66.85; -64.80	400 400	10 400	19 700	2 100	0.09	0.05	0.20	0.66	8.6	6.0
Guayaramerín GUA	Mamoré	-10.80	-65.30	532 800	7 600	14 800	1 600	0.18	0.17	0.38	0.64	11.4	4.4
Cachoela Esperanza CAE	Beni	-10.50	-65.60	259 800	8 600	16 000	2 800	0.13	0.11	0.27	0.51	5.6	5.0
Requena REQ	Ucayali	-5.00	-73.90	350 000	13 500	23 200	4 400	0.17	0.13	0.36	0.45	7.5	7.8
Borja BOR	Marañón	-4.43	-77.60	117 000	4 700	14 600	1 400	0.12	0.12	0.13	0.29	2.5	2.7
San Regis SER	Marañón	-4.40	-74.00	362 000	14 900	22 200	6 200	0.16	0.17	0.20	0.25	7.7	8.6
Fazenda Vista Alegre FVA*	Madeira	-4.68	-60.03	339 200	9 400			0.20				7.2	5.5
Manacapuru MAN*	Solimões	-3.31	-60.61	431 600	22 000			0.19				9.2	12.8
San Regis SRE*	Marañón	-4.40	-74.00	245 000	10 200	18 500	3 500	0.22	0.20	0.24	0.28	5.2	5.9
Santo Antônio do Içá SAI*	Solimões	-3.08	-67.93	432 200	24 100	31 000	14 800	0.12	0.12	0.29	0.26	9.2	14.0
Óbidos OBI*	Amazon	-1.93	-55.50	746 780	22 400			0.31				16.0	13.0

TABLE 2.1 – Situation, size and 1974-2004 annual mean discharge (Qmean), monthly maximum discharge (Qmax) and monthly minimum discharge (Qmin) in m^3/s, inter-annual coefficients of variability for Qmax, Qmean and Qmin, seasonal coefficient of variability, percentage of Óbidos basin surface, percentage of Amazon annual mean discharge in Óbidos for thirteen main stations (top), one virtual station (G–L), five Andean river stations (middle) and five residual stations noted with an * (bottom). Altamira and Itaituba sub-basins, on the Xingu and Tapajós Rivers respectively, are not part of the Amazon basin in Óbidos.

(SRE) and Borja (BOR) are located on the Marañón River that drains northern Peru and part of Ecuador. Requena (REQ) on the Ucayali River drains southern Peru. The Ucayali and Marañón Rivers form the Amazonas River where is located TAM. Upstream PVE on the Madeira River, Guayaramerín (GUA) on the Mamoré River and Cachuela Esperanza (CAE) on the Beni River drain lowlands and mountain regions in Bolivia and Peru.

Five supplementary stations are created in order to give information about the contribution and the variability of parts of large sub-basins. They are called "residual" stations. Their discharges are the difference between a downstream and an upstream station discharges. In the residual Santo Antônio do Içá station (SAI*), it is the difference between discharge in SAI and TAM, and in the residual Fazenda Vista Alegre (FVA*) station, it is the difference between discharge in FVA and PVE. The residual Manacapuru (MAN*) discharge is the difference between MAN and the

sum of SAI, G-L and ACA discharges. The residual Óbidos (OBI*) corresponds to the difference between OBI and the sum of CAR, SER, MAN and FVA discharges. Finally, in the Andean sub-basins, the discharge in the residual San Regis station (SRE*) is the difference between discharge in SRE and BOR (Table 2.1 and Figure 2.1).

In order to compare the discharge in the different basins, the runoff in millimeters (mm) is computed for each station. Particular values such as the monthly maximum and minimum annual runoff (Qmax and Qmin respectively) are individualized and complement the mean annual runoff (Qmean). The interannual variation coefficients, ratio between the standard deviation and the average of annual data values, are calculated for each hydrological series (iVCQmean, iVCQmax and iVCQmin respectively). The seasonal variation coefficients (sVC) is the ratio between the standard deviation and the average of monthly values. The seasonal amplitude is computed by subtracting Qmin to Qmax. Maximum and minimum discharge data are not available for residual basins because the difference between extreme values in downstream and upstream stations may be negative, as there is a time lag between the occurrences of extremes in the different sub-basins. SAI* is an exception, as it is close, for the Amazon basin standards, to the upstream TAM station (1000 km).

The Southern Oscillation Index (SOI), the standardized difference of pressure between Tahiti and Darwin, comes from the Climatic Prevision Centre of the National Oceanic and Atmospheric Administration (CPC-NOAA) www.cdc.noaa.gov/. SST data also comes from the CPC-NOAA. Monthly SSTs (1950-2000) are provided for the northern tropical Atlantic (NATL, 5-20°N, 60-30°W) and the southern tropical Atlantic (SATL, 0-20°S, 30°W-10°E). The standardized SST difference between the northern and the southern tropical Atlantic (NATL-SATL) is computed to feature the SST gradient in this oceanic basin.

A homogeneous gridded monthly rainfall data set for the entire basin (0.25 x 0.25°) and the 1975 – 2003 period is constructed using raingauge data collected in the frame of the HYBAM program. 756 stations' data are used to compute gridded rainfall using the Kriging method (Espinoza et al., accepted).

Water level data management, rating curves processing and discharge calculation have been realized using HYDRACCESS software (Vauchel, 2005) built up within the HYBAM program (free download in http :// www.mpl.ird.fr/hybam /outils/hydraccess). The geographic extents of the main watershed and subwatersheds, and the river network were estimated using the SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) Digital Elevation Model (Rabus et al., 2003), with a resolution level of 3 arc sec (∼90m), using the Hydrological Modelling and PrePro2002 (Olivera et al., 2002) ArcGIS extensions.

Breaks and changes in the series are evaluated through different methods. The Bayesian Buishand method (Buishand, 1982), which is valid even for variables with different from normal distributions, is based on changes of series averages ; critical values for the identification of breaks are based on the Monte Carlo method. The

Pettitt method (Pettitt, 1979) is a non-parametric test based on changes in the average and the range of the series subdivided into sub-series ; it is considered one of the most complete tests for identification of changes in time series (Zbigniew, 2004). The Lee and Heghinian Bayesian test (Lee and Heghinian, 1977) uses the average as an indicator of change thanks to an *a posteriori* Student's distribution. Finally, Hubert segmentation (Hubert et al., 1989) verifies whether differences in average and standard deviation among periods are significant ; it is very appropriate for the search of multiple changes in the series. In this work, a break is identified when it is detected by all the tests. The calculation of changes in the series is made using the KHRONOSTAT software (IRD, 2002).

Trend in the different time series has been evaluated using Pearson "r" and rank correlations. The main reason for using both tests is that the non – parametric rank test is more suitable for non – normally distributed data, which are frequently encountered in hydrological time series. The Spearman "ρ " test (Siegel and Castellan, 1988) is a rank – based non – parametric test that can also be used to detect monotonic trend in a time series. The application of this test in hydro meteorological series has been mentioned by Pilon et al. (1985); McLeod et al. (1991), among others. The rank – based non – parametric Kendall test "T" (Kendall, 1975) is also applied. This test has been more commonly used to assess the significance of trend in hydro meteorological series (Hirsch et al., 1982; Cailas et al., 1986; Gan, 1998; Yu et al., 1993; Zhang et al., 2000, 2001). Yue et al. (2002) computed the power for both non – parametric tests and found a positive relationship between the test power and the sample size, the trend slope and the pre – assigned significance level, while the power is a decreasing function of the time series variance. The power test is also dependent on the distribution of the sample. They concluded that the Kendal and Spearman tests have a similar power in detecting a trend in hydro meteorological data series.

An index for trend measure is calculated using Eq 2.1, where b is the slope of the linear trend and X is the mean value in the series.

$$I = \frac{b}{X}.100 \tag{2.1}$$

Finally the spatial and temporal structure of the interannual runoff variability is examined based on a Principal Components Analysis (PCA) (Dillon and Goldstein, 1984) on the Qmax, Qmean and Qmin time series for the 1974 – 2004 period. The applied PCA is rotated Varimax type to avoid the exaggerated spatial influence of variables that highly contribute to the definition of the factors (Richman, 1986; Dommenget and Latif, 2002).

4.- Discharge spatial variability and the genesis of the Amazon River regime at Óbidos

As the Amazon drainage basin has a continental dimension and is present in both hemispheres, it includes regions with various rainfall and consequently discharge regimes (Figure 2.1). A southern tropical regime, with a maximum flow from March

to May and a minimum from August to October, is observed in the southern basins (PVE, FVA, G-L, ALT and ITA). In contrast, a northern tropical regime characterizes CAR with a maximum from June to August and a minimum from December to March. Seasonal Variation Coefficient (sVC) are high in the South (about 0.60 in PVE, G–L and ITA) and in the extreme North and South (0.74 in CAR and 0.88 in ALT where the climate is very dry in austral winter) (Table 2.1). In the other stations (TAM, SAI*, ACA, SER and OBI), the annual cycle is weaker than in tropical regions closer to the Ecuator line. High water discharge occurs generally from May to July and a month sooner in TAM, where part of the basin is tropical, and low water discharge is observed from September to November and a month sooner in TAM. In these basins the sVC values are low, between 0.26 and 0.35. In OBI the sVC value is low, influenced by the northwestern stations that provide the greatest quantity of water to the mean stem, but also by the lagged combination of the tributaries' flows, creating a dumped hydrogramm downstream with a large and unique flood. The various discharge regimes are in accordance with the rainfall seasonality (Salati et al., 1978; Figueroa and Nobre, 1990, Espinoza et al., accepted; among others) and with discharge regimes described by Molinier et al. (1996); Laraque et al. (2007); Marengo et al. (2008)

Three years' daily discharge data (1994-1996) are presented for OBI on the main stem, a northwestern sub-basin (SAI, 1870 km from OBI), a northern sub-basin (SER, 1370 km from OBI) and a southern sub-basin (PVE, 1630 km from OBI) (Figure 2.2 a). In PVE the tropical annual cycle is contrasted. Two to three months lag are observed between PVE and OBI extremes. The annual cycle in SER and SAI presents irregular peaks at the beginning of the year ; they precede the June annual peak and feature the semi-annual cycle also detected in OBI (Labat et al., 2005) and in Ecuador (Laraque et al., 2007). The seasonality is weaker in these stations, as well as in OBI. There is a one to two month time lag between SAI and OBI extremes, SAI preceding, OBI and one month time lag between OBI and SER, OBI preceding SER.

At annual time scale 40% of OBI discharge comes from the southern basins, that is to say 52% of the OBI drainage basin (PVE, TAM, FVA* and G–L. Table 1), while 34% comes from SAI*, ACA, SER and CAR (23% of the OBI drainage basin) and 26% comes from the central residual basins, MAN* and OBI*, that account for 25% of the OBI drainage basin. The respective contributions of the sub-basins to OBI runoff minus the central residual basins (FVA*, MAN*, OBI*) runoff, change during the year according to the different annual cycles (Figure 2.2 b). During the first part of the annual cycle in OBI, southern rivers are those which contribute more to the main stem discharge. PVE and G–L first experience its maximun contribution in March and TAM in April. At the same time, discharge is rather low in the northern stations. Afterwards, discharge decreases in the southern stations while it increases in the northern stations. SAI* has a maximum contribution in July, and in August–September in ACA, SER and CAR. Discharge then decreases in the North, while it is very low in the South after the dry season and OBI experiences its annual low-flow discharge (November). The contributions of the northern and the southern basins are equivalent because the smaller northern basins are rainier than the large

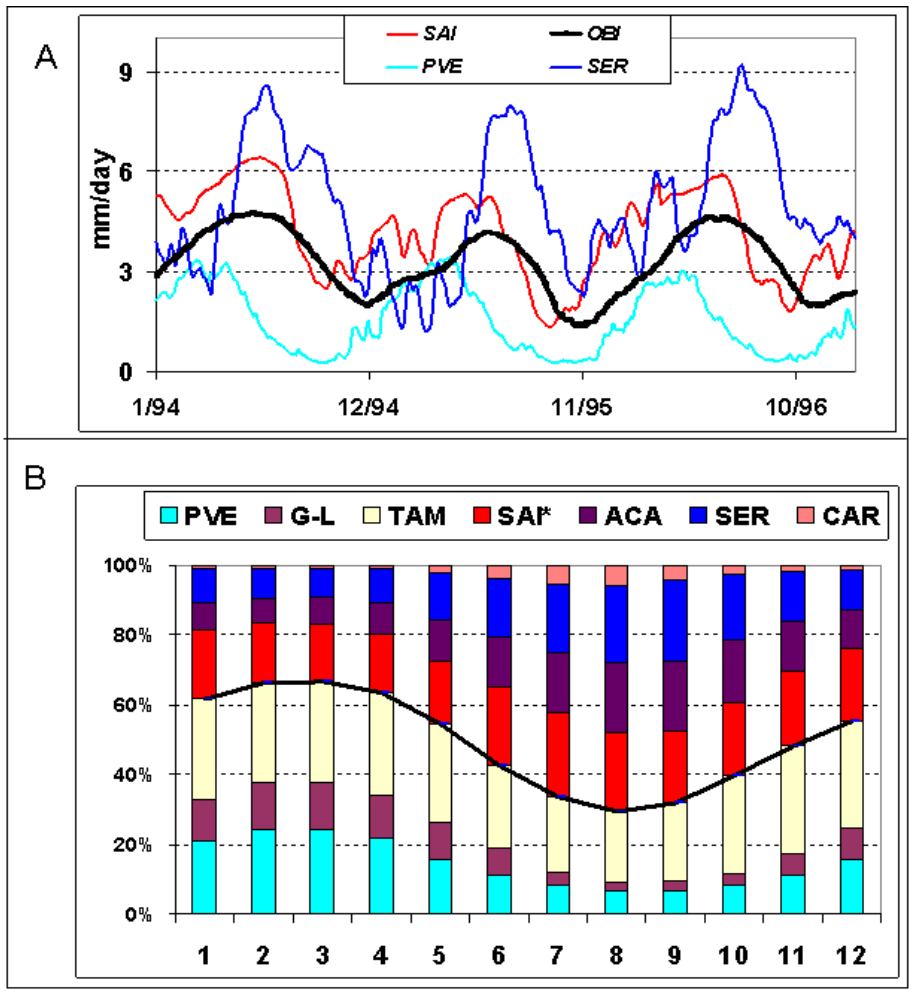


FIGURE 2.2 – A : Daily mean runoff (mm/day) in SAI, SER, PVE and OBI from 01/01/1994 to 31/12/1996. B : 1974–2004 mean monthly contribution (in %) of each river to the discharge of the mean monthly discharge in OBI minus the mean monthly discharge in the central residual basins (OBI*, MAN*, FVA*). The black line divides the southern and northern basins contributions.

southern basins (Table 2.1 and Figure 2.2 b).

The interanual variability (iVC) of Qmean, Qmax and Qmin presents the same regional structure as the seasonal variability. iVCQmean is about 0.10 in the western and northwestern basins (TAM, SAI*, ACA, SER, G-L and OBI). Values are higher, between 0.14 and 0.20, in the central and southern regions (PVE, ITA, MAN*, FVA*). Much higher values are detected in the extreme North (0.27 in CAR), in the southeast (0.22 in ALT) and in the east (0.31 in OBI*). That is to say, the regions that are close to the Atlantic Ocean and are responsive to ENSO and Atlantic variability (Uvo and Graham, 1998; Guyot et al., 1998; Uvo et al., 1998; Ronchail et al., 2005b), etc).

As seasonal and interannual variability display the same spatial features, they

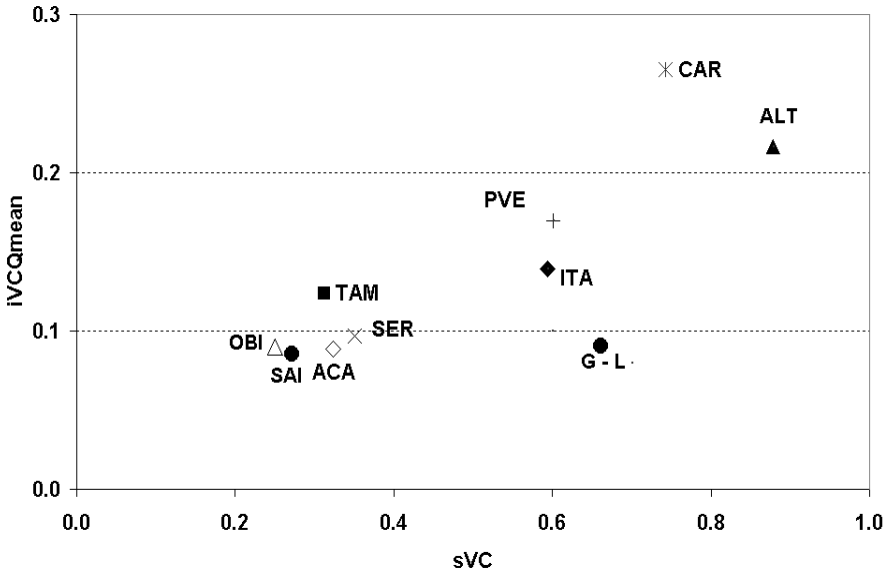


FIGURE 2.3 – Relationship between the Qmean Interannual variability coefficient (iVCQmean) and the seasonal variability coefficient (sVC) in the main sub-basins.

are related in Figure 2.3. The northwestern stations and OBI are all situated in the left part of Figure 2.3, indicating low seasonality and interannual variability. In the southern stations the seasonal and interannual variability is medium and it is very high in the extreme North and Southeast. Two stations are off–centered. G–L basin displays a relatively low interannual variability, perhaps owing to its numerous and large flooding plains. The interannual variability in CAR on the other hand is relatively strong.

5.- Runoff evolution during the 1974–2004 period

Qmean, Qmax and Qmin annual runoff evolutions are displayed in Figures 2.4 a and b, for the southern and northern stations respectively. Annual values are computed in function of the hydrological cycle of each station.

Break tests applied to the 1974–2004 runoff series point out ruptures in the Qmin series of PVE and TAM in 1992 and 1986 respectively and in the Qmax series of SAI* in 1992 (Table 2.2). Qmax increases at SAI* from 2150 mm/yr during the seventies to 2500 mm/yr at the beginning of the XXI century, that corresponds to a 16% increase. In the South, Qmin in PVE changes from 150 mm/yr during the seventies to 100 mm/yr at the beginning of the XXI century and from 780 to 580 mm/yr in TAM ; it corresponds to an 18% runoff diminution in both stations. An interpretation of this long–term variability is proposed in section 7.

Trend tests are presented in Table 2.3 and Figure 2.5. In the South, annual and

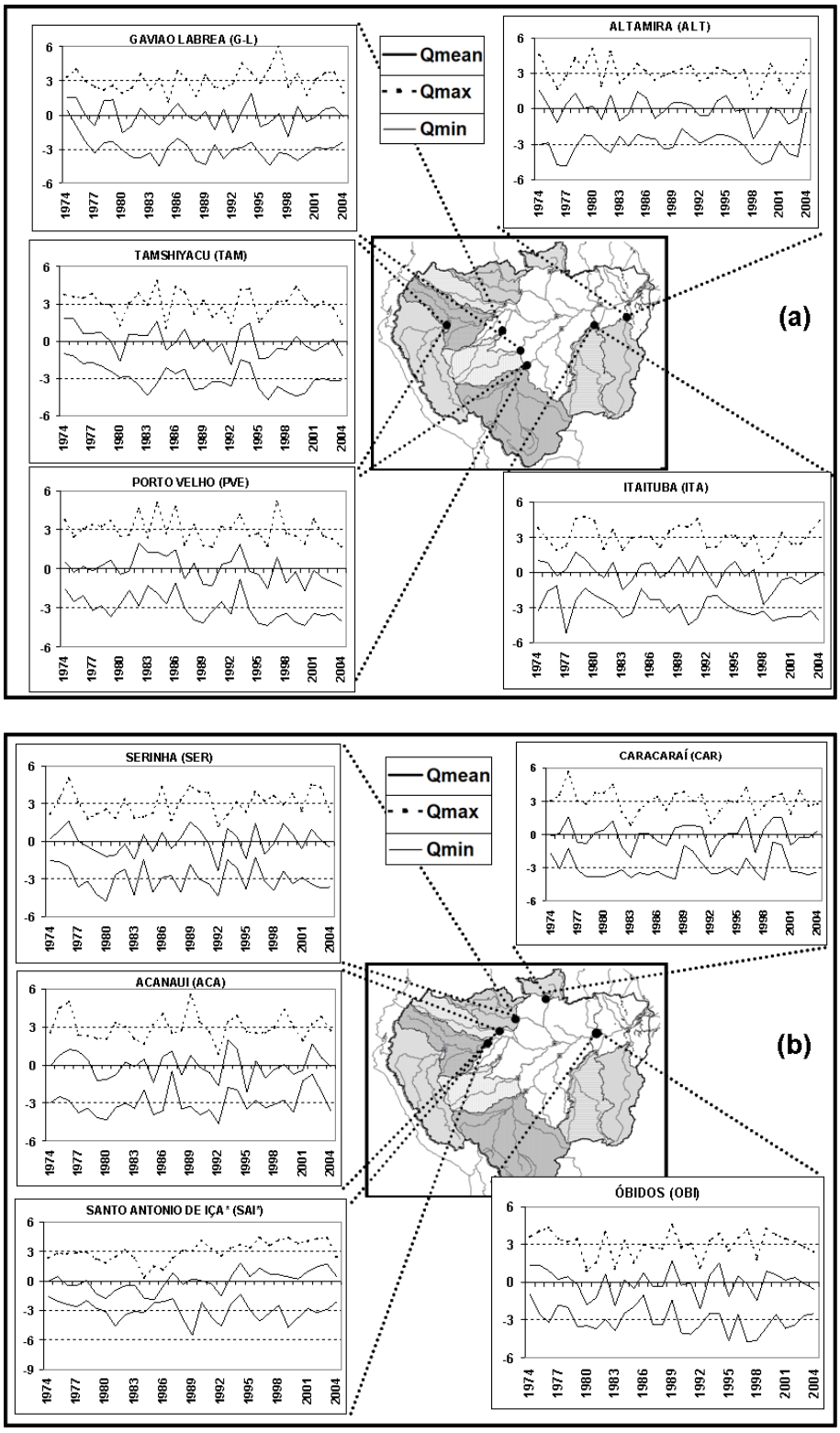


FIGURE 2.4 – Annual Qmax, Qmean and Qmin time evolution (1974-2004) in a) The southern sub-basins and b) The northern sub-basins of the Amazon. Values are standardized and are corrected by coefficients in order to avoid confusion between the different lines. The coefficient is 3 for Qmax, 0 for Qmean and -3 for Qmin.

	1974	1976	1978	1980	1982	1984	1986	1987	1988	1990	1992	1993	1994	1996	1998	2000	2002	2004
PVE - Qmin																		
Mean Values (mm)	140											115 (-18 %)						
Variation Coeficient	0.19											0.26						
Trend Index(%)	-1.20											-2.95						
Pearson	-0.35											-0.42						
Spearman	-0.31											0.10						
Kendall	-0.19											0.07						
TAM - Qmin																		
Mean Values (mm)	770							630 (-18%)										
Variation Coeficient	0.18							0.20										
Trend Index(%)	-3.34							-0.63										
Pearson	-0.71							-0.17										
Spearman	-0.68							0.13										
Kendall	-0.55							0.06										
SAI - Qmax																		
Mean Values (mm)	2120											2460 (+16%)						
Variation Coeficient	0.10											0.07						
Trend Index(%)	0.22											0.06						
Pearson	0.12											0.03						
Spearman	0.21											0.07						
Kendall	0.21											0.09						

Table 2.2 – Hydrological stations where changes are detected by all break tests (Buishand, Pettitt, Lee and Heghinian and Hubert). Mean runoff values and the percentage of change between both periods, coefficients of variation, trend indexes and Pearson, Spearman and Kendall trend coefficients are presented for the periods before and after the breaks. The black boxes correspond to the break years.

extreme runoff values diminish everywhere. Qmean and Qmin diminutions are significant at the 99% level in TAM, PVE, and ITA, that is to say in the extreme southern, Amazonas, Madeira and Tapajos basins (Figure 2.5 b and c). Qmean in the whole FVA basin also significantly diminishes ; as Qmean in the residual FVA* basin does not significantly decrease, it can be concluded that the important Qmean diminution in the Madeira River occurs upstream (PVE, Figure 2.5 b). The Qmin runoff diminution in PVE, TAM and ITA (see trend Index in Table 2.3) is about 1.30% per year. The Qmean runoff diminution is less important, about 0.65% per year, in the three stations. In the South, the Qmean 1974 – 2004 diminishing trend partly corresponds to a comeback to lower runoff values after the 1970s peak (Marengo et al., 1998; Callède et al., 2004). Trend runoff analysis before and after the 1992 and 1986 Qmin breaks respectively in PVE and TAM shows negative trends before the change in both stations and stable runoff afterwards.

In the northern basins, the main signal is in the upper Solimões, Napo and Putumayo Rives at SAI* (Figure 2.5 a and b), where Qmax and Qmean runoff dramatically increase during the 1974–2004 period, though not regularly : discharge first decrease until the mid 1980s and then strongly increases (Figure 2.4 b). The trend Index is 0.75 and 0.83% per year for Qmax and Qmean respectively. A weak Qmin

	Q max			Q mean			Q min			TREND INDEX			
STATION	r	ρ	T	r	ρ	T	r	ρ	T	Qmax	Qmean	Qmin	Amp
ALT	-0.31	-0.19	-0.11	-0.26	-0.17	-0.11	0.08	-0.04	-0.05	-0.69	-0.59	0.20	-1.02
ITA	-0.16	0.00	0.00	-0.45	-0.42	-0.28	-0.45	-0.51	-0.39	-0.18	-0.62	-1.20	-0.20
PVE	-0.25	-0.25	-0.17	-0.44	-0.43	-0.28	-0.55	-0.59	-0.38	-0.34	-0.68	-1.41	-0.22
FVA*				-0.29	-0.27	-0.18					-0.63		
TAM	-0.18	-0.16	-0.11	-0.49	-0.46	-0.32	-0.56	-0.48	-0.35	-0.22	-0.60	-1.31	0.34
G-L	0.19	0.20	0.14	-0.17	-0.01	-0.04	-0.36	-0.22	-0.11	0.10	-0.17	-0.73	0.19
MAN*				0.14	0.14	0.09					0.29		
SAI*	*0.60*	*0.67*	*0.50*	*0.59*	*0.67*	*0.47*	-0.22	-0.21	-0.13	0.75	0.83	-0.72	2.10
ACA	0.00	0.07	0.05	-0.06	-0.07	-0.04	0.27	0.26	0.17	0.00	-0.06	1.32	-0.39
SER	0.21	0.21	0.14	0.06	0.10	0.07	-0.14	-0.07	-0.05	0.21	0.07	-0.55	0.40
CAR	-0.21	-0.20	-0.11	0.07	0.06	0.05	0.05	0.15	0.09	-0.57	0.20	0.32	-0.62
OBI*				-0.06	-0.07	-0.07					-0.19		
FVA	-0.29	-0.26	-0.17	-0.49	-0.49	-0.32	-0.35	-0.36	-0.21	-0.32	-0.65	-1.38	-0.21
MAN	0.19	0.19	0.12	0.05	0.09	0.06	-0.35	-0.26	-0.17	0.16	0.05	-0.83	0.87
OBI	0.01	0.00	-0.01	-0.10	-0.07	-0.05	-0.33	-0.24	-0.17	0.02	-0.10	-0.56	0.43

TABLE 2.3 – Relationships between monthly maximum (Qmax), annual mean (Qmean) and monthly minimum (Qmin) runoff (mm/yr) and time, measured using Pearson correlation (r), Spearman rho (ρ) and Kendall Tau (T). In dark blue, positive trend significant at the 99% level ; in red, negative trend significant at the 99% level ; in pink, negative trend significant at 90% level and in white, absence of trend. The trend indexes are the slopes of the linear relations with time divided by mean values. The amplitude is the difference between Qmax and Qmin slopes.

diminution is observed in SAI* (Figure 2.5 c). There is no trend in SAI* before and after the 1992 break. In this station the amplitude trend is positive and significant at the 99% level. In the whole MAN basin there is no Qmean trend as Qmin slightly decreases and Qmax slightly increases ; this also occurs in the residual MAN* basin. That means the slight variations do not arise from the residual MAN* basin but from upstream basins.

The comparison between our results and those from other authors (Richey et al., 1989; Marengo et al., 1998) is difficult as we work on a shorter and more recent period (1974–2004). In addition, the main signals are found in western basins that have not been documented before (upper Madeira and upper Solimões). However, the lack of trend in the Negro River is similar to the results by Marengo et al. (1998).

In OBI the amplitude slightly increases. This is because Qmin decreases slightly and because Qmax remains constant and high since the middle of the seventies, after the 1970s break. The amplitude increase in Óbidos is associated with the Qmin decrease in the Madeira and Amazonas River and to the Qmax increase in SAI* (Figure 2.4 and 2.5) and it is particulary strong after the break in PVE and SAI* (Table 2.2). The Qmean stability in OBI, in spite of the Qmean significant increase

in SAI*, is consistent with the absence of trend in OBI*, MAN*, CAR, SER, ACA and the slight decreases observed in the southern basins (PVE and TAM). Finally, the absence of Qmean trend in OBI does not represent the strong and opposite trends into the different watersheds.

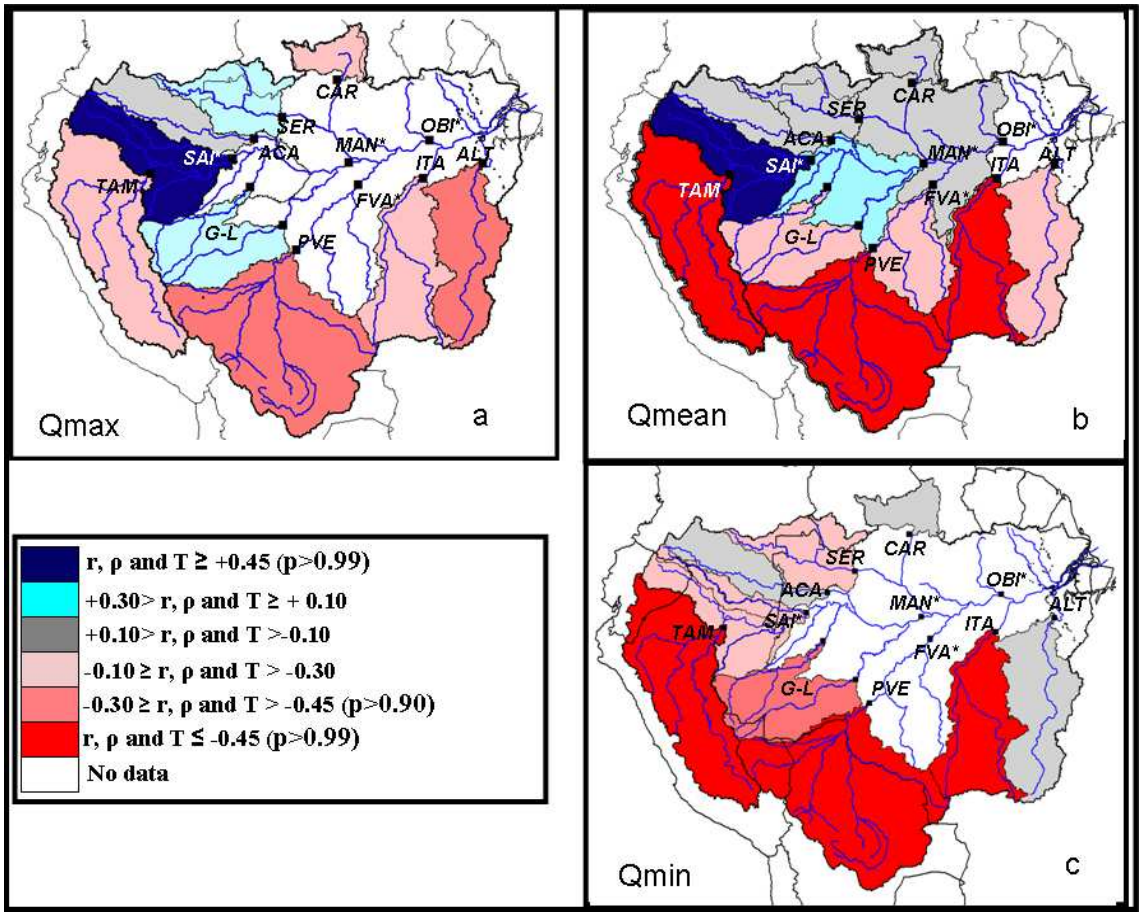


FIGURE 2.5 – Pearson (r), Spearman rho (ρ) and Kendall Tau (T) coefficients between runoff and time (1974-2004) in the sub-basis of the Amazon for a) the annual maximum values (Qmax), b) the mean annual values (Qmean), c) the minimum values (Qmin). Values above 0.30 are significant at the 90% level and above 0.45 at the 99% level. The colors indicate the sign and the strength of the trend : red is for negative trend and dark blue is for positive trend.

5.1.- Diversity of runoff variability in the Andean Region (Bolivian, Peruvian and Ecuadorian Amazon Basin).

The basin delimited by TAM station has a 726 400 km^2 area (15.5% and 18.8% of Óbidos basin surface and discharge, respectively). Half of it is located in the Andes (above 500 masl) and it features an important meridian extension, from 0.50°S near the Equator until 15.60°S in the tropics. Due to its latitudinal extension and its relief, different climates are observed in this basin (Espinoza et al., accepted). TAM

is located downstream from the confluence of the Ucayali River that comes from the South and of the Marañón River that flows from the West (Figure 2.6). San Regis (SRE, 43% in the Andes) on the Marañón River and Requena (REQ, 50% in the Andes) on the Ucayali River, account for the same annual discharge (about 14 000 m^3/s, Guyot et al. (2007)). San Regis basin includes northern sub-basins with rivers flowing from Ecuador (Santiago, Pastaza and Tigre Rivers) and the southern Huallaga River, while Requena only receives water from the South. Upstream SRE, on the Marañón River, the Borja gauging station (BOR, 90% in the Andes) is located in the Andean piedmont. Its basin also has a North – South extension (from 2.00°S to 10.50°S) and displays complex rainfall regimes, some of them unimodal and others bimodal (Laraque et al., 2007).

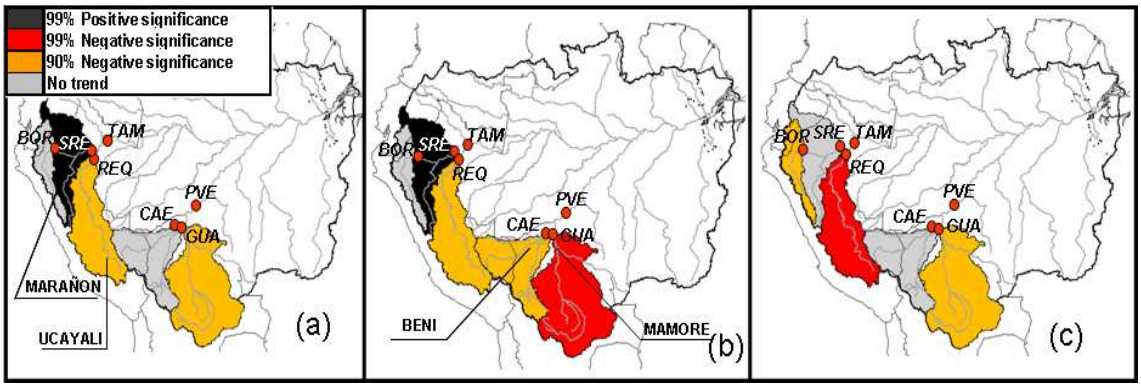


FIGURE 2.6 – 1990-2005 runoff trends in the sub-basis of TAM (BOR, SRE* and REQ) and PVE (GUA and CAE) for a) the annual maximum values (Qmax), b) the mean annual values (Qmean), c) the annual minimum values (Qmin). The colors indicate the sign and the strength of the trend.

The results of the trend analysis of the 1990 – 2005 annual runoff in REQ, SRE* (Runoff difference between SRE and BOR) and BOR are displayed in Figure 2.6. In BOR basin, there is a weak Qmax increase and a negative Qmin trend (at the 90% level ; Figures 2.6 a and c). In SRE*, which receives most of its water from the North, there are increasing Qmax and Qmean trends, as it is observed in the nearby northwestern SAI* basin (Figures 2.6 a and b). Finally there is a decreasing trend in Qmin in REQ, as it is observed in the nearby southern PVE basin (Figure 2.6 c). In conclusion, there is the same opposition between REQ and SRE*, at the sub-regional scale, than the North – South opposition observed at the regional scale in the Amazon Basin. TAM runoff is a composite of these opposed evolutions as runoff in Óbidos is a composite of the Northwest and Southwest runoff evolutions in the Amazon basin. In the same way, BOR basin, which has a North - South extension, has a composite evolution that results from two opposites trends, one associated with the northern part of its watershed and the other with the southern part.

In the South of the Andean region, PVE basin is made up of Guayaramerín basin (GUA, 18% in the Andes), on the Mamoré River, and Cachuela Esperanza basin (CAE, 43% in the Andes), on the Beni River (Figure 2.6). These two rivers display

comparable annual discharge, about 8000 m^3/s (Roche and Fernandez Jáuregui, 1988). The extreme runoff values for the 1990 – 2005 period feature a negative trend in GUA and no trend in CAE (Figure 2.6 a and c). However, a Qmean negative trend, stronger in GUA, is observed in both stations.

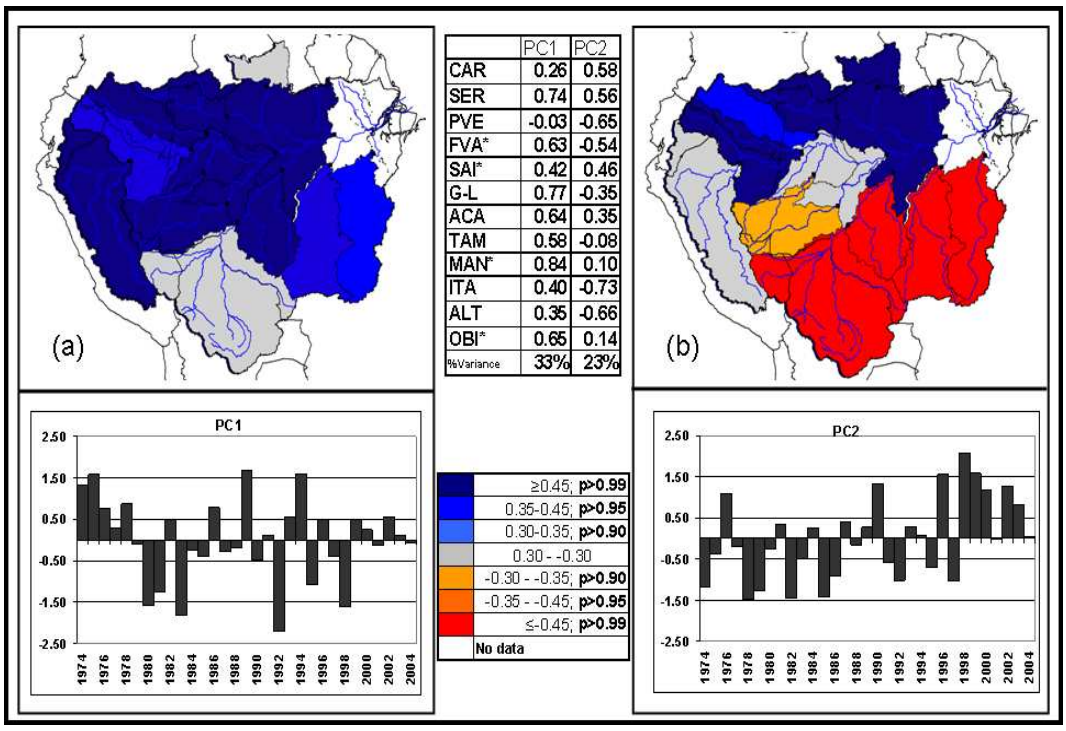
Therefore, a clear gradient with decreasing trends in the South and increasing trends in the North are observed in the Andean rivers (Figure 2.6 b). These results provide evidence that the runoff diminution observed in TAM and PVE, are originate in the strong Qmin decreases in the Ucayali and Mamoré Rivers respectively during the 1990 – 2005 period, that is to say in the southern sub-basins that have a greater extension in the lowlands than in the Andes.

6.- Spatio–temporal discharge variability

In order to detect the importance of long-term variability with respect to other modes of temporal variability, three Principal Components Analysis (PCA) are realized on Qmean, Qmax and Qmin annual runoff data in 12 sub-basins during the 1974 – 2004 period.

The spatial and temporal features associated with the first component for Qmean (PC1-Qmean, 33% of the total variance) are an interannual variability and a strong and significant signal in the central region of the basin, in MAN* and the nearby stations (FVA*, ACA, SER, G-L and OBI* ; Figure 2.7 a). A significant correlation between the PC1-Qmean time series and an ENSO index (SOI, r=0.52, p>0.99) is found, with higher (lower) runoff during La Niña (El Niño) in all the basins except in the Madeira River in PVE. This result is consistent with Ronchail et al. (2005a). PC1-Qmean is also negatively correlated with the SST in the northern Tropical Atlantic (NATL, r=-0.63, p>0.99), indicating that discharge is lower when NATL is warmer than usual. PC2–Qmean (23% of the total variance) displays a very clear North – South opposition with higher runoff in the North since the middle of the nineties and the opposite in the South (Figure 2.7 b). It is very interesting to note that there is no signal in the Amazonas Basin (TAM) as it is the result of both northern and southern variability. In addition the runoff diminution observed in the South decreases toward North (see G-L) there is no signal in the central region (MAN*) where all the waters of the basin are mixed together.

PC1 – Qmax (31% of the total variance) displays a Northwest – Southeast opposition with higher runoff values in the Northwest after 1992 and the contrary in the Southeast (Figure 2.8 a). This is consistent with the 1992 change observed in SAI* (Table 2.2) and with the 1974–2004 runoff increasing trend in the Northwest. PC2 – Qmax (not shown, 23% of the total variance) introduces an interannual variability and an opposition between southeastern and southwestern basins, emphasizing the particular ENSO signal in the Madeira basin (Ronchail et al., 2005a). It is significantly correlated with SOI (at the 90% level). PC3 – Qmax (18% ; Figure 2.8 b) points out interannual variability in the southern basins during the 1980s and plu-



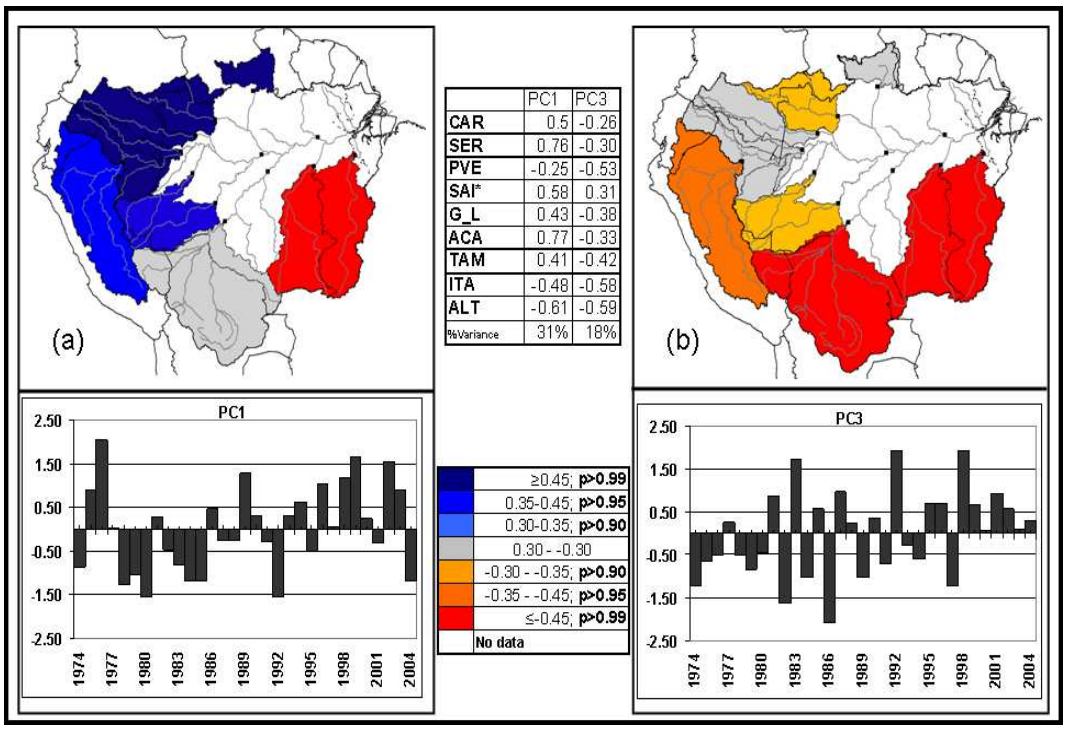
	PC1	PC2
CAR	0.26	0.58
SER	0.74	0.56
PVE	-0.03	-0.65
FVA*	0.63	-0.54
SAI*	0.42	0.46
G-L	0.77	-0.35
ACA	0.64	0.35
TAM	0.58	-0.08
MAN*	0.84	0.10
ITA	0.40	-0.73
ALT	0.35	-0.66
OBI*	0.65	0.14
%Variance	33%	23%

FIGURE 2.7 – Spatial and temporal loadings of a) PC1 and b) PC2 resulting from a Principal Components Analysis on Qmean. The values of the spatial loadings and the percentage of variance explained by the components are indicated.

riannual variability during the 1970s (Qmax high) and from the mid 1990s (lower Qmax). Qmax is low during El Niño and when the northern Atlantic is warmer than usual and high Qmax generally occurs the year before El Niño and when the northern Atlantic is colder than usual (r=-0.34 with SOI and r=0.52 with NATL, p>0.90 and p>0.99 respectively.).

PC1–Qmin (35% of the total variance) displays a long-term variability with decreasing runoff in the western and southern region of the basin (TAM, G – L, SAI*, PVE and ITA) Figure 2.9 a). However, exceptionally high runoff values appear between 1985–1987 and 1993–1994. It is consistent with the changes in runoff described in TAM in 1986 and in PVE after 1992 (Table 2.2). PC1–Qmin is correlated with NATL (r = -0.56, p>0.99) : runoff is weak in in the West and South of the basin when SST in the northern Tropical Atlantic is high. PC2 – Qmin (20% of the total variance, Figure 2.9 b) points out an interannual variability opposing the northern basins to the Xingu basin in the Southeast. The PC2 time series is positively correlated with SOI (r = 0.47, significant at the 99% level).

In conclusion, the PCA analysis again provides evidence of the importance of the long-term variability that opposes the Northwest (increasing trend, principally for Qmax) and the South of the basin (decreasing trend, principally for Qmin) with ruptures at the end of the eighties and the beginning of the nineties. The interannual variability is the principal mode of Qmean variability and is secondary for Qmax



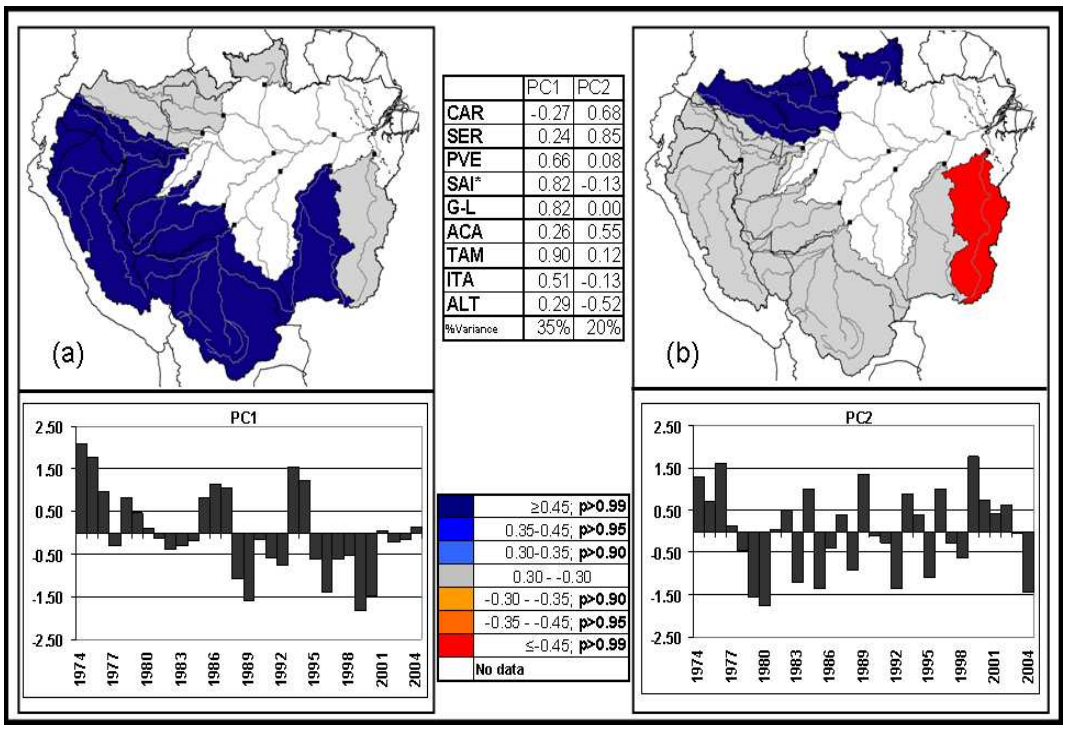
	PC1	PC3
CAR	0.5	-0.26
SER	0.76	-0.30
PVE	-0.25	-0.53
SAI*	0.58	0.31
G_L	0.43	-0.38
ACA	0.77	-0.33
TAM	0.41	-0.42
ITA	-0.48	-0.58
ALT	-0.61	-0.59
%Variance	31%	18%

FIGURE 2.8 – Same as Figure 2.7 for a) PC1 and b) PC3 resulting from a PCA on Qmax.

and Qmin. The relationships between discharge and climatic indicators show that a NATL signal is important in the whole basin, except in the Branco and Madeira Rivers. It is related to interannual (PC1–Qmean) and pluriannual (PC1–Qmin and PC3–Qmax) discharge variability and at interannual time scale it is stronger than the ENSO signal.

7.- Rainfall – runoff relationship in the Amazon Basin

In order to verify whether changes in runoff are related to rainfall variability, annual and seasonal rainfall (December-January-February – DJF, Mars-April-May – MAM, June-July-August –JJA and September-October-November – SON), have been computed in the two regions where the runoff variability is the strongest, in the Northwest (in a box between 65°W and 80°W and between 5°N and 5°S) and in the Southwest (in a box between 55°W and 80°W and between 10°S and 21°S) (Figure 2.10). In the Northwest, from March to May (MAM), that is to say during the rainiest season, there is a rainfall diminution after the peak of the seventies and then a positive rainfall trend between 1984 and 2003, significant at the 99% level (Figure 2.10 a). MAM rainfall is about 780 mm at the beginning of the eighties and about 920 mm at the beginning of the XXI century. On the contrary, during the less rainy period, from September to November (SON), rainfall decreases from 660 mm (1975-89) to 600 mm (1990-2003). This is also observed when considering the entire



	PC1	PC2
CAR	-0.27	0.68
SER	0.24	0.85
PVE	0.66	0.08
SAI*	0.82	-0.13
G-L	0.82	0.00
ACA	0.26	0.55
TAM	0.90	0.12
ITA	0.51	-0.13
ALT	0.29	-0.52
%Variance	35%	20%

FIGURE 2.9 – Same as Figure 2.7 for a) PC1 and b) PC2 resulting from a PCA on Qmin.

drier season from June to November : rainfall diminishes from 1320 mm to 1230 mm (not shown). This is of great importance as rainfall, during this period, mainly falls on the northern regions of the Amazon Basin. Thus, contrasting seasonal evolutions appear in rainfall since the end of the eighties. They are coincident with Qmax increase during the 1984–2004 period and with Qmin diminution in the northwestern basins (SAI* and SER) during the whole period. They explain the runoff variability in this region (Figure 2.4).

In the South, a negative rainfall trend is observed in annual rainfall (from August to July) and during the rainy season (DJF ; Figure 2.10 b), while rainfall remains constant and low during the other seasons (not shown). A change in the middle of the eighties (1983 break) is observed in DJF and in the total annual rainfall. Before that date, annual (DJF) rainfall is 1790 mm (820 mm) while it is 1660 mm (740 mm) afterwards, featuring a 10% diminution. This rainfall decrease obviously explains Qmax decrease and it also accounts for Qmin diminution during the period studied. Indeed, the strong seasonality in this region, with very scarce rainfall in austral winter (5% of annual rainfall, Figueroa and Nobre (1990) ; Espinoza et al., accepted), implies that Qmin runoff is poorly related to winter rainfall. Rather, it is associated with the annual amount of rainfall and with DJF rainfall (50% of annual rainfall ; Figueroa and Nobre (1990) ; Espinoza et al., accepted) that enables the refill of the aquifers. Yet, this recharge is necessary to sustain the dry season runoff. Consequently, the rainfall decrease in DJF and annual rainfall implies a weakening of the aquifer recharge and explains the diminution of low-waters runoff.

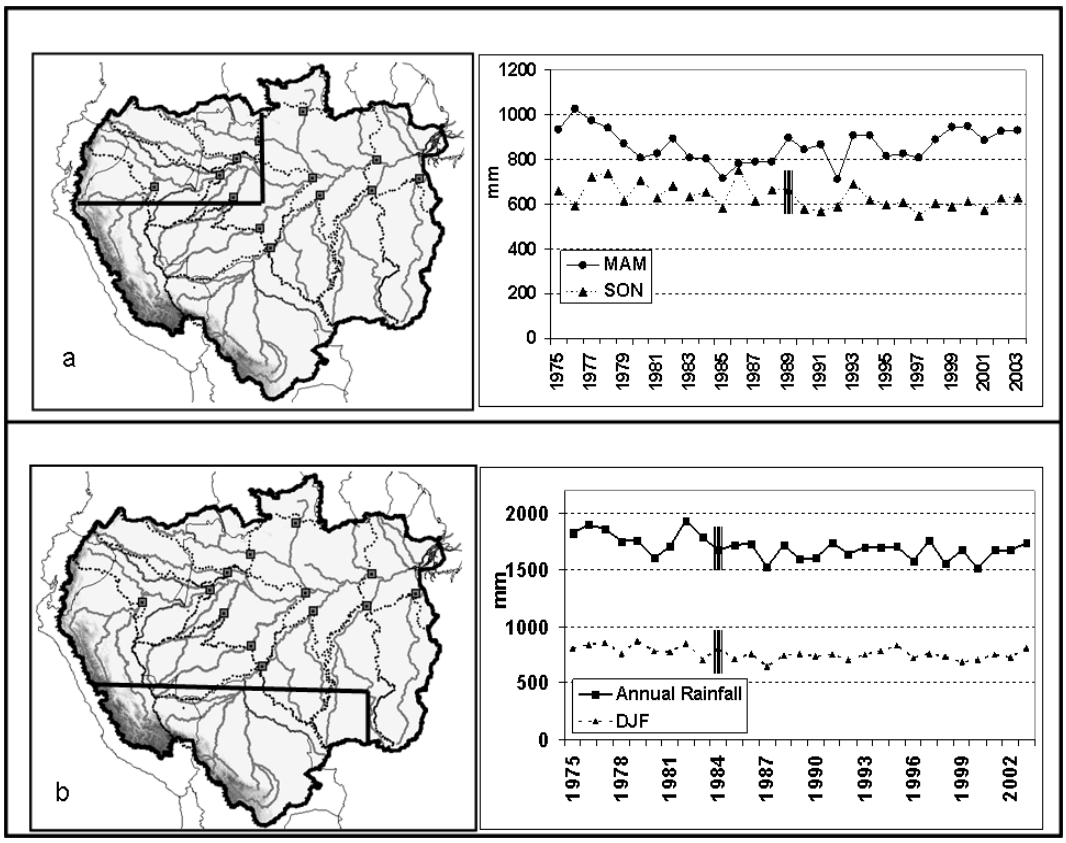


FIGURE 2.10 – Mean rainfall evolution between 1975 and 2003 for a) the northwestern region of the Amazon Basin (65-80W 5N-5S) during the rainiest (MAM) and the less rainy (SON) seasons, b) the southern region of the Amazon Basin (55-80W 10-21S) during the hydrological year (August to July) and the rainiest DJF season. The dark vertical bars indicate a break in the time series according to Pettitt, Buishand, Lee and Heghinian and Hubert tests.

The rainfall variability described above is consistent in the whole with Marengo (2004) who finds an annual rainfall decrease (increase) in the North (in the South) between the 1970s and the beginning of the 1990s. Although, as Marengo (2004) does not work at the same time scale (annual time scale instead of seasonal time scale), during the same period (1930–1998 instead of 1974–2004) and in the same region (the northern Brazilian Amazon instead of the entire northwestern basin), he does capture the MAM rainfall increase in the Northwest since the beginning of the 1990s. However, the rainfall diminution since the 1990s in the South is detected by Marengo (2004).

The reasons for the changes in rainfall are documented in Espinoza et al. (accepted). The rainfall increase in MAM in the northwestern Amazon during the last decade is related to a positive geopotential anomaly over most of the continent South of the equator line and consequently to reduced Northwest wind along the Andes and increased water vapour convergence over the North. The same features

explain the reduced water vapour transport toward the southern Amazon, reduced convergence and the diminished rainfall. Consistently, the increase in sea surface temperature (SST) over the North central tropical Atlantic since the beginning of the 90's promotes increased ascendance (subsidence) and more (less) rainfall over the northern Atlantic and northern South America (southern Amazon), as suggested by Marengo et al. (2008) and Zeng et al. (2008). Moreover, in northern Amazon, the long-term rainfall variability has been associated with the Pacific Decadal Oscillation (PDO) by Marengo (2004) and Espinoza et al. (accepted). Morever, Chen et al. (2008) document the Pacific Pan Decadal Variability (PDV), that is to say the long-term variability of the Pacific SST after removing the ENSO and global warming signals and find a change at the beginning of the nineties in antiphase to the 1976 climate shift.

8.- Summary and final remarks

In this paper we examine for the first time the regional runoff evolution in all the sub-basins of the Amazon River, using observation data in 13 stations during the 1974–2004 period and 5 stations on the Andean Rivers during 1990–2005 period. As the basin is huge (6 000 000 km^2) and encompasses various climatic regions, we see it as important not to restrain the trend analysis to the main stem of the Amazon River that mixes different regimes and variability over time. We also analyze extreme runoff values, maximum and minimum monthly values (Qmax and Qmin), and not simply the mean runoff (Qmean) that merges a lot of different information.

The various runoff regimes observed in the Amazon basin and the monthly contribution of each basin to the main stem are described in detail. The lag time between extremes in the southern and northern basins is also evidenced : while runoff decreases in the southern region it increases in the North and vice versa. The relative important contributions of the southern tropical basins, that are not very rainy but are very wide, is noted, as well as that of the northwestern basins that are not as wide but are very rainy.

The trend analysis of the three annual time series (Qmean, Qmax and Qmin) for the 1974–2004 period shows that the main changes are observed in the Andean rivers basins, with an opposition between the South and the Northwest. Negative trends are observed in Qmean and Qmin in the Tapajós River, the upstream Madeira and the Peruvian Amazonas Rivers. In the Madeira and Amazonas Rivers, breaks in the Qmin series are also observed, respectively in 1992 and 1986, with an 18% runoff diminution after these dates. In contrast, an increasing trend is detected in Qmean and Qmax in the northwestern Putumayo and Napo Rivers that goes with a break in Qmax in 1992, characterized by a 16% runoff increase after that date. The analyses of relatively small Andean sub-basins discharge within the Madeira and Amazonas basins confirm that the strong and opposite South–North trends are observed at different scales and show the importance of the lowlands sections of the Andean rivers in explaining the regional runoff variability.

This regional analysis allows an explanation of Qmax stability and Qmin diminution in Óbidos on the main stem of the Amazon River since 1970. Indeed, the diminution of low stage runoff in OBI is associated with the decrease of Qmin in the whole Amazon Basin, especially in the southern Andean rivers. On the other hand, the persistence of the flooding runoff in OBI is associated with a Qmax increase in the Northwest, particularly in SAI*, and its weak diminution in many southern basins. Therefore, the increase of runoff amplitude in OBI that results from the Qmax stability and the Qmin decrease is explained by opposite trends in regional runoff.

Discharge variability is consistent with rainfall variability. In particular, increasing MAM and diminishing SON rainfall in the Northwest since the beginning of the nineties is in accordance with the increasing runoff amplitude in the northwestern rivers. In the South, DJF rainfall diminution since the beginning of the eighties explains the annual and extreme runoff diminutions in the upper Madeira, Mamoré, Beni and Ucayali Rivers. The hydrological variability is related to the short and long-term variability of both the Pacific and northern Atlantic Tropical Oceans (Marengo, 2004 ; Espinoza et al., accepted). In particular, there is a good adecuation at interannual and pluriannual time scale between mean discharge and SST of the northern tropical Atlantic. Both rainfall and discharge variability seem more related to climate than to human activity, as it has been documented for the La Plata basin, for instance by Krepper et al. (2008).

ACKNOWLEDGEMENTS

The authors would like to express their special acknowledgments to the Institute of Research for the Development (IRD) and the French National Center for Scientific Research (CNRS) for funding this research through the National Program “Fluid Envelopes and Environment” (LEFE). We also want to acknowledge all our colleagues in the national hydrological services (ANA Brasil, SENAMHI Bolivia and SENAMHI Peru) who participated to the field campaigns of the HYBAM Program and thus contributed to collecting the data used in this work, which is available on the web page of the HYBAM Research Observatory on Environment (ORE-HYBAM www.ore-hybam.org). We are grateful to the reviewers whose comments and suggestions considerably helped to improve the manuscript.

2.3 Résultats complémentaires

2.3.1 La variabilité des pluies et débits dans le rio Amazonas au Pérou

Cette partie du chapitre a pour objectif, d'évaluer la sensibilité des débits du rio Amazonas à Tamshiyacu, en Amazonie péruvienne à la variabilité pluviométrique. Les résultats montrés par la suite sont extraits de Espinoza et al. (2006) (voir Annexe A), publication dans laquelle une série historique des débits de l'Amazone au Pérou est présentée par la première fois.

Les données mensuelles de 375 postes pluviométriques du SENAMHI (Pérou) et de l'INAMHI (Equateur) ont été critiquées par la Méthode du Vecteur Régional, MVR (Brunet-Moret, 1979, voir Chapitre 3.4), ce qui a permis d'éliminer les stations douteuses. La lame d'eau précipitée sur le bassin a été calculée au pas de temps mensuel, selon la méthode du krigiage à partir des 234 stations validées (62% du total ; Figure 2.11).

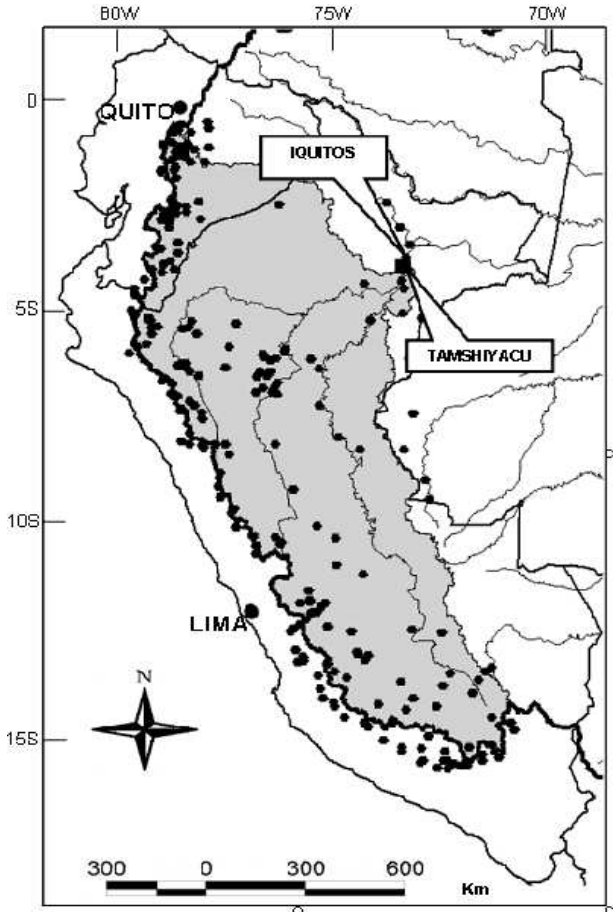


FIGURE 2.11 – Carte du bassin du Rio Amazonas à la station de Tamshiyacu (fond gris) et localisation des postes pluviométriques (ronds noirs).

Les précipitations annuelles moyennes sur le bassin sont de 1600 mm pour la

période 1964–1997 (Figure 2.12), avec une valeur maximale de 258 mm/mois et minimale de 41 mm/mois (juillet 1997). Le cycle hydrologique annuel débute en août pour les pluies et en octobre pour les débits. Le déphasage de deux mois entre pluies et débits correspond au temps de concentration de l'eau dans le bassin versant (Figure 2.12).

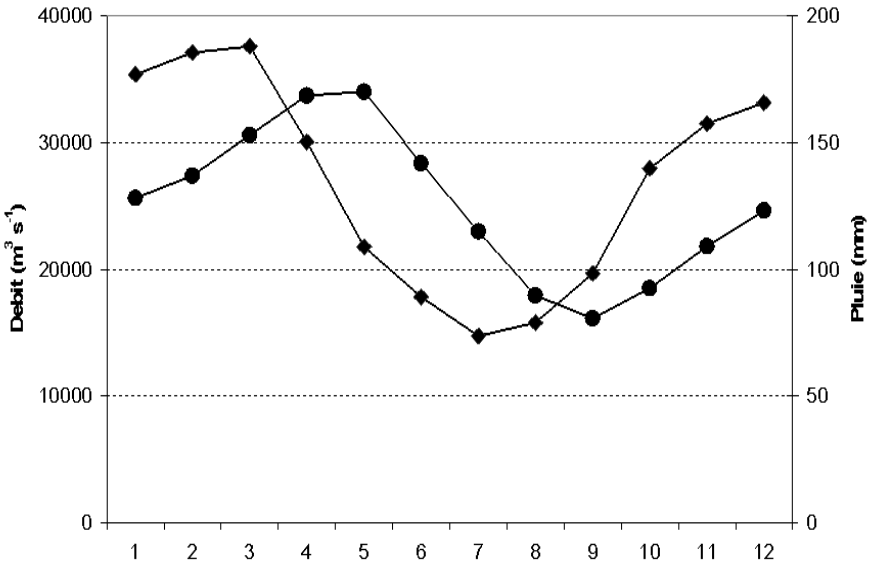


FIGURE 2.12 – Cycle annuel moyen des débits (cercles noirs) et des précipitations (carrés noirs) à Tamshiyacu (Rio Amazonas–Pérou)

Pour la période commune d'observation des pluies et des débits (28 ans, 1970–1997 ; Figure 2.13), le coefficient de détermination (r^2) entre lame d'eau précipitée et débit annuel est de 0.77. Les valeurs annuelles montrent une diminution nette des précipitations (-0.83% par an), comme des débits (-0.81% par an). Les débits annuels minima et maxima décroissent également pendant cette période, avec des valeurs respectives de -0.61% et -1.68% par an. La diminution la plus nette dans la série des valeurs minimales est liée à la forte tendance à la diminution qui domine toute la région sud-ouest du bassin amazonien (Figure 2.5). Il faut cependant signaler que les pluies de 1964 à 1970 présentent une tendance à l'augmentation, montrant que l'année 1970 pourrait ici aussi représenter une rupture dans la série comme cela a déjà été observé dans d'autres régions amazoniennes (Callède et al., 2004; Labat et al., 2004).

Les débits observés à Tamshiyacu montrent des valeurs plus élevées durant la décennie 1970, du fait des fortes valeurs de pluies à cette époque, comme cela a été également confirmé par d'autres études sur le bassin de l'Amazone au Brésil (Cutim et al., 2000; Callède et al., 2004).

Ces résultats montrent que la variabilité des débits à Tamshiyacu, est sensible à celles des pluies, comme cela a été montré par Callède et al. (2004) pour le ensemble

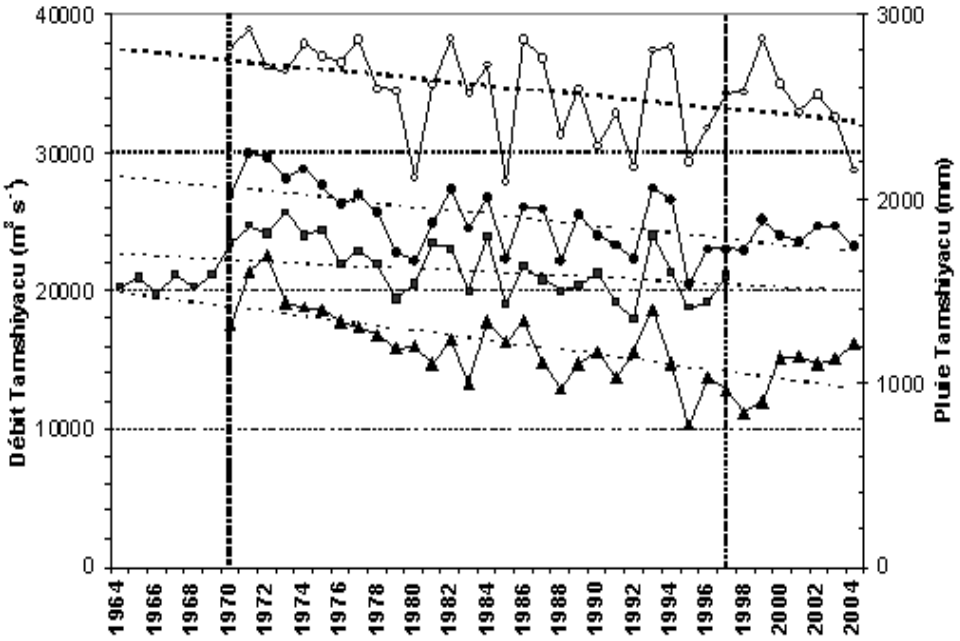


FIGURE 2.13 – Rio Amazonas à Tamshiyacu : Variabilité interannuelle des pluies (carrés noirs) et des débits moyens (cercles noirs), minimum (triangles noirs) et maximum (cercles blanches) pour la période 1964–2005.

du bassin amazonien.

CHAPITRE 3

La variabilité pluviométrique dans le bassin amazonien et sa relation avec l'hydrologie

3.1 Introduction

Dans le chapitre précédent nous avons montré que la variabilité hydrologique dans le cours principal de l'Amazone résulte de variabilités régionales fortes et opposées à l'intérieur du bassin. De plus nous avons constaté que les modes de variabilité régionaux des débits montrent une bonne adéquation avec l'évolution de la lame d'eau moyenne écoulée sur le bassin. La motivation principale de ce chapitre est d'analyser en détail la variabilité pluviométrique dans l'ensemble du bassin afin de savoir si les principaux modes de variabilité pluviométrique permettent expliquer la variabilité hydrologique.

Avant d'aborder le thème central du chapitre, nous proposons un aperçu succinct de la circulation atmosphérique en Amérique du Sud tropicale. Nous analysons ensuite la variabilité spatio–temporelle de la pluviométrie du bassin, et nous essayons d'en comprendre l'origine à partir d'indices océaniques et atmosphériques globaux. Finalement, nous discutons la relation entre pluie et débit et l'évolution du coefficient d'écoulement dans l'ensemble du bassin.

3.2 Principaux éléments de la circulation atmosphérique en Amérique du Sud tropicale

3.2.1 Circulation atmosphérique à grande échelle

La zone tropicale est géographiquement délimitée par les latitudes extrêmes des points où le soleil parvient au zénith durant une année terrestre, c'est-à-dire 23.27°N et 23.27°S, λ=23.27° étant l'obliquité actuelle de la terre. C'est donc la zone qui reçoit la plus forte intensité de rayonnement solaire dans l'année. Cette énergie est redistribuée par les circulations atmosphérique et océanique de grande échelle qui permettent un flux d'énergie positif de cette zone vers les pôles. Du point de vue atmosphérique, la source principale de transport d'énergie des basses vers les moyennes latitudes est la circulation de Hadley. Celle-ci est composée, en moyenne annuelle, d'une ascendance de l'air, principalement sous forme de convection humide au niveau de l'Equateur, d'un mouvement divergent des masses d'air vers les pôles au sommet de la troposphère et d'une subsidence dans les régions subtropicales, autour de 20-30° (Figure 3.1). La Zone de Convergence Inter-Tropicale (ZCIT ou ITCZ) est la région qui dégage le maximum d'énergie via la convection humide ; elle se déplace en latitude au cours de l'année en fonction de la position du soleil (Figure 3.1). Ce déplacement est faible sur les océans dont l'inertie thermique est importante et plus important sur les continents.

En particulier, sur les fuseaux chevauchant à la fois de vastes masses continentales et océaniques, la forte surchauffe en été de l'hémisphère continental génére dépressions et ascendances nourries par un flux d'air humide trans-équatorial, venant de l'océan et produisant des précipitations intenses jusqu'àux latitudes subtropicales (Sadourny, 1994). Ce phénomène est connu sous le nom de mousson ; il a été essentiellement décrit en Asie et en Afrique mais Zhou and Lau (1998) le recon-

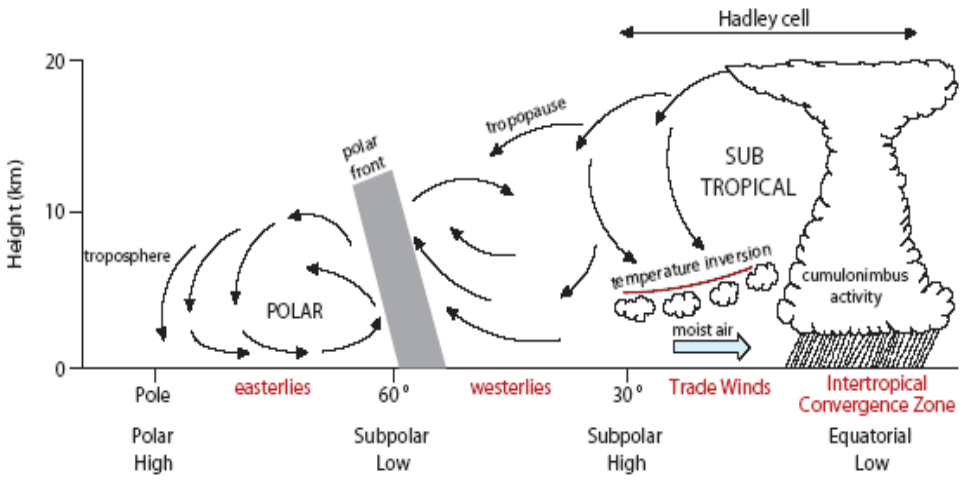


FIGURE 3.1 – Représentation schématique de la cellule de Hadley d'après Open-University (1989).

naissent aussi en Amérique du Sud entre l'Atlantique nord tropical et le continent.

Transversalement à la circulation méridienne de Hadley, on peut discerner une circulation longitudinale couplant océan et atmosphère, dite de Walker, bien représentée dans l'océan Pacifique. Le contraste thermique entre l'est du Pacifique froid et l'ouest chaud, lié au transport d'eaux chaudes vers l'ouest par les alizés, génére de l'ascendance sur l'ouest du bassin et au contraire de la subsidence a l'est (Figure 3.2).

3.2.2 Cycle annuel de la circulation atmosphérique régionale en Amérique du sud tropicale

Durant l'été austral (les mois de décembre, janvier et février, DJF), la ZCIT, caractérisée par de très fortes pluies convectives, se déplace vers le sud, jusqu'à 0–5°S (Figure 3.3) Par ailleurs, le réchauffement du continent donne lieu à la dépresion du Chaco (environ 25°S ; Seluchi and Marengo, 2000) et à la mise en place de vents de nord-ouest, alizés de nord-est déviés par les Andes. Ces vents de nord-ouest, canalisés par les reliefs méridiens, Andes à l'ouest et bouclier brésilien à l'est, forment la mousson Sud–Américaine (Figure 3.3). La vapeur d'eau est ainsi transportées depuis l'Atlantique et le nord de l'Amazonie vers le sud du bassin amazonien. Le centre de hautes pressions du Pacifique Sud, connu comme l'Anticyclone du Pacifique Sud (APS) se déplace vers le sud (à 35°S et 100°W approximativement), tandis que les hautes pressions de l'Atlantique sud (l'Anticyclone de l'Atlantique Sud, AAS) est affaibli (à 30°S et 10°W approximativement), conditions qui impriment aux alizés de sud-est une rotation vers le sud du Brésil (Figure 3.3).

La convergence des alizés et de circulations extra tropicales de sud, elles aussi canalisées par les Andes et remontant aux latitudes tropicales forme une bande

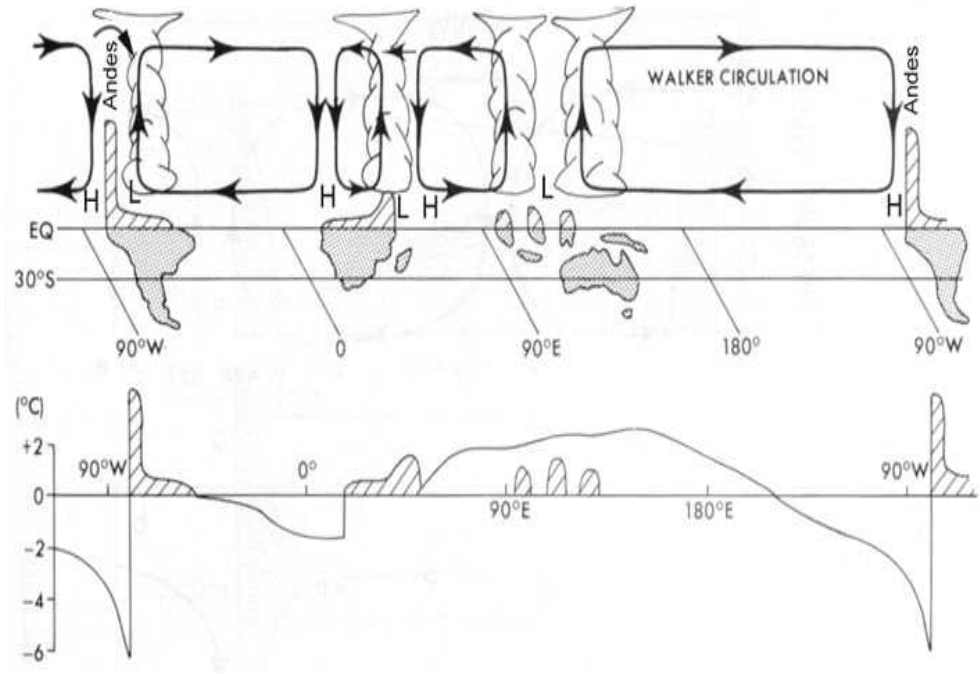


FIGURE 3.2 – En haut : Schéma de la circulation de Walker le long de l'équateur. En bas : Anomalies de témperature de surface océanique (SST) par rapport à la moyenne zonale (Peixoto and Oort, 1992).

diagonale de maximum de précipitations, connue comme la Zone de Convergence de l'Atlantique Sud (Figure 3.3 ; SACZ) (Kodama, 1992; Leibmann et al., 1999; Carvalho et al., 2004). La SACZ apparaît pendant toute l'année mais elle est plus intense pendant l'été, où elle est connectée avec la zone de convection de l'intérieur de l'Amazonie et produit des épisodes d'intenses précipitations sur une grande partie de l'Amérique du Sud (Leibmann et al., 1999).

De plus, pendant l'été austral, la chaleur latente due à la convection à l'intérieur de l'Amazonie conduit à la formation d'une cellule de hautes pressions (au niveau de 200hPa et 35°S) appelée Haute de Bolivie (Lenters and Cook, 1997). Parallèlement à ce même niveau de l'atmosphère, un centre de basses pressions se développe sur le Nordeste brésilien, région qui présente une faible convection et qui reste relativement sèche pendant l'été austral (Hastenrath and Heller, 1977; Hastenrath, 2006). En connexion avec la Haute de Bolivie, les vents d'est de moyenne et haute couches favorisent le transport d'air humide vers les hautes Andes tropicales ce qui est crucial pour le développement de la convection sur l'Altiplano péruano-bolivien (Aceituno and Montecinos, 1993; Garreaud et al., 2003; Vuille and F., 2004, etc).

Pendant l'hiver austral (juin, juillet et août, JJA), la ZCIT se déplace vers l'hémisphère nord (Figure 3.4) ; en conséquence les flux de mousson se déplacent vers le nord, les pluies maximales s'observent dans le nord du continent y compris à l'extrême nord du bassin amazonien. L'AAS se renforce et se déplace vers le continent. En conséquence la partie centrale du continent (et le sud du bassin amazonien)

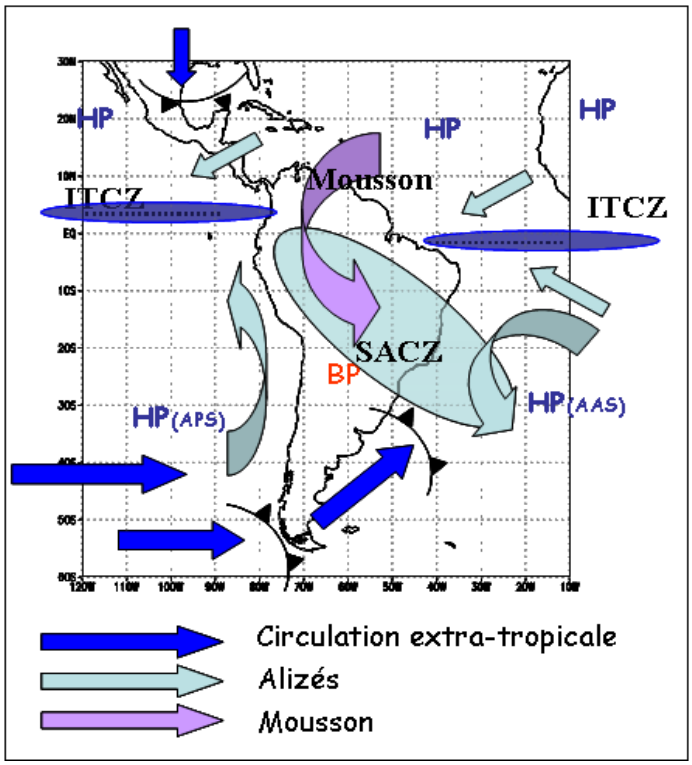


FIGURE 3.3 – Schéma de la circulation de bas niveau de l'atmosphère en Amérique du sud pendant l'été austral (décembre, janvier et février). HP et BP représentent les centres de hautes et basses pressions, respectivement, ITCZ, la Zone de Convergence Inter–Tropicale et SACZ, la Zone de convergence de l'Atlantique Sud.

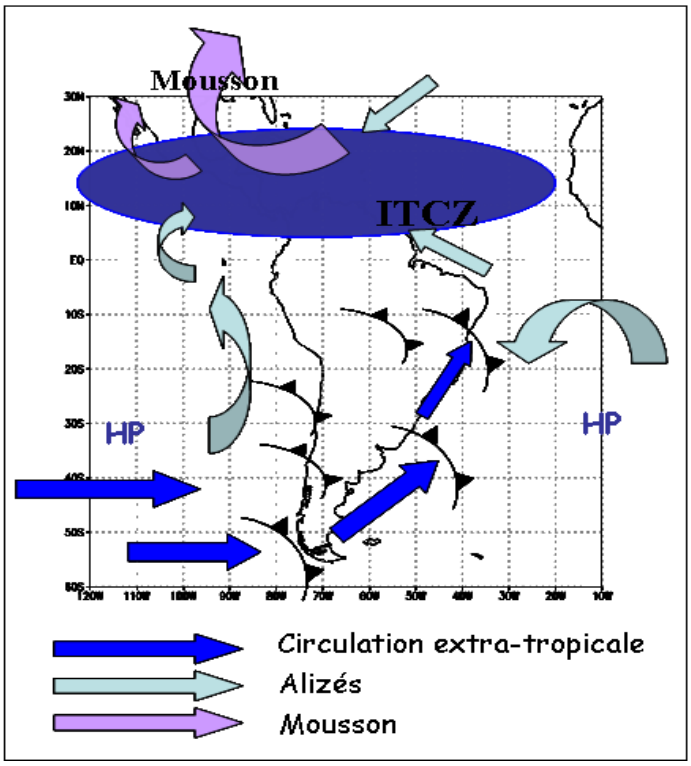


FIGURE 3.4 – Comme dans la Figure 3.3 mais pour l'hiver austral (juin, juillet et août).

reçoit peu, voire pas de précipitations pendant cette saison (Figure 3.4).

3.2.3 Le jet Sud-Américain de bas niveau (Low Level Jet, LLJ)

Dans certaines occasions les flux de nord-ouest s'engouffrant entre la pente orientale des Andes et le plateau brésilien sont particulièrement forts en Bolivie (près de Santa Cruz de la Sierra), à environ 1 km d'altitude (800–900 hPa) (Douglas et al., 1998) ; ils transportent des masses d'air très humides depuis l'océan Atlantique et le nord de l'Amazonie vers le sud de l'Amazonie et le bassin de La Plata (Figure 3.5). Ces flux sont appelés Low Level Jet de l'Amérique du Sud et sont observés dans cette région tout au long de l'année (Saulo et al., 2000; Marengo et al., 2004; Vera et al., 2006). La Figure 3.5 montre un schéma conceptuel du LLJ comme composante de la mousson sud-américaine, d'après Marengo et al. (2004). Cette figure illustre comment le transport d'humidité, enrichi par l'évapotranspiration dans le bassin amazonien, génère une forte activité convective dans le bassin de La Plata.

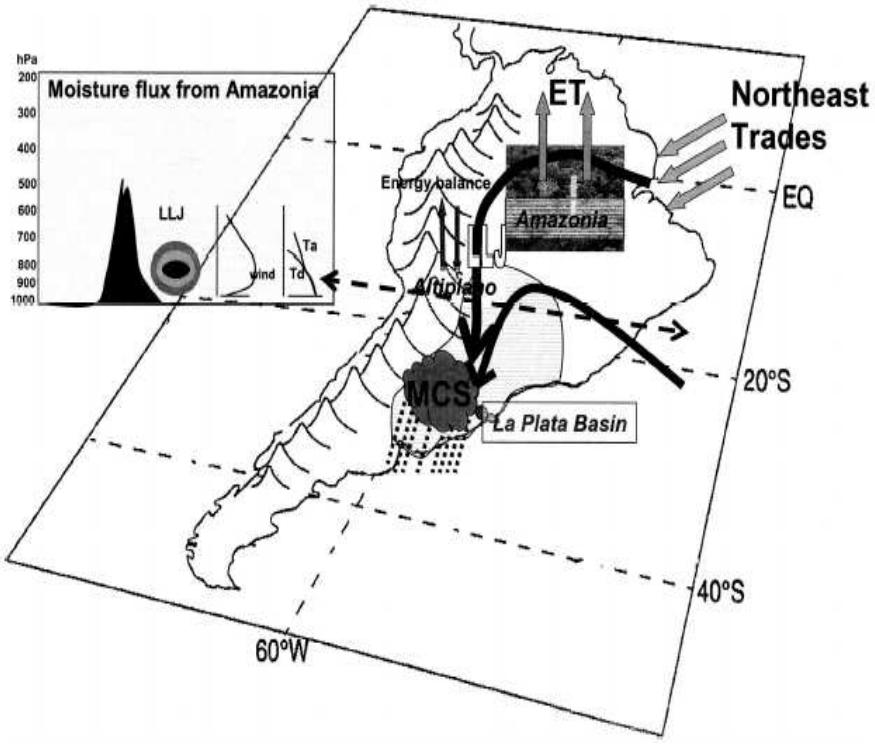


FIGURE 3.5 – Schéma conceptuel du Low Level Jet (LLJ) en Amérique du sud. MCS représente les systèmes convectifs de moyenne échelle. D'après Marengo et al. (2004).

La Figure 3.6 (d'après Marengo et al. (2004)) présente les conditions moyennes de circulation et le flux de vapeur d'eau intégré entre le sol et 500 hPa en présence d'événements de LLJ à Santa Cruz de la Sierra, pour la saison chaude (de septembre à avril) et pour la saison froide (de mai à août). Pendant la saison chaude, le LLJ est

plus intense et connecté aux alizés du nord-est venant de l'Atlantique nord tropical ; les flux d'humidité méridiens depuis la région équatoriale du continent sont doublés par rapport aux conditions moyennes de la saison (Figure 3.6 c). Pendant l'hiver, le LLJ est indépendant des alizés du nord-est (en l'absence de la mousson) ; de forts flux de nord se développent lorsque l'AAS s'intensifie, générant de forts vents d'est déviés vers le sud à l'approche des Andes (Figure 3.6 d). En conclusion, le LLJ est un phénomène intermittent qui existe tout au long de l'année mais dont l'origine, en connexion avec la circulation régionale, est différente selon la saison.

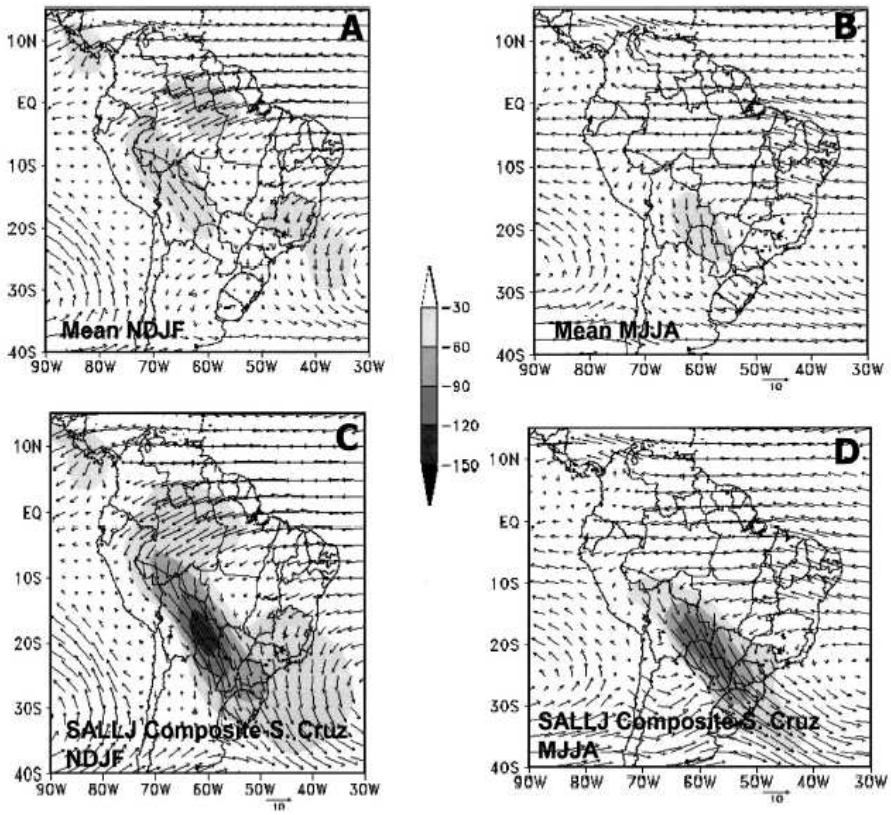


FIGURE 3.6 – Vents climatologiques à 850hPa (en m/s) et convergence d'humidité méridionale intégrée entre 0 et 500 hPa pour (a) la période de novembre à février et pour (b) la période de mai à août (m.g/s/kg). Mêmes variables issues de composites du LLJ à Santa Cruz de la Sierra (c) de novembre à février et (d) de mai à août. D'après Marengo et al. (2004).

3.2.4 La variabilité interannuelle de la circulation atmosphérique

En plus de son cycle annuel moyen, la circulation atmosphérique présente des fluctuations plus ou moins régulières. Les fluctuations atmosphériques à grande échelle de temps et d'espace incluent des variabilités intra-saisonnières (20–60 jours), interannuelle et pluridécennale, modifiant le climat de l'ensemble de la planète grâce à la circulation atmosphérique globale. Quelques unes sont essentielles pour comprendre

le climat d'Amérique du Sud : El Niño Oscillation australe (ENSO), l'Oscillation décennale du Pacifique (PDO) (Mantua et al., 1997) les modes de l'Atlantique (l'oscillation de l'Atlantique nord-NAO et l'oscillation multi-décennale de l'Atlantique-AMO) et celles des régions polaires : Oscillation de l'Arctique et de l'Antarctique, AO et AAO respectivement (Thompson and Wallace, 2000). Les évolutions temporelles des indices qui représentent la variabilité de l'ENSO (Indice Multivarié de l'ENSO–MEI), de la PDO et l'AAO (AAOI), sont présentées dans la Figure 3.7. Leurs principales caractéristiques déterminées en calculant les corrélations entre les différents indices et les températures de surface océaniques (SST), la pression au niveau de la mer et les vents zonaux de hautes couches sont montrées dans la Figure 3.8 (Garreaud et al., in press).

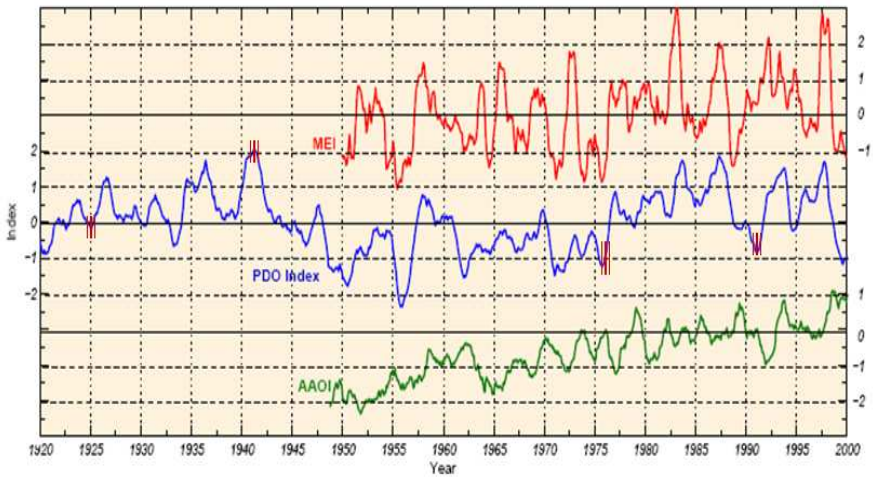


FIGURE 3.7 – Série temporelle (1920–2005) des moyennes mensuelles du MEI et des indices de PDO et d'AAO. D'après le Climate Diagnostic Center (NOAA) et Garreaud et al., in press. Les barres rouges représentent des changements de phases de la PDO

La variabilité dans le Pacifique : ENSO et PDO

L'ENSO est un phénomène couplé océan-atmosphérique qui se développe dans le Pacifique Equatorial et qui affecte les climats de la planète entière, tout particulièrement ceux de la ceinture intertropicale. Il est composé par trois phases dites neutre, chaude (El Niño) et froide (La Niña) et il apparaît irrégulièrement dans le Pacifique tous les 2 à 7 ans (voir Diaz and Markgraf (1992) pour des informations complètes sur les mécanismes et les impacts de l'ENSO). Ce phénomène est le mode de variabilité le plus énergétique de la planète à l'échelle interannuelle et les anomalies de pluie et de température liées aux événement El Niño et La Niña sont la source de la plus importante de variabilité interannuelle en Amérique du Sud (Garreaud et al., in press).

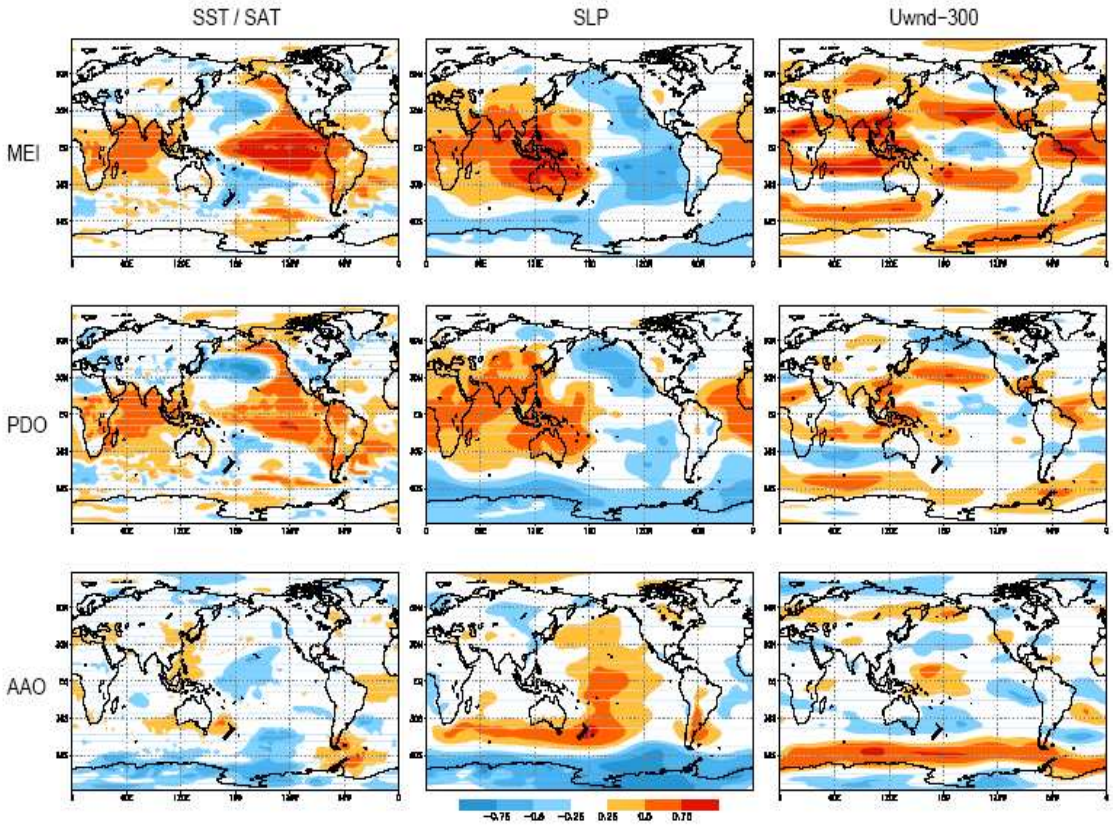


FIGURE 3.8 – Signature spatiale des principaux modes océano–atmosphériques (MEI, PDO et AAO). Corrélations calculées entre : les indices climatiques et (à gauche) la SST et la température de surface continentale (SAT), (au centre) la pression de surface océanique et (à droite) le vent zonal à 300 hPa, pour la période de 1950–2005. D'après Garreaud et al., in press.

Pendant la phase chaude (El Niño, MEI positif, Figures 3.7 et 3.8), la pression est anormalement positive (négative) près de l'Indonésie (près de l'île de Pâques), la zone de convection, normalement associée à la branche ascendante de la circulation de Walker dans l'ouest du Pacifique, se déplace vers l'est, au-delà de la ligne de changement de date (180°) réduisant davantage les alizés et les eaux chaudes de surface et de sub-surface océanique sont entraînées vers l'est ; à l'est du bassin la thermocline s'approfondit. Pendant sa phase froide (La Niña, MEI négatif, Figures 3.7 et et 3.8), les conditions de circulation atmosphérique sont inversées (pression plus basse près l'Indonésie et renforcement des alizés) et donc une diminution de la SST est observée sur le Pacifique Equatorial est.

Une forte variabilité climatique à échelle décennale et inter-décennale est observée dans le Pacifique (Mantua et al., 1997). La PDO est caractérisée par des anomalies de SST semblables à celle de l'ENSO dans l'est du Pacifique Equatorial (Zhang et al., 1997, Figure 3.9 a et b) et par des oscillations et d'abrupts changements de phase (Chen et al., 2008, Figure 3.7). La PDO diffère de l'ENSO de la façon suivante (Figure 3.9) :

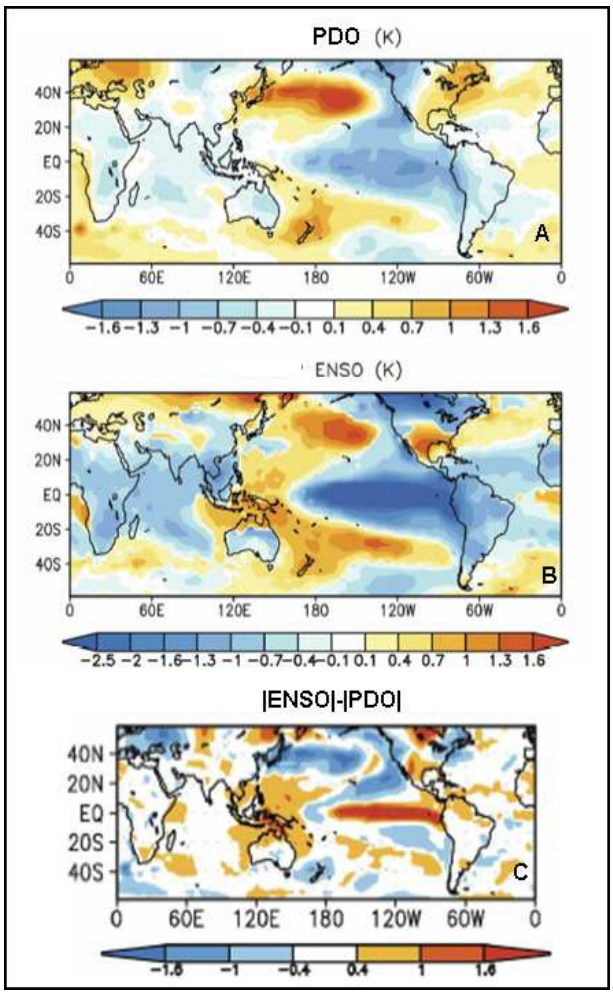


FIGURE 3.9 – Comparaison entre les modes spatiaux de la PDO (A) et de l'ENSO (B) définis à partir de la SST. En (C) la différence entre les valeurs absolues des signaux standardisés de l'ENSO et de la PDO, d'après Chen et al. (2008).

- Le signal de la PDO dans l'ouest du Pacifique Equatorial est faible, alors que celui de l'ENSO y est fort.
- Dans le Pacifique Equatorial est, le signal de l'ENSO reste confiné près de l'Equateur, tandis que celui de la PDO s'étend vers les régions subtropicales.
- Le signal ENSO est généralement plus fort que celui de la PDO dans l'Océan Indien et l'Océan Atlantique.
- Le signal de la PDO au sud-est des îles Aléoutiennes est fort et il s'étend vers l'ouest (vers le Japon). L'ENSO par contre n'a qu'une signature faible dans cette région.

Trois changements majeurs de la PDO ont été documentés depuis les années 1900 (Figure 3.7) : entre 1925 et 1943 (phase chaude), de 1943 à 1976 (phase froide) et une nouvelle phase chaude après 1976 (Zhang et al., 1997; Mantua et al., 1997). Une nouvelle phase de la PDO a été documentée par Chen et al. (2008), qui montre

qu'à partir des années 1990, le Pacifique Tropical (Pacifique Nord) est relativement plus froid (chaud) par rapport à la période 1976–1990.

La variabilité dans l'Atlantique et les régions polaires : NAO, AMO, AO et AAO

La NAO est le mode dominant de variabilité de la circulation atmosphérique dans le bassin Atlantique nord. Elle est caractérisée par une oscillation méridionale de masses d'air avec un centre près de l'Islande et un autre sur l'Atlantique subtropical, depuis les Açores jusqu'à la péninsule ibérique (Hurell, 1995). Pendant sa phase positive, des anomalies négatives de pression sont observées sur la région islandaise et le centre de hautes pressions de l'Atlantique subtropical est plus élevé que d'habitude. Ces conditions provoquent des anomalies positives des vents d'ouest dans l'Atlantique nord ainsi qu'une intensification des alizés dans l'Atlantique tropical nord. Ce mode de circulation génère des anomalies positives de SST dans l'Atlantique nord et négatives dans l'Atlantique tropical nord (Figure 3.10 a). La phase négative de la NAO, est caractérisée par un affaiblissement des basses pressions sur l'Islande et des hautes pressions de l'Atlantique subtropical ; en conséquence les vents d'ouest et les alizés sont affaiblis. La SST de l'Atlantique tropical nord devient plus chaude que d'habitude, tandis que dans l'Atlantique nord, des anomalies négatives de SST sont observées (Figure 3.10 b). Les épisodes positifs et négatifs de la NAO semblent avoir une variabilité à long terme. Entre 1940 et 1970 une tendance à la diminution est observée dans l'indice de NAO (Hurell, 1995) et au contraire des épisodes positifs de NAO sont plus fréquents durant les 30 dernières années (Figure 3.11). Pour des informations plus complètes sur la NAO, voir Wanner et al. (2001) et Hurrell et al. (2003).

Un autre mode de la variabilité naturelle de la SST dans l'Atlantique nord est appelé l'AMO (Oscillation Multi-décennale de l'Atlantique). Il présente une cyclicité de 65 à 80 ans avec une variation de la SST de 0.4°C environ (Kerr, 2000). Les phases chaudes de l'AMO sont observées entre 1860 et 1880 et de 1940 à 1960, tandis que des phases froides caractérisent les périodes 1905–1925 et 1970–1990 (Enfield et al., 2001).

En connexion avec la NAO, une oscillation de la pression atmosphérique observée entre la région polaire et les régions de moyennes latitudes (au nord de 45°N) est appelée Oscillation de l'Arctique (AO). Pendant sa phase positive, de basses pressions atmosphériques apparaissent sur les régions polaires et des anomalies positives de pression aux moyennes latitudes. Pendant la phase négative de l'AO, ce mode de variabilité est inversé. Les impacts de cette variabilité dans la circulation atmosphérique sont notamment importants dans le nord d'Europe et en Amérique du Nord.

De façon similaire à l'AO, au sud de 20°S, un autre mode de variabilité a été observé, celui de l'Oscillation de l'Antarctique (AAO). Il est caractérisé par des anomalies de pression centrées sur l'Antarctique et d'autres, de signe opposé, dans la

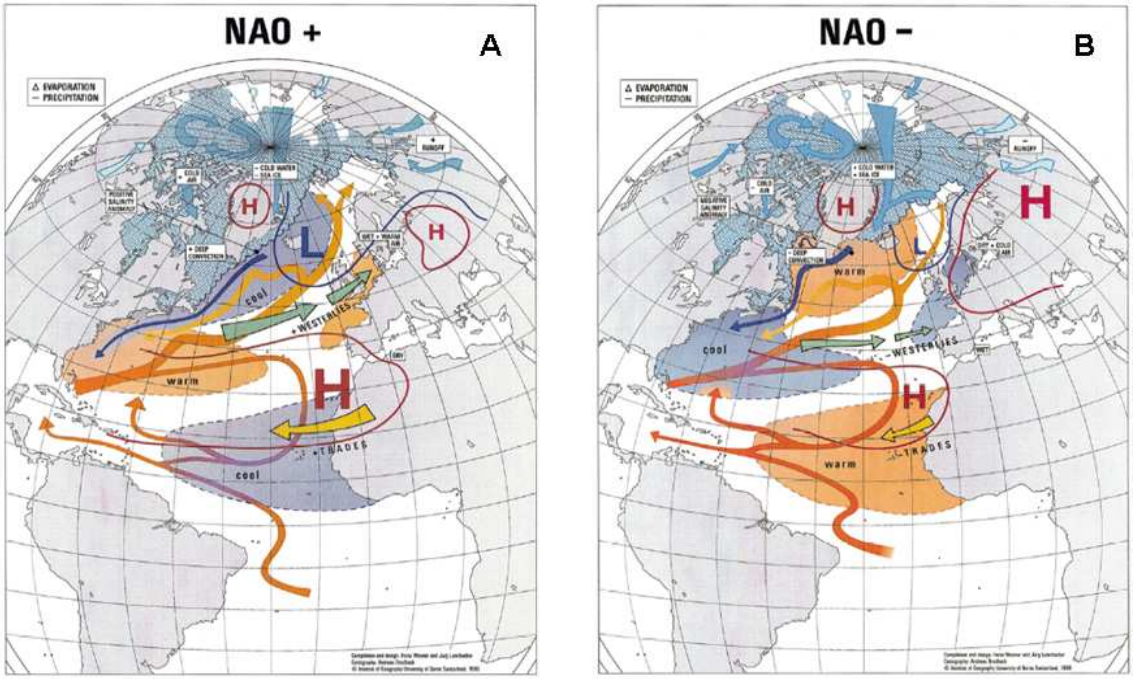


FIGURE 3.10 – Schéma représentant les deux phases de la NAO avec (A) la phase positive de la NAO et (B) la phase négative. Les lignes rouges et bleus représentent la pression au niveau de l'océan, les flèches montrent les vents et la circulation marine prédominants. D'après Wanner et al. (2001)

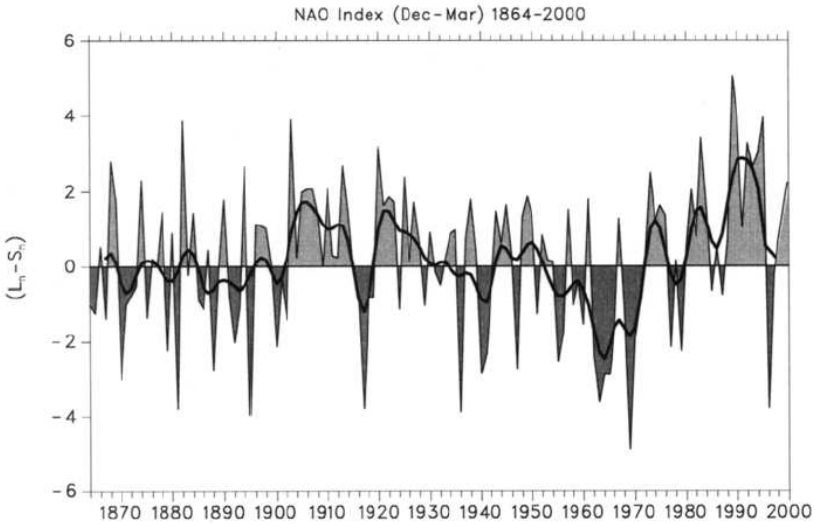


FIGURE 3.11 – Indice de la NAO entre 1964 et 2000, défini comme la différence de pression standardisée entre Lisbonne et Stykkisholmur, pendant les mois de décembre à mars (Hurell, 1995). D'après Wanner et al. (2001).

bande tempérée, à 40–50°S (Thompson and Wallace, 2000, Figure 3.8). La phase positive de l'AAO est associée avec des anomalies positives (négatives) de pression de surface et de géopotentiel sur l'Antarctique (moyennes latitudes). Des conditions opposées sont observées lors de la phase négative. Le mode temporel de l'indice qui représente l'AAO (l'AAOI) montre une tendance marquée vers sa phase positive durant les dernières 50 années (Figure 3.7). Les impacts de l'AAO sont importants dans le sud de Chili et sur la côte subtropicale de l'Amérique du Sud (Carvalho et al., 2005).

Les impacts des principaux modes globaux sur les pluies du bassin amazonien seront discutés dans la suite de ce chapitre.

3.3 Variabilité spatio–temporelle de la pluie dans le bassin amazonien

Nous présentons les résultats de cette partie du chapitre sous forme d'article. Il a été soumis à *International Journal of Climatology* le 24 juillet 2007. Il a été provisoirement accepté moyennant des révisions minimes le 10 avril 2008. Il a été accepté le 27 septembre 2008 (DOI : 10.1002/joc.1791).

Résumé de l'article

La variabilité pluviométrique dans l'ensemble du bassin amazonien est analysée pendant la période 1964–2003. Nos résultats s'appuient sur une base de données in situ, constituée de 756 postes pluviométriques, qui inclut pour la première fois des informations relatives aux 5 pays amazoniens, et qui est particulièrement riche en données provenant de la région andine du bassin (Bolivie, Pérou, Équateur et Colombie). De la sorte ce travail permet de compléter les études précédentes qui étaient souvent focalisées sur l'Amazonie brésilienne. A la suite de la description détaillée des données et des méthodes, cet article documente la répartition des totaux annuels de pluie. Comme l'ont montré d'autres travaux, les régions les plus pluvieuses se trouvent au nord-ouest du bassin (Colombie, Équateur, nord-est du Pérou et nord-ouest de Brésil) ; néanmoins, le long de la région andine, sont mesurées à la fois les plus faibles et les plus fortes valeurs de pluie (allant jusqu'à 9000 mm/an), résultat qui met en évidence l'importance du rôle de la topographie et des conditions d'abri et d'exposition aux vents humides d'est. La relation pluie–altitude dans la région andine est aussi discutée à la fin de cette première partie. La deuxième partie de l'article vise à décrire le cycle saisonnier de la pluie : nous remarquons qu'une claire opposition de la période pluvieuse s'observe entre le sud et l'extrême nord du bassin pendant l'été (décembre, janvier et février) et l'hiver austral (juin, juillet et août) respectivement, tandis qu'au nord-est du bassin les plus fortes pluies se concentrent pendant l'automne austral. Grâce à des méthodes statistiques comme les classifications ascendantes hiérarchiques et les nuées dynamiques (ou K-Means), nous classifions les postes pluviométriques en fonction de leurs cycles annuels et nous trouvons 9 cycles annuels distincts à l'intérieur du bassin. Des informations détaillées sont présentées pour la première fois pour l'Amazonie péruano-équatorienne, où l'on constate une grande diversité de cycles saisonniers dans un espace relativement réduit. Les conditions atmosphériques qui donnent lieu aux différents cycles saisonniers sont aussi décrites. Dans la partie suivante de l'article, nous nous intéressons à la variabilité interannuelle des pluies. En utilisant des analyses en composants principales (ACP) sur les pluies saisonnières, nous montrons que les principaux modes de variabilité sont fortement influencés par la région andine et l'ouest du bassin, où les variabilités décennale, à long terme et interannuelle sont les principaux modes, quelle que soit la saison. Le mode de variabilité décennale qui oppose le nord-ouest et le sud du bassin, est principalement lié aux changements à long terme du Pacifique (PDO), tandis que le mode de variabilité interannuelle lié à l'ENSO et au gradient de SST sur l'Atlantique tropical, caractérise surtout le nord-est du bassin. Par ailleurs le mode de variabilité à long terme est particulièrement important durant la saison plus sèche, de juin à novembre, et est associé à une diminution de pluie dans le

nord-ouest du bassin depuis le début des années 1980. Finalement, nous constatons que, même si les pluies annuelles diminuent sur l'ensemble du bassin, on observe pendant leurs saisons pluvieuses respectives, et en particulier depuis 1990, une augmentation de pluies dans le nord-ouest et une diminution dans le sud.

3.4 Spatio-temporal rainfall variability in the Amazon basin countries (Brazil, Peru, Bolivia, Colombia, and Ecuador)

Espinoza Villar Jhan Carlo, Ronchail Josyane, Guyot Jean Loup,
Cochonneau Gérard, Filizola Naziano, Lavado Waldo,
de Oliveira Eurides, Pombosa Rodrigo, Vauchel Philippe.

ABSTRACT

Rainfall variability in the Amazon basin (AB) is analyzed for the 1964–2003 period. It is based on 756 pluviometric stations distributed throughout the AB countries. For the first time it includes 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. The impact of mountain ranges on rainfall is pointed out. The highest rainfall in the AB is observed in low windward regions and low rainfall is measured in leeward and elevated stations. Additionally, rainfall regimes are more diversified in the Andean regions than in the lowlands. Rainfall spatio–temporal variability is studied based on a varimax rotated Principal Component Analysis. Long-term variability with a decreasing rainfall since the eighties prevails in June-July-August (JJA) and September–October–November (SON). During the rainiest seasons, i.e., December–January–February (DJF) and March–April–May (MAM), the main variability is at decadal and interannual time scales. Interdecadal variability is related to long–term changes in the Pacific Ocean while decadal variability, opposing the northwest and the south of the AB, is associated with changes in the strength of the Low Level Jet (LLJ) along the Andes. Interannual variability characterizes more specifically the North-East of the basin and the southern tropical Andes. It is related to ENSO and to the sea surface temperature (SST) gradient over the tropical Atlantic. Mean rainfall in the basin decreases during the 1975 – 2003 period at an annual rate estimated to be -0.32%. Break tests show that this decrease has been particularly important since 1982. Further insights into this phenomenon will permit to identify the impact of climate on the hydrology of the AB.

1. INTRODUCTION

The Amazon basin (AB) extends between 5°N and 20°S and from the Andes to the Atlantic ocean, covering approximately 6 000 000 km^2. Its fresh water contribution to the global ocean is 15% and its average discharge at the delta is 209 000 m^3/s (Molinier et al., 1996). The basin is divided into three great morphological units : 44% of its surface belong to the Guyanese and Brazilian shields, 45% to the Amazon plain, and 11% to the Andes. This basin covers seven countries : Brazil (63%), Peru (16%), Bolivia (12%), Colombia (6%), Ecuador(2%), Venezuela and Guyana (1%).

The AB is one of the regions with the highest rainfall in the world and a major water vapor source (Ratisbona, 1976; Johnson, 1976; Salati et al., 1978, Figueroa and Nobre, 1990). Also, it can undergo dramatic drought as observed in 2005 (Zeng et al., 2008; Marengo et al., 2008). Nonetheless, owing to a lack of information, few studies describe the spatio–temporal rainfall variability in the AB countries, except for Brazil. Cooperation programs between IRD (Institut de Recherche pour le Développement / Institute for Research and Development) and local institutions have permitted, for the first time, the integration of data from the different Amazonian countries, highlighting a group of pluviometric stations unavailable so far, specially in the Amazon regions of the Andean countries (Bolivia, Peru, Ecuador, and Colombia). Nevertheless the need to consider comprehensive data set is important in the Andean regions. Rainfall tends to decrease with altitude but the windward or leeward exposure of the stations to the dominant moist wind makes it difficult to find a simple relationship between rainfall and altitude (Johnson, 1976; Roche et al., 1990; Guyot, 1993; Pulwarty et al., 1998; Buytaert et al., 2006; Ronchail and Gallaire, 2006; Laraque et al., 2007). On the contrary, in Brazil, the spatio-temporal rainfall variability has been more widely studied and published than in the Andeans countries. The highest values (3000 to 3500 mm/year) may be found in the Northwest of the basin, on the border with Brazil, Colombia, and Venezuela, where the general large-scale relief shape, like the large concavities of the Andes eastern slope, creates favorable conditions for air convergence and large rainfall (Ratisbona, 1976; Salati et al., 1978; Salati and Vose, 1984; Figueroa and Nobre, 1990). Abundant rainfall is also registered near the Amazon River delta where the sea-breeze effect is important (Salati et al., 1978). Salati et al. (1978) calculated a mean 2400 mm/year in the central region of the AB and Marquez et al. (1980) and Fisch et al. (1998) a mean 2300 mm rainfall for the Brazilian AB. Different studies, for the whole AB, give values from 2000 mm to 3664 mm, with the greater part between 2000 and 2200 mm, as found by Marengo and Nobre (2001). Callède et al. (2008) report a 2230 mm mean annual rainfall for the AB down to Óbidos (1.93°S 55.50°W, 800 km from the Amazon River delta), based on 163 rainfall gauges, including stations in the Andean countries, for the 1943–2003 period.

Rainfall regimes in the Brazilian Amazon show an opposition between the North and the South with rainy months in austral winter and summer respectively (Ratisbona, 1976; Salati et al., 1978; Kousky et al., 1984; Horel et al., 1989; Nobre et al., 1991; Figueroa and Nobre, 1990, among others). A rainy period is observed in March–April–May in regions close to the Amazon River delta. A better distribution of

rainfall over the year characterizes regions towards the border of Peru, Colombia, and Brazil. Among the limited number of studies devoted to the spatial variability of rainfall regimes in the Andean AB, that of Johnson (1976) is worth mentioning as this author analyzes the seasonal regime of 107 rainfall gauges in Bolivia, Peru, and Ecuador. In Bolivia and southern Peru there exists a rainy period in austral summer and a dry period in winter, which is more intense in the West, inside the Andes (Johnson, 1976; Roche et al., 1990; Guyot, 1993; Aceituno, 1998). Laraque et al. (2007) complement the work by Johnson (1976) and detail the wide variability of regimes in the Ecuadorian AB based on 47 rainfall gauges, with opposite regimes in nearby zones. A better yearly rainfall distribution can be observed in the lowlands in the Northeast of Peru (Weberbauer, 1945; Nicholson, 1948; Broggy, 1965).

Interannual rainfall variability in the AB partially depends on El Niño-Southern Oscillation (ENSO) as described by Kousky et al. (1984); Aceituno (1988); Marengo (1992); Marengo and Hastenrath (1993); Moron et al. (1995); Uvo et al. (1998), Liebmann and Marengo (2001); Ronchail et al. (2002), among others. In particular, below normal rainfall is recorded in the North and Northeast of the AB during El Niño events, while excess rainfall occurs during La Niña. This signal decreases towards the West and the South of the basin and an inverse and weak signal can be observed in the Amazon plain of Bolivia (Ronchail, 1998; Ronchail et al., 2002, 2005b; Ronchail and Gallaire, 2006), which may be related to the ENSO signal observed in the Southeast of South America (the South of Brazil, Uruguay, and the Northeast of Argentina). In the tropical Andes of Bolivia and the Southern Andes of Peru, rainfall is below normal during El Niño event (Francou and Pizarro, 1985; Aceituno, 1988; Tapley and Waylen, 1990; Ronchail, 1998; Rome and Ronchail, 1998; Vuille et al., 2000; Garreaud and Aceituno, 2001; Ronchail and Gallaire, 2006) and the glacier meltdown accelerates during these years (Francou and Pizarro, 1985), while no clear signal can be found during La Niña events. In the North of the Peruvian Andes, no clear signal is found (Tapley and Waylen, 1990; Rome and Ronchail, 1998). The rainfall anomaly is not so pronounced in Ecuador (Rossel et al., 1999) with a slight rainfall increase during El Niño event for Ronchail et al. (2002) and Bendix et al. (2003) and a deficit for Vuille et al. (2000). The signal is also weak in the Colombian Amazon, where rainfall is abnormally abundant during placeLa Niña events (Poveda and Mesa, 1993).

Long-term variability in the AB has been extensively reported in the literature. Chen et al. (2001) find a rainfall increase in the AB countries since the sixties using data from GHCN (Global Historical Climatology Network). This is in line with the increase in humidity convergence, described by Chu et al. (1994) and Curtis and Hastenrath (1999). Nevertheless, this trend is not valid for Callède et al. (2004), who rebuilt a pluviometric series for the period 1945–1998 based on 43 pluviometric posts, and observe an slightly decreasing trend for the period, with the exception of high values recorded from 1965 to 1975. Marengo (2004) also finds this slight rainfall decrease in Brazil for the same period using data from CRU (Climate Research Unit), CMAP (Climate Prediction Center Merged Analysis of Precipitation), and 300 pluviometric stations from different local institutions. Also, Marengo and Nobre (2001) and Marengo (2004) show an opposition between the

long-term rainfall evolution in northern and southern Amazon. In general, less rainfall has been recorded in the North since the late 70s while the opposite occurs in the South. These results are consistent with Ronchail (1996), with respect to rainfall in Bolivia and with Ronchail et al. (2005b), who show an increase in the water level of the Madeira River during the seventies. These findings may also be observed in the center of Argentina (Agosta et al., 1999), and in the discharge of the Paraná River in Paraguay (Genta et al., 1998; Robertson and Mechoso, 1998, etc). Marengo (2004) attributes the rainfall increase in the southern Amazon to an intensification of the Northeast trade winds and to the increase in water vapor transport from the tropical North Atlantic to the center of the Amazon. For a shorter period (1978–1998) and using CMAP data, Matsuyama et al. (2002) also present a decreasing rainfall trend in the North and an increasing trend in the South. Conversely, Zhou and Lau (2001) report a rainfall decrease as from 1986–1987 in the Southwest of the basin, and an increase in the North. To account for this, the authors put forward the warming of the tropical South Atlantic and the shift of the Intertropical Convergence Zone (ITCZ) to the South.

Rainfall variability is related to changes in the ocean and the atmosphere as mentioned before. However, it has also been linked to deforestation. In the AB, deforestation has been considered as virtually non-existent till 1960 (Houghton et al., 2000), and the beginning of the seventies (0.34% of total land area being deforested in 1976, Callède et al. (2008)). A compilation of the major works on the impact of deforestation on the AB rainfall has been presented by D'Almeida et al. (2007). It shows that the models developed at a macro scale (> 105 km^2) and simulating a general deforestation, evaluate a 0.40 to 1.70 mm/day rainfall decrease (Nobre et al., 1991; Henderson-Sellers et al., 1993; Dirmeyer and Shukla, 1994; Polcher and Laval, 1994, etc). Deforestation also causes the dry season to extend (Shukla et al., 1990; Nobre et al., 1991) and a strong rainfall decrease during the dry season (Silva Dias et al., 2002). Nevertheless, the present human activity in the AB generates an intense deforestation in the southern and eastern basin principally and little deforestation in other regions, in particular in the NW (Le Tourneau, 2004). That is why meso scale deforestation models (102 – 105 km^2) are relevant. On the one hand, they point out a rainfall decrease (Eltahir and Bras, 1994, etc), as well as a rainfall increase, as a result of increased albedo and causing convergence and convection in deforested zones (Chen and Avissar, 1994; Avissar and Liu, 1996, etc), particularly during the dry season (Wang et al., 2000; Durieux et al., 2003).

The aim of this paper is to provide a comprehensive study of spatio-temporal rainfall variability, using a new set of enriched data mainly originating from Peru, Bolivia, Ecuador, and Colombia. Likewise, it aims to identify the trend and evolution with time of the average annual rainfall in the basin countries. Within the framework of the Hydrology and Geodynamics of the Amazon Basin (HYBAM) program, a rainfall variability analysis has been developed to assess the impact on discharge and sediment transport in the AB (Guyot, 1993; Gautier et al., 2006). This article first presents the data and the related spatial distribution, as well as an explanation of the different methods applied. The first part of the results focuses on spatial rainfall variability, then on regimes. In both cases analysis is more detailed for Andean

regions. Then, the space time interannual and pluriannual variability is analyzed in relation to atmospheric circulation and to regional modes of ocean and atmosphere variability. Finally, the mean rainfall variability and trends are described for the whole AB during the 1975 – 2003 period. Discussions and conclusions are provided in the last section.

2. DATA AND METHODS

The HYBAM program (http ://www.mpl.ird.fr/hybam) has elaborated a monthly rainfall database, from in situ stations belonging to different institutions in charge of the meteorological and hydrological monitoring : Agência Nacional de Águas (Water National Office – ANA, Brazil), Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología (National Meteorology and Hydrology Service – SENAMHI, Peru and Bolivia), Instituto Nacional de Meteorología e Hidrología (National Meteorology and Hydrology Institute – INAMHI, Ecuador) and Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales (Hydrology, Meteorology, and Environmental Studies Institute – IDEAM, Colombia). Brazilian data is freely available at http ://www.ana.gov.br . Data from SENAMHI, IDEAM and INAMHI is available on request. The database made up of a total of 1446 pluviometrical stations on a monthly basis, has been submitted to the Regional Vector Method - RVM (Hiez, 1977; Brunet-Moret, 1979) to assess its quality. Thus, for the same climatic zone experiencing the same rainfall regime, it is assumed that annual rainfall in the stations of the zone is proportional in–between stations, with little random annual variation due to rainfall distribution in the zone. The basic idea of the RVM is as follows : instead of comparing pairs of stations by correlation or double mass, a fictitious station is created as some sort of average or vector of all stations in the zone, to be compared to every station (Hiez, 1977; Vauchel, 2005). To calculate this "Vector" station, the RVM applies the concept of extended average rainfall to the work period, which is an estimation of the average possible value that would have been obtained through continuous observations during the study period. Based on the above, the Least Squares Method is applied to find the Regional Annual Pluviometric Indexes Zi and the extended average rainfall Pj. This may be calculated by minimizing the sum of formula 3.1, where i is the year index, j the station index, N the number of years, and M the number of stations. Pij stands for the annual rainfall in the station j, year i ; Pj is the extended average rainfall period of N years ; and finally, Zi is the regional pluviometric index of year i. The series of chronological indexes Zi is called "Regional Annual Pluviometric Indexes Vector".

$$\sum_{i=1}^{N}\sum_{j=1}^{M}\left(\frac{P_{ij}}{P_j} - Z_i\right) \tag{3.1}$$

Two methods have been developed in parallel by Brunet-Moret (1979) and Hiez (1977), the main difference being the way in which the calculation of the extended average rainfall Pj is carried out. The first one considers that the extended average of a station is calculated using the mean observed values, after deleting outliers,

i.e., data differing most from those of nearby stations for a particular year. The second one considers that the extended average of a station is calculated based on the most frequent values (the mode) in accordance with the neighboring stations. Therefore, there is no need to eliminate the data that differs considerably from the average, as it is carried out in the first method. In this study, Brunet Moret's method has been applied, and the comparison with the other method has not yielded noticeable differences. Based on these concepts, it is possible to analyze the data following an iterative process of station selection within a specific climatic region. The selection is supported by climatological maps and the description of rainfall regimes, as reported in previous studies. The iterative process calculates the vector, revises the results, separates inconsistent stations, calculates the vector once more, etc. Rejected stations close to the border of a region may present the behavior of a neighboring region. As a result, they are taken into account to calculate the vector of a new climatic region. Each resulting region is associated with a "Regional Vector" that represents the interannual pluviometric variability in the region and it is also similar to the behavior of all the stations which are part of this region. Consequently, this vector is a good indicator of the climatic variability in the region. Thus for each year, this index requires data in at least five stations, so as to find the longest analysis periods per region. The application of the RVM in the AB led to 756 stations (52% of the total) with data lasting more then five–year continuous periods, and less probabilities of errors in their series (Figure 3.12). On average, the data availability period is from 1975 to 2003 but, in the Andean countries, the series are generally longer and started in 1960 in Peru and in 1950 in Bolivia. In Colombia and Brazil, most records started between 1975 and 1980, with very few stations with data prior to 1965.

The seasonal variability is analyzed by means of percentage of rainfall on a quarterly basis from December, January, and February (DJF) to September, October, and November (SON). The Seasonal Variation Coefficient (sVC) is calculated using the mean monthly rainfall. Likewise, the Interannual Variation Coefficient (iVC) is computed using annual rainfall values.

The different seasonal regimes are analyzed based on rainfall indexes that relate monthly rainfall to annual rainfall. Thus, stations can be classified according to their annual cycle and not on an amount of water. Formula 3.2 is used to calculate this index, where Ii is the monthly index for the month i, PPi the monthly rainfall for month i, and PP_A the total annual rainfall.

$$I_i = \frac{PP_i}{\left(\frac{PP_A}{12}\right)} \tag{3.2}$$

An Ascendant Hierarchical Classification (AHC) is applied to the monthly rainfall indexes to define the optimum number of clusters. The Ward method is applied to maximize inter-class variance. The K–Means method is then applied based on the number of groups found through AHC. This method relies on consecutive iterations permitting to decrease intra–group inertia and increase inter–group inertia. The number of iterations was 10, 15, and 25. Although groups can be created based on AHC, K–Means permits to obtain several classifications and to identify stable

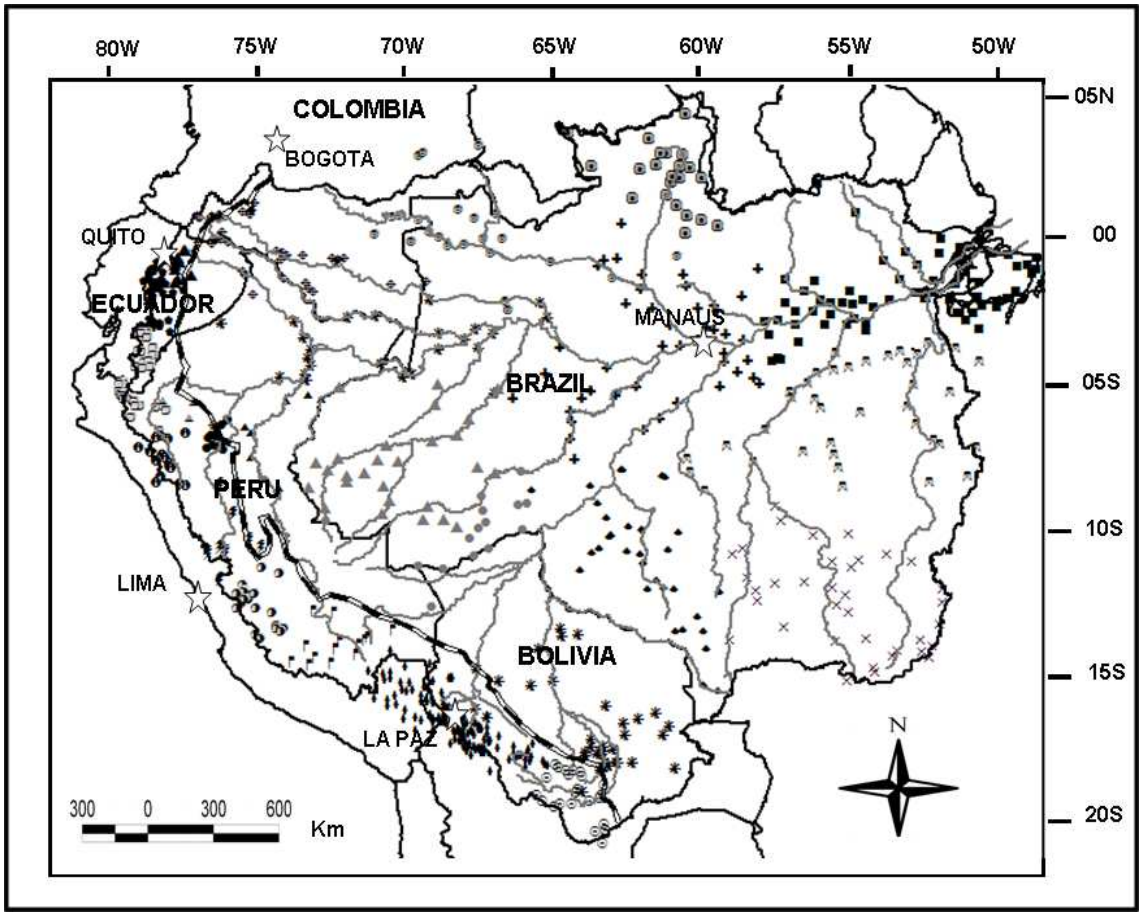


FIGURE 3.12 – Limit of the Amazon basin (solid line) and of the Andean regions above 500 meters (black and white line) and location of the rainfall gauges approved by the Regional Vector Method (756 stations with more than five-year records). The 25 symbols represent the groups of stations from which the 25 vectors were created.

and unstable stations (belonging to different clusters in different iterations). Only those stations belonging to the same cluster in every iteration were used to define the regimes.

To measure the average rainfall in the basin and its interannual evolution, the Kriging interpolation method is applied. This method consists in establishing a variogram for each spatial point. This variogram evaluates the influence of the 16 closest stations according to distance. The Kriging method is the only one to take into consideration a possible spatial data gradient.

Spatial and temporal structures of interannual rainfall variability are studied based on a varimax–rotated Principal Components Analysis (PCA) (Dillon and Goldstein, 1984) on the RVM pluviometric indexes. The use of the RVM indexes rather than initial data allows long time series (1964–2003) to be considered. The applied PCA is of the Varimax–type. It circumvents the exaggerated influence of variables (vectors) with a high contribution to the factors.

The analysis of rainfall trend relies on correlation coefficients : the Pearson coefficient which is parametric measures the lineal correlation among variables while Spearman and Kendal coefficients are non–parametric and based on range and range probability of the data occurrence order, respectively (Siegel and Castellan, 1988; Kendall, 1975).

Breaks and changes in the series are evaluated through different methods. The Bayesian Buishand method is based on changes of the series average ; the critical values for the identification of breaks are based on Monte Carlo method which remains valid even for variables with a distribution different from normal (Buishand, 1982). The Pettitt method is a non–parametric test based on changes in the average and the range of the series subdivided into sub–series (Pettitt, 1979). It is considered one of the most complete tests for the identification of changes in time series (Zbigniew, 2004). Lee and Heghinian Bayesian test uses the average as an indicator of change thanks to an a posteriori Student's distribution (Lee and Heghinian, 1977). Finally, Hubert segmentation is based on the significant difference of average and standard deviation among periods ; it is particularly well–suited to the search for multiple changes in series (Hubert et al., 1989).

Geopotential, wind and humidity data originates from the European Center for Medium Range Weather Forecast (ECMWF) (Uppala et al., 2005) reanalysis project. The ECMWF ERA–40 reanalysis data used in this study has been obtained from the ECMWF data server. Reanalysis data results from a short-term operational forecast model and from the observation of various sources (land, ship, aircraft, satellite...). Data is provided four times a day, on a 2.5° latitude x 2.5° longitude global grid, at 23 pressure levels. The vertically-integrated water vapor flux is derived from the specific humidity and the horizontal wind between the ground and 500 hPa (Rao et al., 1996).

Several regional climatic indexes are used to characterize the temporal patterns resulting from the analysis of annual rainfall. The Southern Oscillation Index (SOI) is the standardized pressure difference between Tahiti and Darwin. The Multivariate ENSO index (MEI) monitors ENSO in the Pacific using sea-level pressure, zonal and meridional components of the surface wind, sea surface temperature, surface air temperature and total cloudiness fraction of the sky (Wolter and Timlin, 1993). Both indexes are from the Climatic Prediction Centre of the National Oceanic and Atmospheric Administration (CPC-NOAA : http ://www.cdc.noaa.gov/). SST data is also from the CPC-NOAA. Monthly SSTs (1950–2000) are provided for the northern tropical Atlantic (NATL, 5-20°N, 60-30°W) and the southern tropical placeAtlantic (SATL, 0-20°S, 30°W-10°E). The standardized SST difference between the northern and southern tropical Atlantic (NATL-SATL) is computed to feature the SST gradient in this oceanic basin. The Pacific Decadal Oscillation (PDO) Index is defined as the leading component of North Pacific monthly sea surface temperature (SST) variability, poleward of 20°N for the 1900-93 period (Mantua et al., 1997, http://jisao.washington.edu/pdo/). When PDO is positive, water is colder in the central and western Pacific and warmer in the eastern Pacific ; with a negative

PDO, the reverse is observed. This negative and positive PDO events tend to last from 20 to 30 years. The PDO index has been mainly positive since 1976.

The management of the pluviometric database, as well as the application of the RVM and the calculation of the average rainfall in the basin, have been carried out using the HYDRACCESS software, developed within the framework of the HYBAM program (Vauchel, 2005, free download at www.mpl.ird.fr /hybam/outils/ hydraccess_en.htm). The calculation of changes in the series is made using the KHRONOSTAT software (IRD, 2002, free download at www.mpl.ird.fr/ hydrologie/gbt/ projets/iccare/khronost.htm).

3. SPATIO–TEMPORAL RAINFALL VARIABILITY IN THE AMAZON BASIN

Rainfall gauges approved by RVM display a heterogeneous spatial distribution in the AB countries (Figure 3.12). In Brazil, stations are evenly distributed. However, as the dense forest leads to poor access, the pluviometric stations have been mainly located along the rivers and highways. In the Andean countries there exists a great number of stations, often featuring long series, especially in mountainous regions, where access is easier than in the lowlands. On the contrary, stations are few and far between in the lowland regions of Peru, Ecuador, and Bolivia, on the border of Peru and Brazil, and in the Northeast region of the basin, on the Brazilian border with Guyana and Surinam (Figure 3.12).

3.1 Spatial variability of annual rainfall

Particularly rainy regions (3000 mm/year and more) are located in the Northeast, in the Amazon delta, close to the Atlantic Ocean (Figure 3.13), exposed to the Inter–Tropical Convergence Zone (ITCZ) and in the northwest of the basin (Colombia, North of the Ecuadorian Amazon, Northeast of Peru and Northwest of Brazil). Rainfall is also abundant towards the Southeast, close to the average position of the South Atlantic Convergence Zone (SACZ), established during austral summer from the Northwest of the Amazon to the Subtropical South Atlantic. Rainfall decreases towards the tropics reaching more than 2000 mm/year in the Southeast of Brazil and less than 1500 mm/year in the Peruvian–Bolivian plain and in the Roraima Brazilian state which is protected from the Atlantic humid flows by the Guyanese shield. This distribution is consistent with the results of Ratisbona (1976); Salati et al. (1978); Marquez et al. (1980); Figueroa and Nobre (1990); Fisch et al. (1998); Marengo (2004), among others. However, our rainfall map yields more information about the Andean countries. Figure 3.13 clearly shows lower rainfall in the high Andes regions, mainly in the center and South. Figure 3.14 displays the relationship between annual rainfall and altitude for 391 stations located in the Andes. Only a limited number of stations are located over 2000 masl with an excess of 1500 mm/year and, in general less than 1000 mm/year is measured over 3000 masl. The

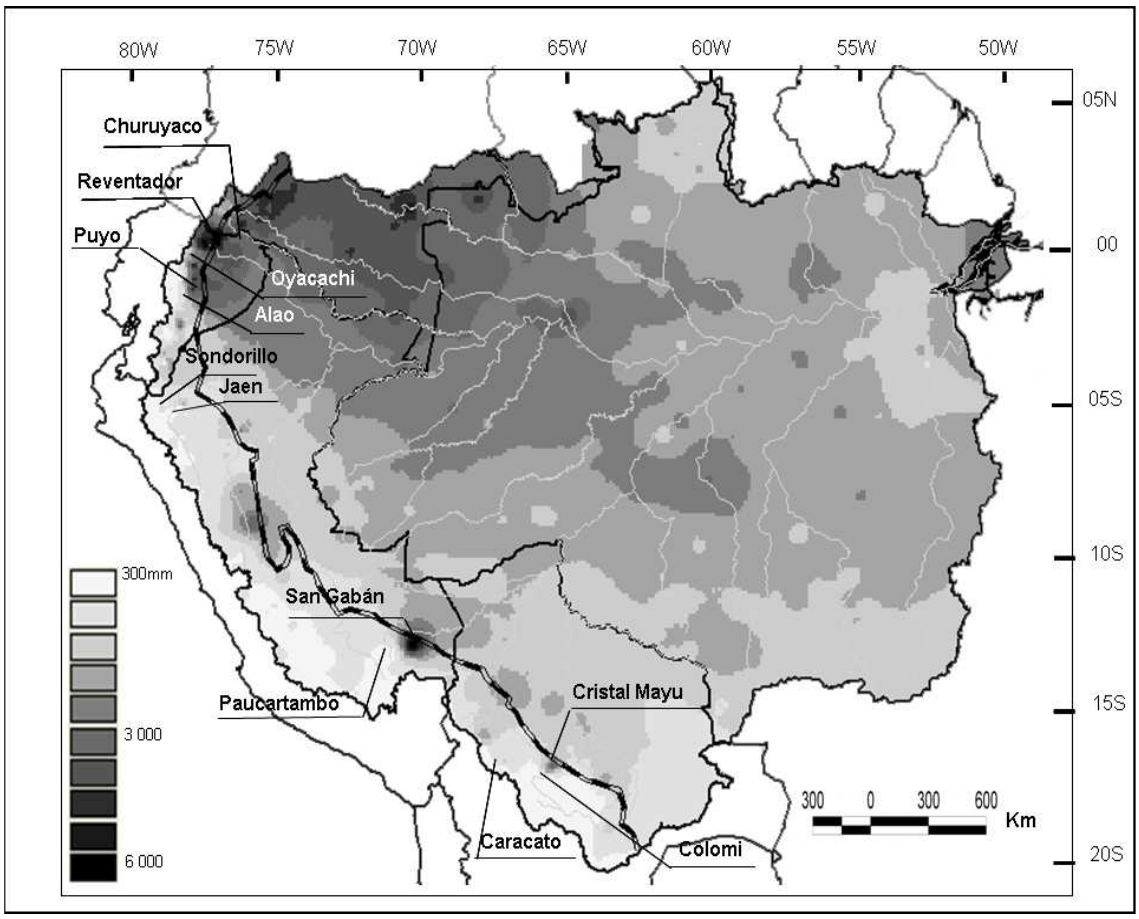


FIGURE 3.13 – Mean 1975-2003 annual rain (mm/year). The pluviometric stations mentioned in the text are indicated. Andean regions above 500 meters are limited by a black and white line

same situation is found by Guyot (1993) and Ronchail and Gallaire (2006) in Bolivia and by Laraque et al. (2007) in Ecuador. At low elevation, abundant rainfall is related to the moist warm air and to the release of high quantity of water vapor over the first eastern slope of the Andes. The stations registering more than 3000 mm/year are located at less than 1500 masl (Figure 3.14). As a result, rainfall diminishes with altitude. Nonetheless, the least rainy stations like Caracato (2650 masl) in the Bolivian Andes with 255 mm/year, and Sondorillo in the Andes of northern Peru, (1850 masl) with 345 mm/year, are not the highest (Figure 3.14). Indeed, the prevailing eastern direction of the moist trade winds and the exposure of the stations on the leeward side of the mountains account for low precipitation levels measured at low altitudes. For example, little rain is registered in Jaén (620 masl, 700 mm/year) which is surrounded by high mountains mainly towards the East (Figure 3.14). This is why a strong spatial variability is observed under 2000 masl where rainfall varies from 500 to 3000 mm/year (Figure 3.14). Extreme values approved by the RVM analysis are in positions that favor strong air uplift, as Churuyacu (500 masl) in Colombia with 5500 mm, close to a steep slope and Reventador (1470 masl) in Ecuador with 6200 mm, located on a remote volcano. Also there exists a very

rainy zone in the Southeast of the Peruvian Amazon. For example San Gabán station (820 masl) gets an average of 6000 mm (Figure 3.14), and maximum values may be as high as 9000 mm/year (in 1967). It is located in a concavity in the Carabaya Mountain Range (South of Peru), close to steep slopes. It should also be mentioned that the RVM analysis has resulted in the rejection of several stations, particularly in very humid regions of the Andean countries. These stations located in remote areas feature scree and mudslide. As a result very scarce records have been kept. Thus, values in excess of 5000 mm in Chaparé, East of Cochabamba, as mentioned by Roche et al. (1990) in Bolivia, have not been included on the map (Figure 3.13).

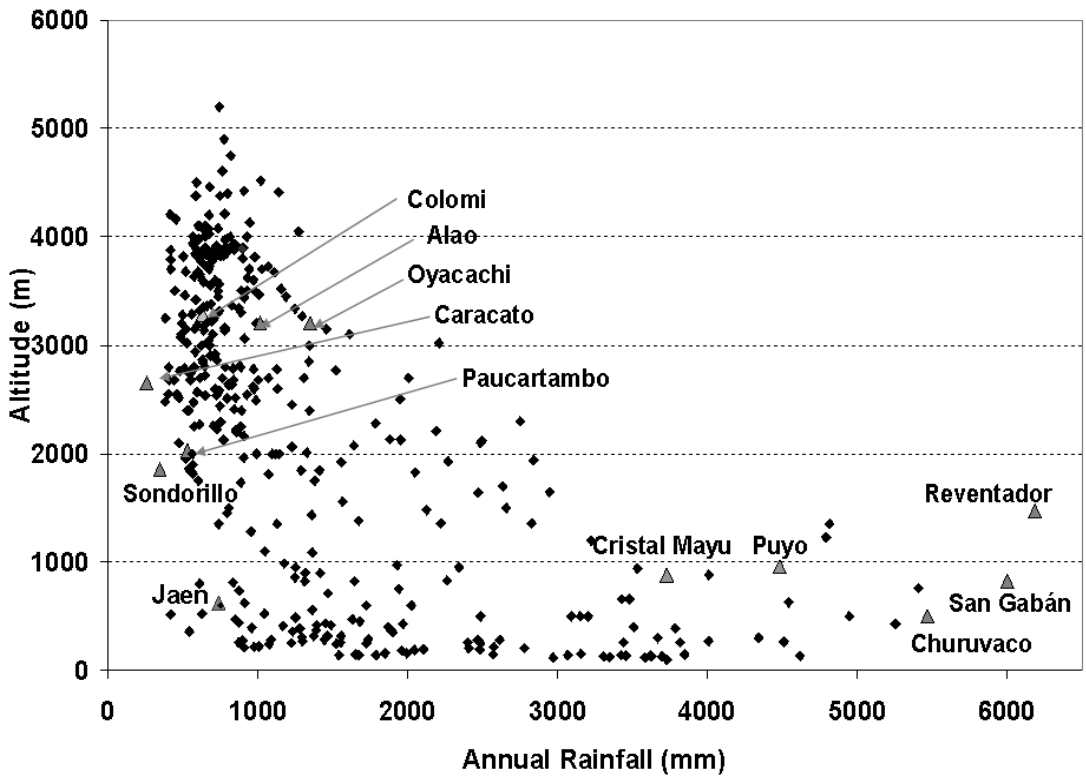


FIGURE 3.14 – Relationship between altitude (masl) and annual rainfall (mm) for the 391 stations of the Andean countries (Bolivia, Peru, Ecuador, and Colombia). The stations mentioned in the text are indicated.

Then, it is clear that the highest and lowest annual rainfall values in the AB are registered in the Andean Region (Figures 3.13 and 3.14). Some cases illustrate the high spatial rainfall variability. In Ecuador, the Reventador station (1470 masl ; 6200 mm) is 80 km from Oyacachi (3200 masl) whose annual rainfall is 1400 mm ; the spatial variation between both stations is thus 58 mm/km. Also, between Puyo (960 masl, with 4500 mm) on the border of the Andes, and Alao (3200 masl, with 1000 mm) situated in an embanked valley, at a distance of 55 km, there is a 63 mm/km difference. In Peru, San Gabán (820 masl ; 6000 mm) is 110 km from Paucartambo (2030 masl, with 530 mm). It is situated in a valley behind the Carabaya Mountain

Range. In this case there is a 50 mm/km difference between both stations. In Bolivia, Cristal Mayu (880 masl, with 4000 mm) is located 46 km away from Colomi (3280 masl and 630 mm) ; the difference is still higher, 73 mm/km. The preceding examples show the important role of relief in determining annual rainfall (Figure 3.14).

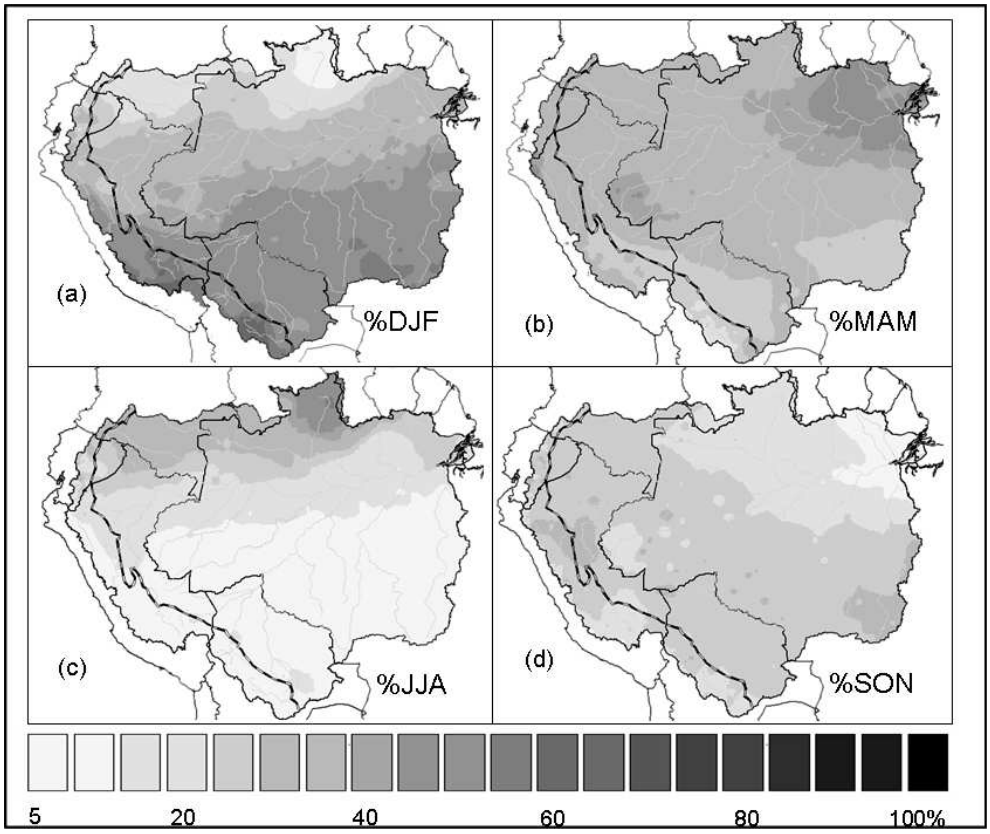


FIGURE 3.15 – Quarterly percentages of rainfall (%) in (a) December, January, and February (DJF), (b) March, April, and May (MAM), (c) June, July, and August (JJA) and (d) September, October, and November (SON). The Andean regions above 500 meters are limited by a black and white line.

3.2. Seasonal cycle

The seasonal cycle is assessed with maps showing the quarterly percentage of rainfall (Figure 3.15) and using the AHC and K–Means cluster analysis based on monthly rainfall indexes (Figure 3.16). AHC analysis enables the definition of an optimum number of 9 clusters corresponding to 9 regimes and the K–Means technique gathers together stations experiencing the same regime. The seasonal cycle is also described using quarterly maps showing the mean 1979–98 geopotential height at 850hPa and the vertically-integrated water vapor transport (Figure 3.17).

Figures 3.15 a and 3.15 c evidence a clear opposition between the tropical northern and southern regions of the Amazon in austral summer (DJF) and austral

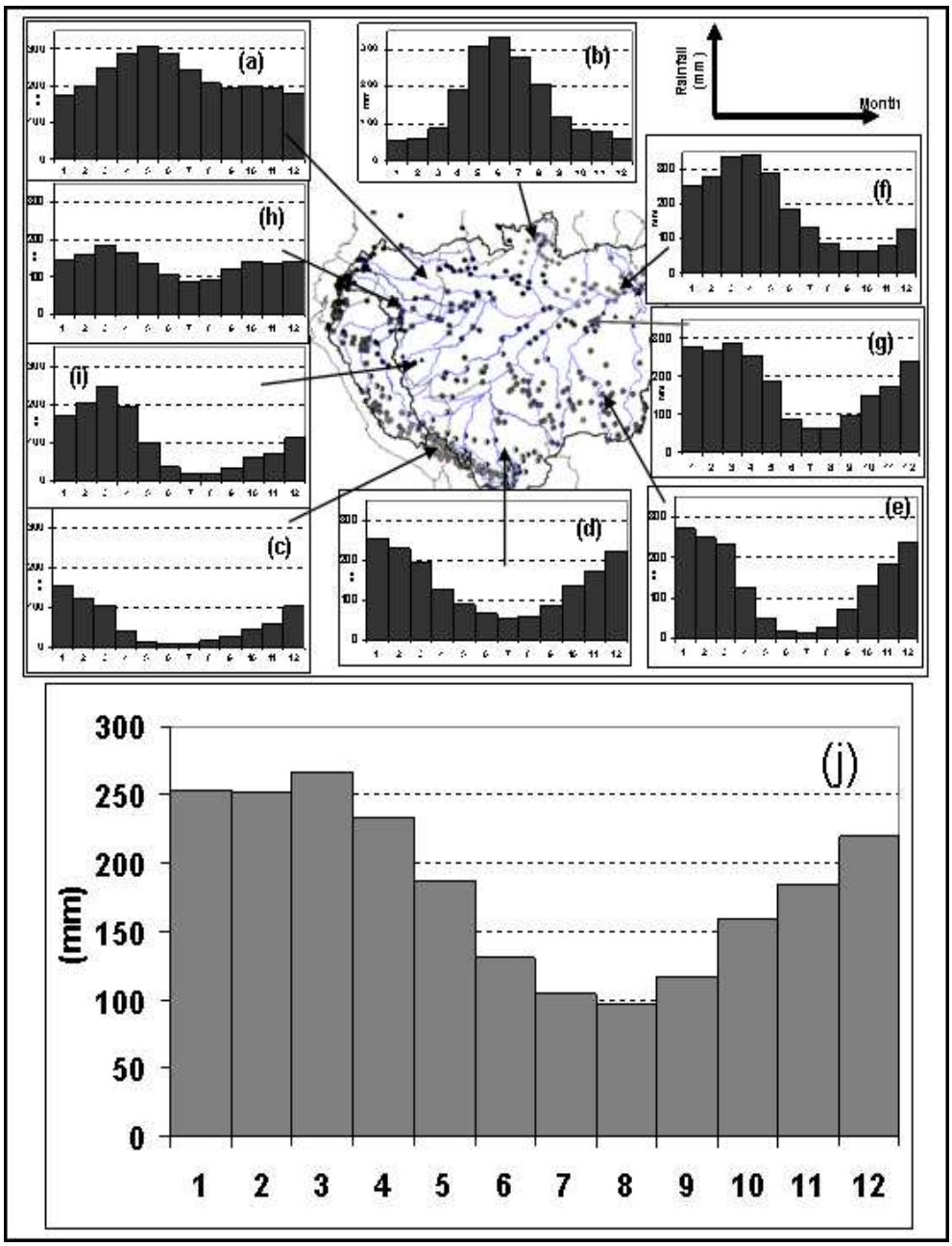


FIGURE 3.16 – a to i) annual regimes, resulting from AHC and K–Means classifications on a monthly rainfall index in 756 stations. Each symbol on the map corresponds to a regime. Each graph represents the average monthly rainfall of all the stations belonging to a class. j) Annual regime of the average 1975-2003 rainfall in the Amazon basin at the delta.

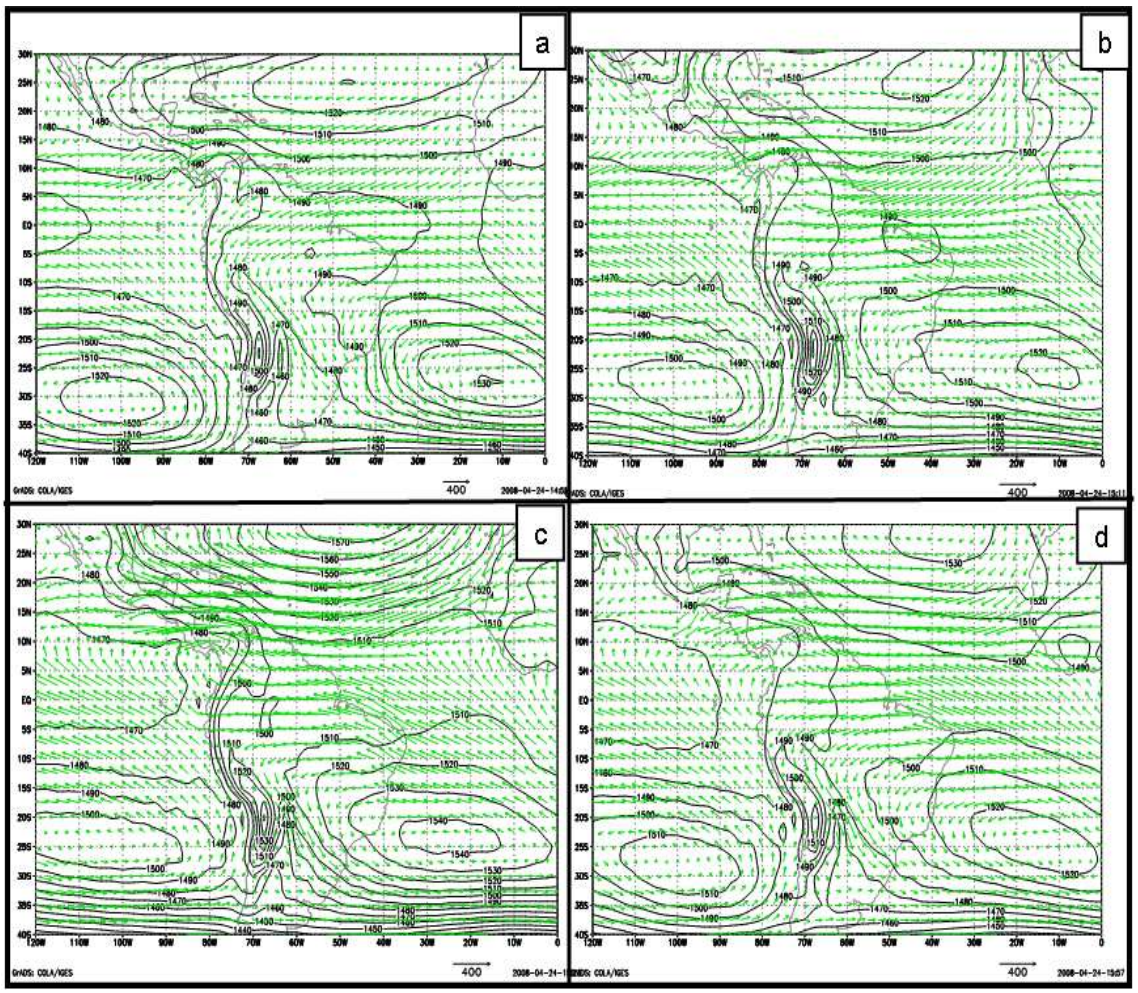


FIGURE 3.17 – Mean 1964-2002 850 hPa geopotential height (meters) and vertically integrated water vapor flux (kg/m/s) between the ground and 500 hPa wind in a) January, b) April, c) July and d) October. The figures use ECMWF data.

winter (JJA). In JJA the percentage of annual rainfall is over 50% in the northern region (North of Brazil and Colombia), and below 20% in the South (South of Brazil, Peru, and Bolivia). The opposite is true in summer (DJF). Tropical regimes are also depicted in Figure 3.16 b (northern hemisphere tropical regime) and in Figures 3.16 c, d, e (southern hemisphere tropical regimes). In the northern hemisphere, particularly in the State of Roraima (Brasil), the rainfall peak in JJA is related to the warming of the continent and of the tropical Atlantic and eastern Pacific Ocean surface temperature (Pulwarty et al., 1998). To the South, the rainy season in austral summer is related to continent warming (Fu et al., 1999), to a low geopotential height in the Chaco region and to the onset of the South American monsoon–SAMS and the related Low Level Jet–LLJ along the Andes (Figure 3.17 a) (Zhou and Lau, 1998; Saulo et al., 2000; Marengo et al., 2004). On the contrary, the dry season in JJA is related to high geopotential height values and to the retreat of the SAMS (Figure 3.17 c). In the South, tropical regimes differ according to the length of the dry season. In the tropical Andes, it lasts from May to September (Figure 3.15 c) ;

only 5% of the annual rainfall can be registered during this period. In the lowlands the dry season is shorter, lasting from June to August. In the Bolivian plain the dry season is rainier (Figure 3.16 d) than in the Mato Grosso (Figure 3.16 e). This is because extra tropical perturbations skim through the Bolivian lowlands during winter (Figure 3.17 c) (Oliveira and Nobre, 1986; Ronchail, 1989; Seluchi and Marengo, 2000; Garreaud, 2000).

In the Northeastern AB, autumn (MAM) and spring (SON) are the most different seasons (Figures 3.15 b and 3.15 d, respectively) : more than 50% of annual rainfall can be measured in MAM while less than 10% occurs in SON. This "tropical maritime" regime involves a region from the Amazon delta to approximately 1000 km in the center of the basin, at the confluence of the Amazon and Madeira River (Figure 3.16 f). In this region, seasonality is mainly controlled by the Atlantic Ocean. In particular, the precipitations peak in austral autumn is related to the heating of the equatorial Atlantic and to the southernmost position of the ITCZ (Fu et al., 1999, 2001). On the contrary, in austral spring, the dry season is associated with the northward shift of warm waters and of the ITCZ.

In the Northwest of the basin, in regions close to the equatorial line, rainfall distribution over the year is more uniform, with percentages close to 25% during each quarter (Figure 3.15). In Ecuador, the very low rainfall seasonality is related to deep convection on the always warm surface (Fu et al., 1999) and to the geopotential height that is very low from austral spring to austral autumn (Figure 3.17 b). However, two different regimes can be highlighted from the upper Negro basin to the lowlands of Ecuador : on the windward slopes of the Andes, a unimodal regime with a slight peak at the end of the austral autumn (Figure 3.16 a) is due to enhanced convection after the equinox and to a strong zonal water vapor transport (Figure 3.17 b) (Laraque et al., 2007). A bimodal regime, with peaks near the equinoxes (April and October) and a slight decrease in austral winter is depicted in the intra–Andean basins in Peru and Ecuador, and in the Amazon plain, on the border of Peru, Brazil and Colombia (Figure 3.16 h). The semi–annual rainfall cycle results from the zonal oscillation of the continental ITCZ, associated with the semi annual cycle of radiation and temperature (Horel et al., 1989; Figueroa and Nobre, 1990; Poveda, 2004).

Finally, transition regimes prevail between 5 and 10°S. In the central and eastern regions of the basin, an intermediate regime, between Southeast (Figure 3.16 e) and Northeast (Figure 3.16 f), is characterized by a rainy period from December to April (Figure 3.16 g). In Peru, in the plain and the Andes, an intermediate regime between the southern tropical regime (Figures 3.16 c and d) and the northern bimodal regime in the North (Figure 3.16 h), features a rainier season in March and a dry season from June to September (Figure 3.16 i).

These results are similar to those described in previous studies for Brazil (Ratisbona, 1976; Salati et al., 1978; Kousky et al., 1984; Horel et al., 1989; Nobre et al., 1991; Marengo, 1992; Zhou and Lau, 2001; Ronchail et al., 2002). However new pieces of information are provided for the Andean regions which had remained poorly docu-

mented.

The seasonal Variation Coefficient (sVC) (Figure 3.18) shows the important seasonal variability of rainfall with values over 0.6 in inner and tropical Andean regions, in the southern Andes of Peru (in the region of Apurimac, in the upper Ucayali Basin) and in Southwestern Bolivia (in the region of Sucre, in the upper Mamore Basin). From the South of the Bolivian lowland to southern Peru, in a corridor between the Andes and the Brazilian shield, the relatively low seasonal variability is due to winter rainfall related to extra–tropical perturbations. A strong sVC may be noticed in other tropical regions of the basin, particularly in the Southeast (Mato Grosso) and in the North of Brazil (Roraima). In the Northeast of the basin, close to the Amazon delta, there is also a major seasonal variation with an sVC value in excess of 0.5. Between 5°N and 5°S, a strong decrease in sVC is observed from 60°W towards the West, with values under 0.1, mainly in the lowland forests of Peru and Colombia and in the West of the Brazilian Amazon (Figure 3.18). This evidences the constant presence of rainfall in this region, confirming what is shown in Figures 3.15 and 3.16 a and h. In the northern part of Peru, there is an important East–West increase in sVC between the Amazon plain and the regions close to the Andes, as well as between the North and the South (throughout the Ucayali basin).

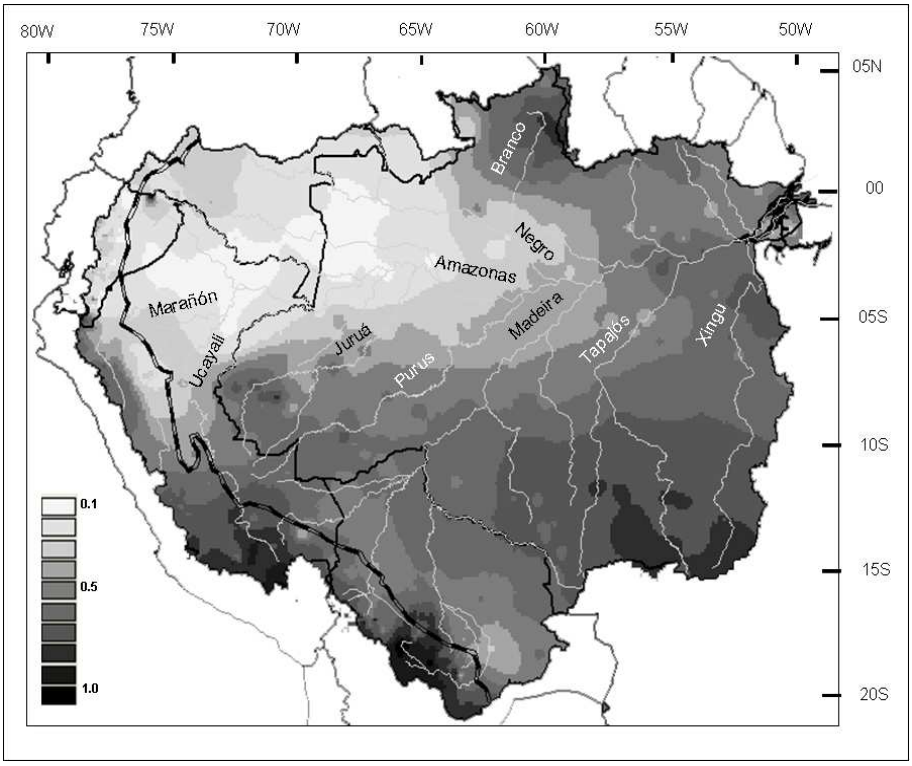


FIGURE 3.18 – Seasonal Variability Coefficient (sVC) : coefficient of variation computed on mean 1975–2003 monthly rainfall values. The Andean regions above 500 meters are limited by a black and white line. The rivers mentioned in the text are named.

The Amazon basin of Peru and Ecuador down to Tamshiyacu (4.00°S and 73.16°W) extends over a surface of 726 400 km^2, with 53% over 500 masl (Mialocq et al., 2005; Espinoza et al., 2006). It experiences a high spatial variability of annual rainfall regimes (Figure 3.19).

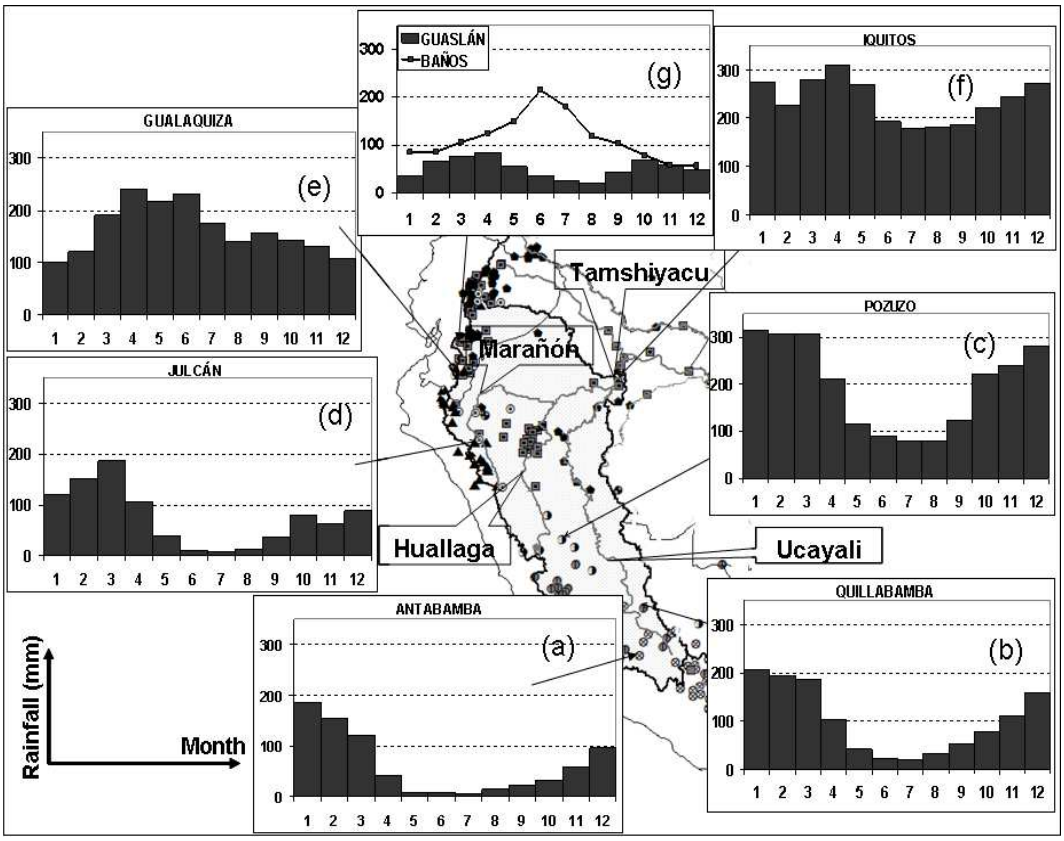


FIGURE 3.19 – Rainfall regimes in eight stations in the Peruvian and Ecuadorian Amazon basin. Each symbol on the map corresponds to a regime as in Figure 3.16. The main rivers are named.

The southern part of the basin displays a clear South tropical regime with a long dry season from May to September, like Antabamba station (14.37°S 72.88°W ; 3900 masl, Figure 3.19 a), with an annual cycle beginning in August and a rainy period from December to March. In the upper basin of the Huallaga and Ucayali Rivers, a tropical humid regime at Quillabamba station (12.86°S 72.69°W ; 1128 masl, Figure 3.19 b) features a much longer and intense rainy period (from December to May). At Pozuzo (10.05°S 75.55°W ; 258 masl) in the North, at a lower altitude, a higher rainfall value and a shorter dry period (JJA) is observed (Figure 3.19 c). In the North, in the upper Marañón River (Figure 3.19 d), an intermediate regime between Southern tropics and the equator features a very rainy period from January to April, as in Julcán station (8.05°S 78.50°W ; 3450 masl). In the regions close to the equatorial line, longer rainy seasons are noticed ; for example, the Gualaquiza station (3.40°S 78.57°W ; 750 masl, Figure 3.19 e) close to the Andes presents a rainy season from February to July and no dry period. Towards the East in Iquitos

(3.75°S 73.25°W ; 125 masl, Figure 3.19 f), a more uniform regime is depicted with a slight rainfall decrease from June to September, and a very weak sVC, as shown in Figure 3.18.

The spatial variability of rainfall regimes may be even greater as shown in studies about Ecuador. Stations with different regimes coexist in the same basin because of their different exposures to the easterlies. For example the minimum rainfall in Guaslan, in an intra–Andean basin, coincides with the rainfall peak in Baños, located on a windward slope (Figure 3.19 g). This is due to an increase in the water vapor transport, in austral winter, which causes rainfall peaks in windward stations (Laraque et al., 2007, Bendix, Personal Communication).

The average monthly rainfall calculated for the whole AB (Figure 3.16 j) presents a rainy period from December to April (between 220 and 270 mm/month) and less rainfall from July (105 mm) to August (95 mm). The sVC (0.34) is low and shows the influence of the Northwest region, which, although not so extended, is very rainy and exhibits a low seasonality (Figures 3.13 and 3.16). Nevertheless, this rainfall cycle, with a drier season in winter, also reflects the influence of the extended southern tropical regions, from 5°S to the South of the basin, characterized by a marked dry season around July and August (Figure 3.16).

3.3. Interannual variability

The interannual rainfall variability resulting from the interannual variation coefficient (iVC) is particularly important in the mountainous regions of the Andean countries (Figure 3.20 a), in the tropics (Chaco and Roraima) and close to the Amazon delta. High values of iVC are also found on the elevated border of Peru and Brazil (Fitzcarrald Arch, 400–500 masl, upper Juruá and Purus Rivers, see Figure 3.20 a). Regions with lower interannual variability are situated along the Northwest-Southeast axis of the AB, where rainfall is abundant. Isolated high values may be related to particular local conditions.

The interannual-seasonal variability ratio (iVC/sVC) highlights a major uniformity of rainfall distribution during the year in the western equatorial regions of the AB (0°-05°S and 65°-77°W) (Figure 3.20 b). In this region, interannual variability is three times higher than seasonal variability (iVC/sVC up to 3.0). On the contrary, in the South and East of the Amazon, seasonal variability exceeds interannual variability.

Interannual variability is also addressed using a varimax rotated PCA on rainfall index vectors resulting from the RVM analysis. On the one hand, the advantage of this procedure lies in the use of data summarizing the interannual variability of homogeneous zones already specified by the RVM. Thus, twenty–five different regions are defined, from which nine belong to the Brazilian Amazon plain and sixteen are located in the Andean countries (Figure 3.12). In Brazil, regionalization is similar to that found by Hiez et al. (1991). On the other hand, the use of annual pluviome-

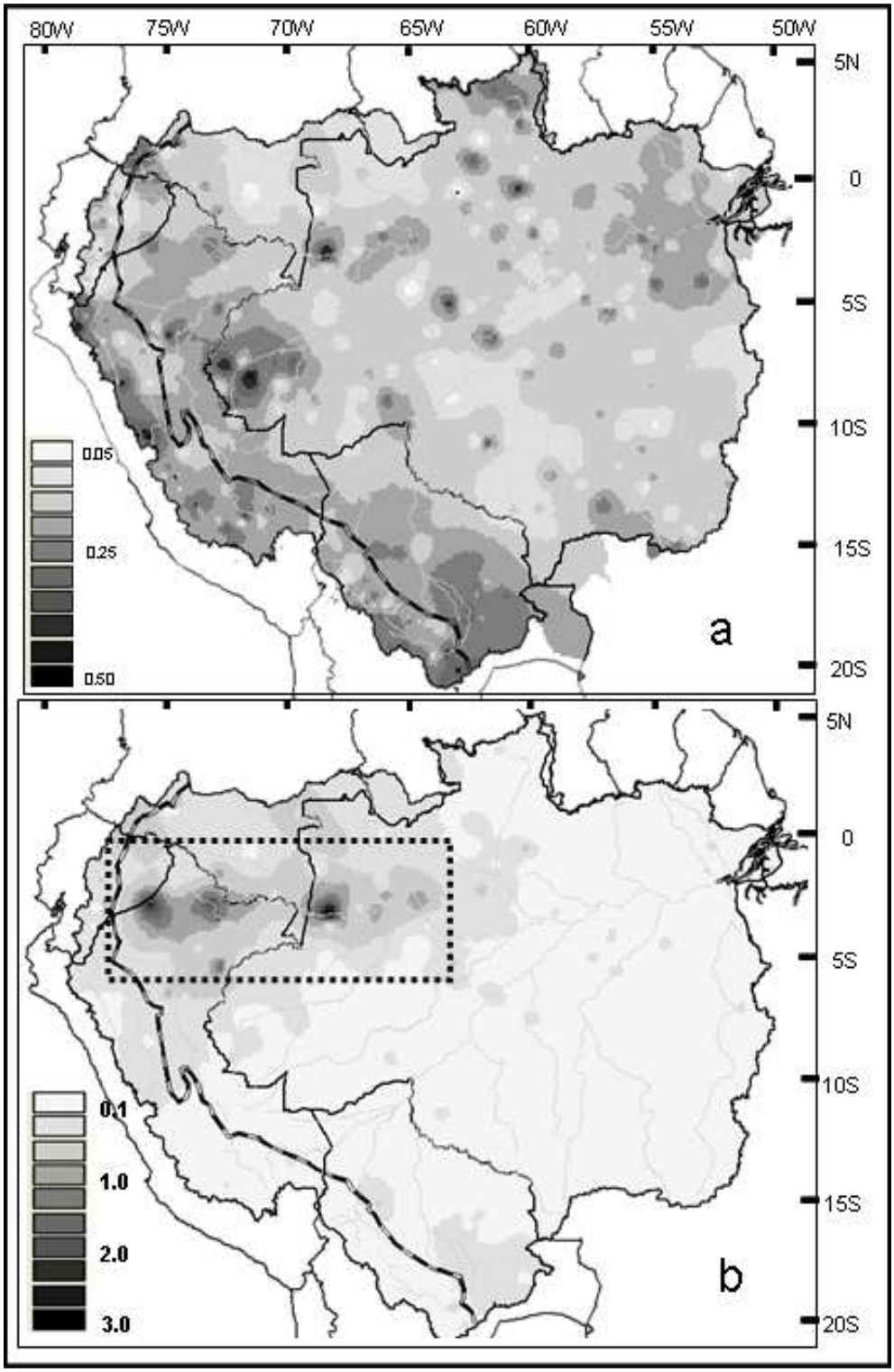


FIGURE 3.20 – a) Interannual Variability Coefficient (iVC) : coefficient of variation of annual 1975-2003 rainfall. b) Ratio between the Interannual Variability Coefficient and the Seasonal Variability Coefficient. In the dotted rectangle is the region where the interannual variability is more important than the seasonal variability. The Andean regions above 500 meters are limited by a black and white line.

tric indexes from RVM allows the analysis period to be extended to 1964–2003 (see Chapter 2).

PCAs are computed on a quarterly rainfall, i.e., December–January–February (DJF), March–April–May (MAM), June–July–August (JJA) and September–October–November (SON). The first three components of the PCAs generally summarize 45% to 50% of total rainfall variability.

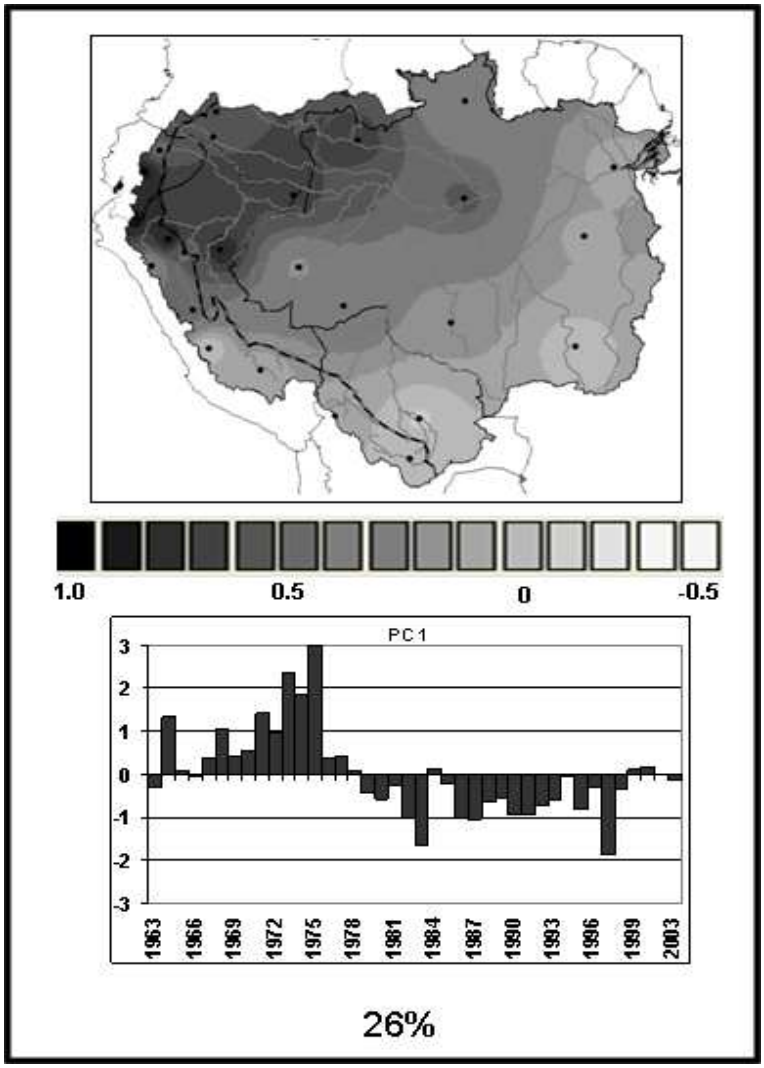


FIGURE 3.21 – Spatial and temporal patterns associated with the first principal component resulting from a PCA analysis on JJA rainfall in 25 vectors (see part 2).

In JJA and SON, experiencing little rainfall except in the Northwest, the main variability is pluridecadal, with a change at the end of the seventies in JJA (Figure 3.21) and beginning of the eighties in SON (not shown). The first principal components (PCs) account for 26 and 18% of the explained variance in JJA and SON, respectively. High rainfall is registered during the first period in the whole AB. The signal is very strong in the North–West, while it is weak in the South. Low

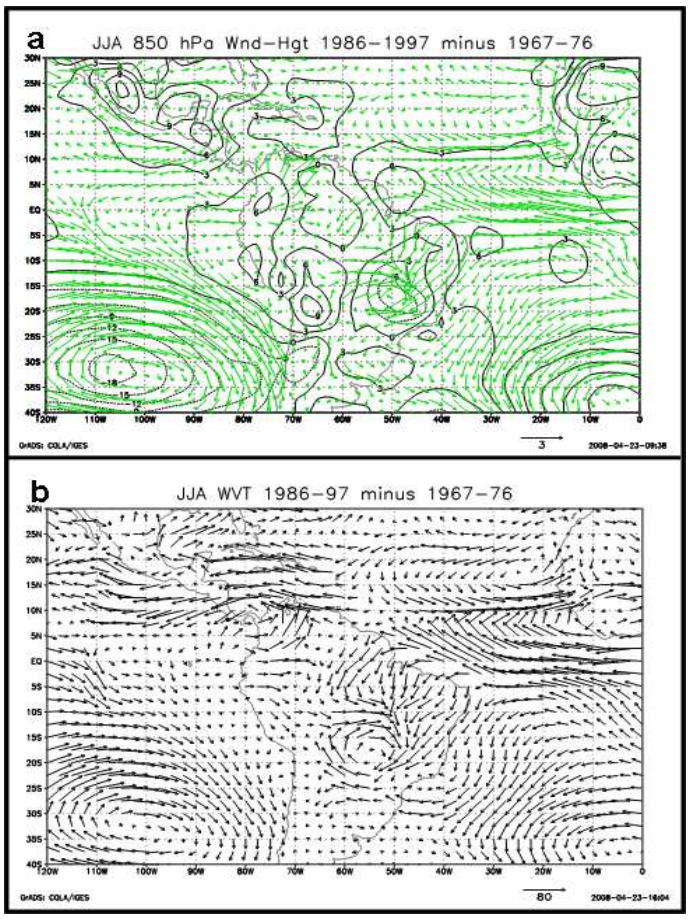


FIGURE 3.22 – JJA differences between 1986-1997 and 1967-1976 in a) 850 hPa geopotential height (in meters) and wind (in m/s), b) vertically integrated water vapor flux (kg/m/s) between the ground and 500 hPa. The figures use ECMWF data.

rainfall characterizes the second period. We use the ERA–40 reanalysis to take into account differences in atmospheric circulation between both periods. Figure 3.22 a displays the differences in the 850 hPa geopotential height and wind between 1986–1997, the driest period, and 1967–1976, the rainiest period. After the seventies, an enhanced geopotential height can be observed over the western Amazon and the tropical Atlantic. Water vapor diverges from these regions leading to the reduced rainfall. Interestingly, as a low geopotential height prevails over eastern Brazil, water vapor converges toward this region (Figure 3.22 b). Given the fact that El Niño events are related to dryness in Northern Amazon and that a strong frequency of El Niño events has been observed since the end of the 1970s (Trenberth and Hurrell, 1994), it is assumed that the rainfall decrease in the North of the basin after that date can be attributed to the warming of the tropical Pacific. The time series of the first PC in JJA is negatively correlated with the JJA Multivariate ENSO Index (MEI) and Pacific Decadal Oscillation (PDO) indexes (r = -0.69 and -0.66 respectively, both correlations being significant at the 99% level, Figure 3.23). Partial correlations show that both indicators combine to account for 65% of the total rainfall variance. At an

interannual time scale, positive MEI values are associated with very low rainfall over the basin (1983, 1997) while negative MEI values are concomitant with high rainfall (1973, 1975). At a pluriannual time scale, low PDO values during the sixties and seventies are associated with high rainfall. The opposite can be observed during the eighties and nineties. Marengo (2004) and Marengo et al. (2008) already mentioned connections between the long–term rainfall variability in the AB and the PDO.

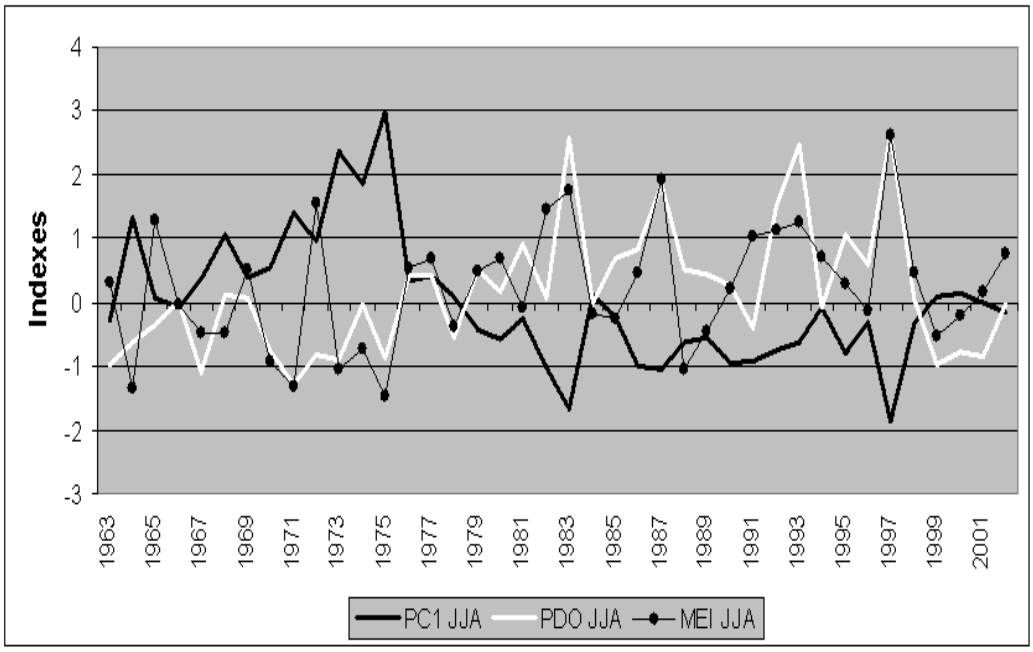


FIGURE 3.23 – 1963-2003 time evolution of the first PC of a PCA analysis on JJA rainfall and JJA PDO and MEI indexes.

The aforementioned long–term variability is also present in MAM and DJF seasons and at an annual time scale but it is not the main mode of variability. Pluriannual variability in DJF and MAM, the rainiest seasons in many regions (Figure 3.16), is observed at a decadal time scale. PC1 in DJF (27% of variance) and PC2 in MAM (16%) show the same time space modes of variability. In MAM, rainfall is important (weak) in the North–West (South–East) of the basin during the seventies and nineties, and the opposite can be noticed from the beginning of the eighties till the beginning of the nineties with a higher than normal rainfall in the South–East (Figure 3.24). The rainfall increase in South–eastern Amazon at the end of the seventies is related to a negative geopotential height (Figure 3.25 a) over Southern Amazon where there is an intensification of the northwest wind along the Andes and of the Low Level Jet (LLJ) and to the convergence of water vapor from the Atlantic and Northwest Amazon (Figure 3.25 b). On the contrary, stronger than normal geopotential height prevails over northwestern Amazon where water vapor diverges. The rainfall increase in North–western Amazon during the last decade is related to a reduced northwest wind and LLJ and to an increased water vapor convergence over the North (Figure 3.25 d), promoted by a positive geopotential anomaly over most

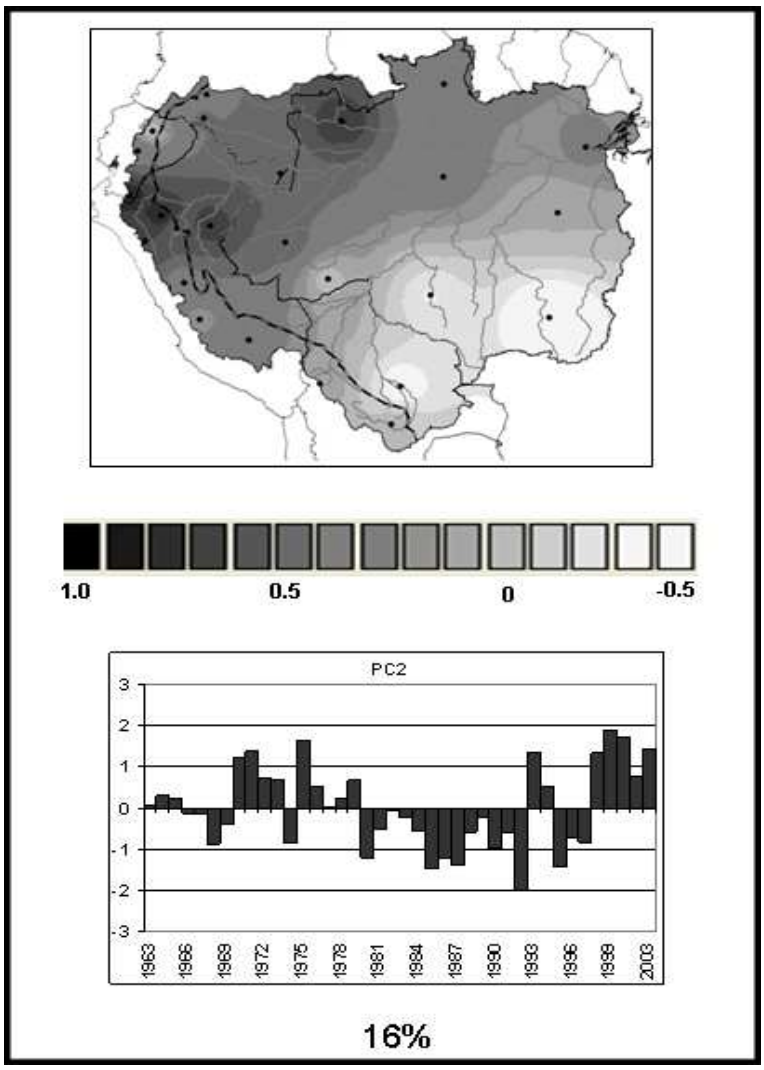


FIGURE 3.24 – Spatial and temporal patterns associated with the second principal component resulting from PCA analysis on MAM rainfall in 25 vectors (see part 2).

of the continent south of the Equator line (Figure 3.25 c). In DJF and MAM, the PC loadings are very weakly correlated to the PDO (r=-0.38, p > 0.95 in MAM). These results are consistent with Ronchail (1996) who finds a similar pluriannual variability in Bolivia and with Marengo and Nobre (2001) and Marengo (2004) who show opposite long–term evolutions in the North and South of the Brazilian AB. Also Lau and Wu (2006) describe a similar spatio–temporal pattern, with an increase in annual rainfall along the tropical Andes, while annual rainfall decrease in the eastern and southern parts of the Amazon, between 1979–1990 and 1991-2002. However, our study yields some insights into the seasonality of the pluriannual rainfall evolution.

In DJF and MAM, an interannual variability represented by PC2 in DJF and PC3 in MAM accounts for 13% and 10% of rainfall variance, respectively (Figure 3.26). Strong positive values are displayed during the seventies, in 1984–1985–1986, 1989 and 1995 (many of them La Niña years) and negative va-

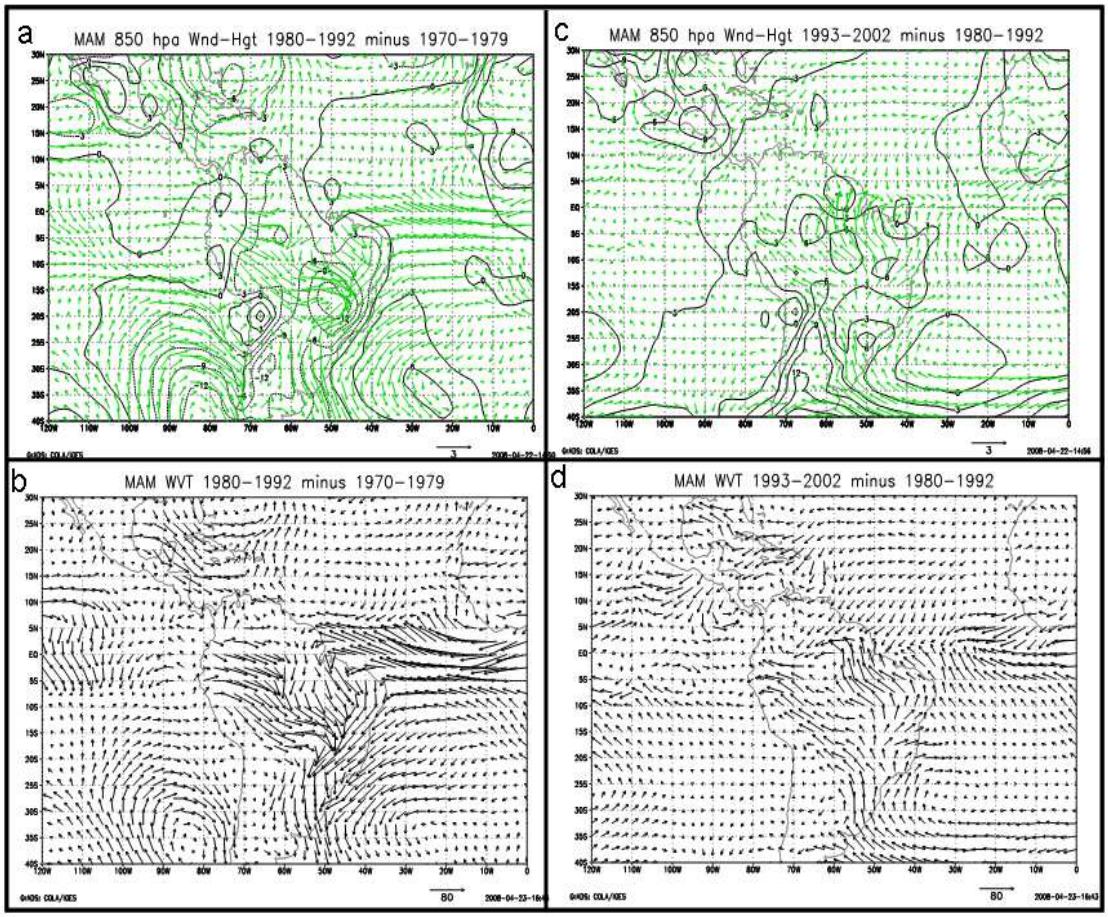


FIGURE 3.25 – MAM differences between a) 1980–1992 and 1970–1979 850 hPa geopotential height (in meters) and wind (in m/s), b) 1980–1992 and 1970–1979 vertically integrated water vapor flux (kg/m/s) between the ground and 500 hPa, c) 1993–2002 and 1980–1992 850 hPa geopotential height (in meters) and wind (in m/s), d) 1993–2002 and 1980–1992 vertically integrated water vapor flux (kg/m/s) between the ground and 500 hPa. The figures use ECMWF data.

lues in 1983, 1992–93 and 1998 (most of them El Niño events). An opposition is pointed out between, on the one hand, the South of the Andean region (Peruvian and Bolivian Altiplano) and the Northeast (in DJF) and East (in MAM) of the AB, and on the other, the South–East of the basin in DJF (the South–West in MAM) and the Northwest of the AB. The two PCs are related to the interannual variability of ENSO and of the SST gradient between the NATL and the SATL (Figure 3.27). Correlations values between the DJF and MAM PCs and the seasonal MEI are 0.55 (significant at the 99% level), indicating that during El Niño events, rainfall is less abundant in the tropical Andes and in the East of the AB, as already described by Kousky et al. (1984); Aceituno (1988); Marengo (1992); Marengo and Hastenrath (1993); Moron et al. (1995); Ronchail (1998); Liebmann and Marengo (2001); Ronchail et al. (2002), among others. El Niño events are associated with rising motion over the eastern regions of the equa-

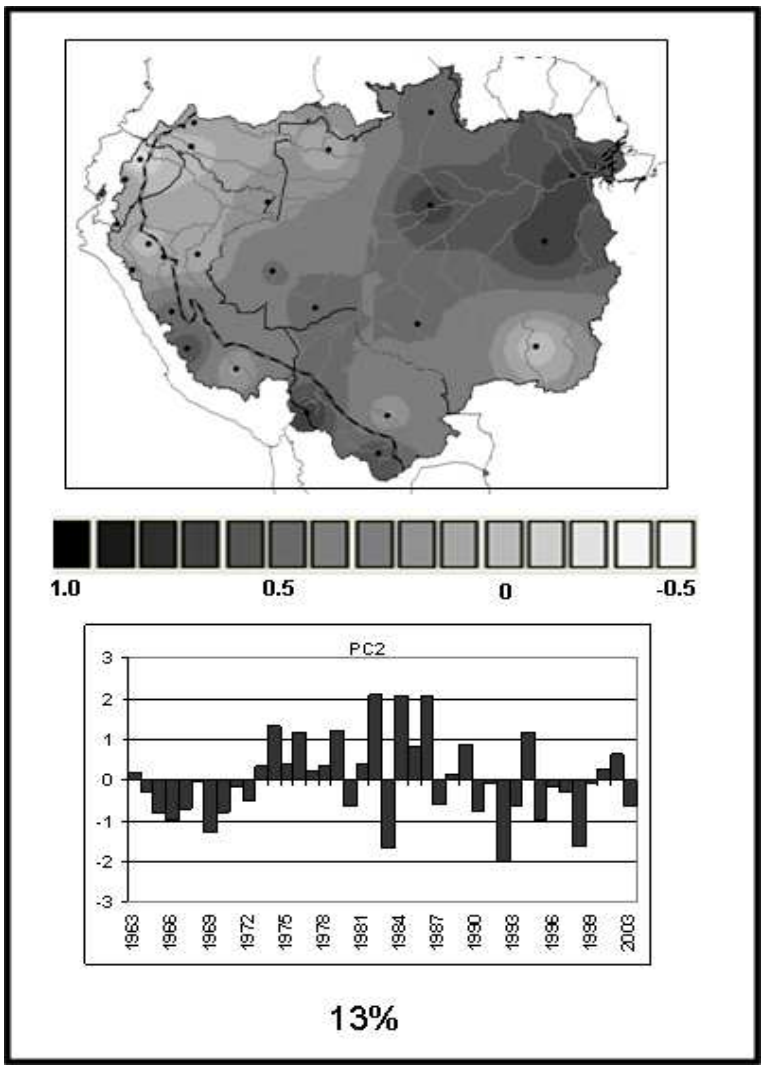


FIGURE 3.26 – Spatial and temporal patterns associated with the second principal component resulting from a PCA analysis on DJF rainfall in 25 vectors (see part 2).

torial Pacific Ocean and subsidence over the northern AB Kousky et al. (1984). Additionally, Garreaud and Aceituno (2001) show that the northward position of the Bolivian High during El Niño events prohibits the uplift of moist air towards the Altiplano, preventing rainfall in this region. On the contrary, rainfall tends to be slightly more abundant during El Niño events in western and southern Amazon, as reported by Ronchail (1998); Ronchail et al. (2002, 2005b); Bendix et al. (2003); Grimm (2003, 2004) and Ronchail and Gallaire (2006).

The correlation between these PCs and the annual difference between the northern and southern tropical Atlantic SSTs is also significant at the 99% level (r= -0.59 in DJF and r=-0.48 in MAM). Figure 3.27 shows that when this gradient is positive, i.e., when the North tropical Atlantic is warmer and/or the South tropical Atlantic is colder than usual, rainfall is less abundant in the North–East of the basin, as previously pointed out and explained by Molion and Moraes (1987);

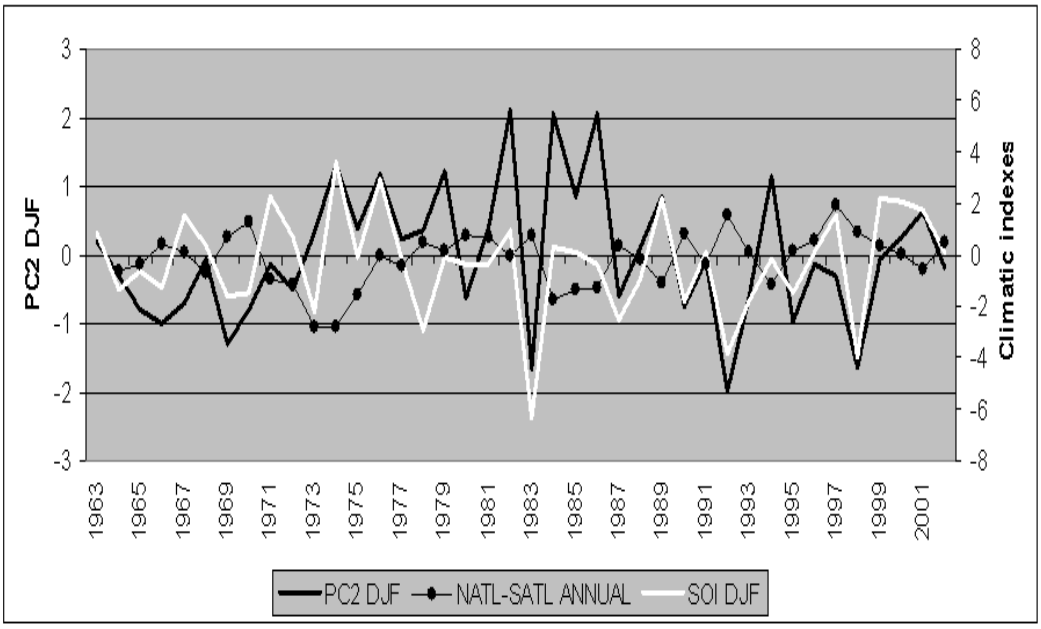


FIGURE 3.27 – 1963-2003 time evolution of the second PC of a PCA analysis on DJF rainfall, DJF SOI index and annual NATL-SATL index.

Molion (1993); Marengo (1992); Nobre and Shukla (1996); Moron et al. (1995) and Ronchail et al. (2002), among others. Tropical Atlantic Ocean warming causes a rising motion over this ocean and subsidence in the South of the AB, a shift to the North of the ITCZ and less rainfall over North–eastern Amazon. The opposite can be noticed when the Atlantic SST gradient is negative.

The partial correlations between, on the one hand, PC2 in DJF and SOI or MEI and NATL–SATL on the other, are significant, indicating that both climatic indicators are complementary to account for interannual variability. Together they make up 50% of rainfall variability as described by PC2 in DJF.

3.4. Mean rainfall in the basin

Mean interannual rainfall for the whole basin (Figure 3.28 a) is of 2200 mm/year for a standard deviation of 138 mm and a variation coefficient of 0.06. The maximum value, as recorded in 1975 (during a La Niña year), is 2460 mm, while the minimum value, recorded in 1992, is 1815 mm (during El Niño event).

Trend tests evidence a rainfall decrease during the 1975–2003 period (significant at the 95% level). The Pearson, Spearman and Kendall's coefficient values are -0.47, -0.50, -0.33, respectively. This is consistent with the negative trend reported by Marengo (2004) in Brazil. The annual rainfall decrease percentage is -0.30%/year (minus 30% rainfall in 100 years). This is lower than the average calculated in the Peruvian and Ecuadorian Amazon : -0.83%/year for the 1970–1997

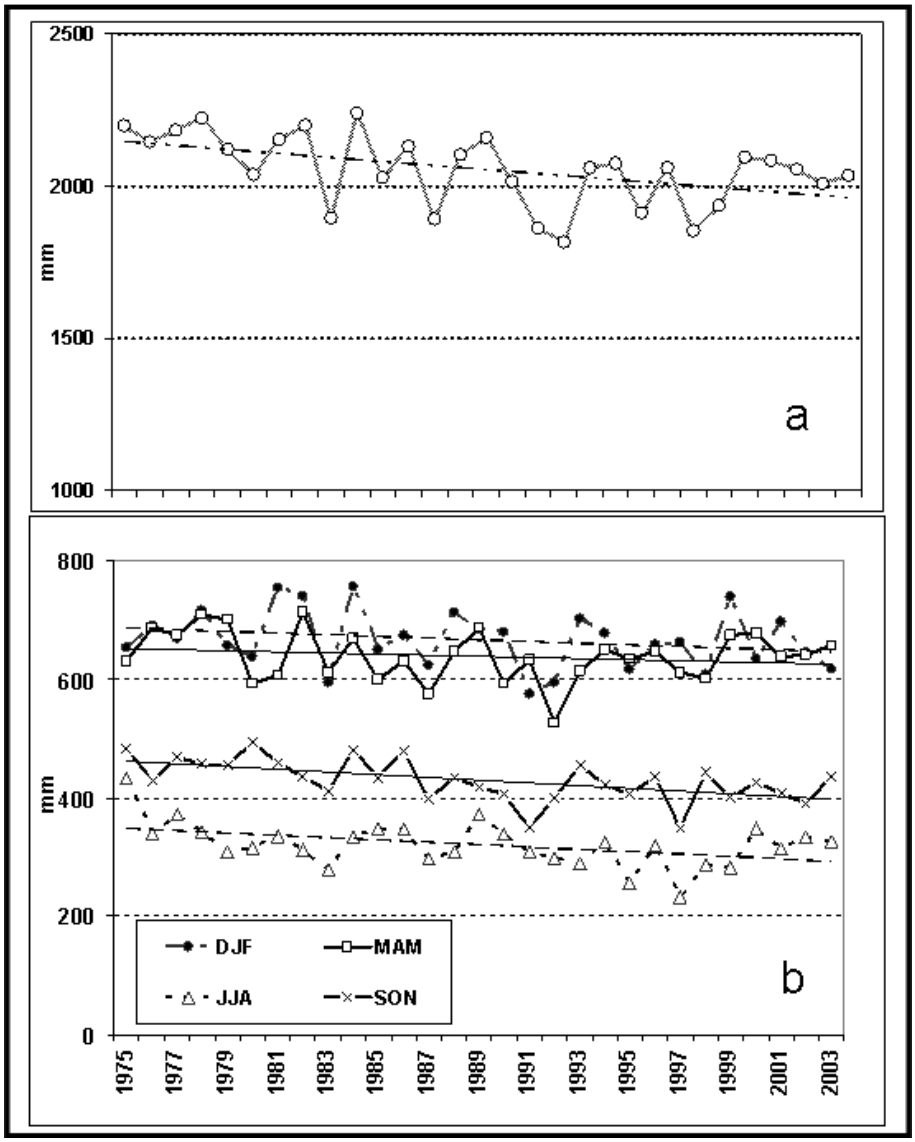


FIGURE 3.28 – a) 1975-2003 evolution of the average annual rainfall (mm) in the Amazon basin at the delta and trend line (significant at the 99% level). b) 1975–2003 evolution of the average quarterly rainfall (mm) in the Amazon basin at the delta and trend lines DJF, JJA and SON have significant trends at the 95%, 90% and 99% level respectively. In MAM there is no significant trend.

period (Espinoza et al., 2006). All break tests applied to the mean annual rainfall agree with a change in 1982 (Table 3.1), related to the time evolution of the JJA and SON rainfall PC1s (Figure 3.21) that shows lower rainfall values since 1983 in the North of the basin. The first period, before 1982, outlines an average of 2296 mm/year and the second one, after 1982, of 2160 mm/year. Another change is reported by the Buishand and Pettitt tests in 1989 (with slightly lower values after the break), in partial agreement with the rainfall increase in the Northwest observed in PC1 in DJF and PC2 in MAM at the beginning of the 90's (Figure 3.24).The first period, before 1989, totals 2250 mm/year average and the second, after 1989, 2139 mm.

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

Table 3.1 – Results of the break detecting tests applied on the mean annual rainfall in the in the Amazon basin. "X" indicates a break in the series. Mean, Standard Deviation and Variation Coefficient are given for the 1975–1982 and 1983–2003 periods.

At a quarterly time scale, it clearly appears that rainfall decreases in DJF, JJA and SON during the 1975-2003 period, with trends being significant at the 95%, 90% and 99% level, respectively (Figure 3.28 b). In other words annual rainfall decrease is due to the strong negative trend observed in JJA and SON (Figure 3.21) in the extreme Northwest of the basin that remains rainy during these seasons (Figures 3.16 a, b and h). At the end of the century, a positive trend developed from 1992 to 2003 in MAM (at the 95% significance level) which is consistent with the MAM PC2 (Figure 3.24), while a weak negative trend was found in SON and no trend in DJF and JJA (Figure 3.28 b). From a hydrological standpoint, a major finding is the increasing rainfall amplitude which has been observed between SON and MAM since 1992 (Callède et al., 2004, Espinoza et al., submitted).

4. CONCLUSIONS

For the first time, a database with *in situ* pluviometric information gathers together 1446 original rain gauges from five countries that form the better part of the Amazon basin (AB). Monthly rainfall data has been collected for the 1964–2003 period within the HYBAM programs, in collaboration with the different institutions in

charge of the meteorological and hydrological monitoring in the Amazonian countries. Rainfall data has been controlled using the Regional Vector Method (RVM). The resulting database (756 stations for the 1964-2003 period) shows that the main data contribution is from the highlands of the Andean countries (Peru, Bolivia, Ecuador, and Colombia). Additionally, the stations are unevenly distributed, with a smaller number of posts in the plain of the Andean countries due to the remoteness of these regions.

In the Andean regions of the AB, very high and low rainfall values (between 6000 and 250 mm/year) are recorded in nearby stations, as observed in the Himalaya chain by Dobremez (2001). The strong spatial variability is due to rainfall decrease with altitude and to the leeward or windward position of the stations. The highest rainfall in the AB is observed in low windward regions (over 6000 mm/year) and conversely, low rainfall is measured in leeward and elevated stations (under 530 mm/year). In the lowlands, the Northwest and Northeast equatorial regions are the rainiest zones, with values over 3000 mm/year. Less rainfall is measured in the tropical regions. These results complement what is shown in many studies about rainfall distribution in the Brazilian Amazon and in particular a focus is given on East–West and North–South rainfall gradients in Peru.

Rainfall regimes evidence the strong opposition between the northern and southern tropics, due to the alternating warming of each hemisphere and to American monsoons. Next to the Amazon delta, a MAM maximum and a SON minimum are associated with seasonal migration of the ITCZ. In the Northwest equatorial region there is a better rainfall distribution within the year with quarterly percentages of rain close to 25%. In the equatorial Andes, the distribution of rainfall regimes is highly complex and associated with the stations exposure : bimodal regimes in intra Andean basins are found close to unimodal regimes in windward stations. This particular subject is more widely developed in Laraque et al. (2007). Various intermediate regimes are described between equatorial and tropical regions ; a focus on Peru is also proposed as very little information is available to this day.

The RVM has supported not only the analysis of data quality, but also the creation of homogeneous regions, exhibiting the same interannual rainfall variability, and computation of 25 indexes (vectors) that summarize the pluviometric variability of 25 regions. PCA have been performed on quarterly indexes in order to identify the main spatial and temporal rainfall patterns. Three main modes of spatio-temporal variability have been defined and the related spatial patterns are widely dependent on the Andean country indexes. A long–term variability characterizes rainfall evolution from June to November. It shows a rainfall decrease since the end of the seventies–beginning of the eighties, in the whole basin and especially in the North–West. This change is due to the long–term increase of the near surface geopotential height over the western part of the Amazon. It is also associated with the long and short term variability in the Pacific Ocean (PDO and ENSO). During the rainiest seasons, DJF and MAM, the long–term variability is interrupted at the beginning of the nineties, featuring a clear NW–SE opposition, with more rainfall in the NW during the seventies and nineties and less rainfall during the eighties ; the opposite

occurring in the SE. This variability is driven by reduced water vapor transport by the northwest wind along the Andes and the Low Level Jet (LLJ) during the nineties, which promotes rainfall in the northwest. The opposite conditions causing enhanced rainfall in the south are observed during the eighties. Finally, an interannual variability in DJF and MAM is related to the Pacific and Atlantic interannual variability. Rainfall is less (more) abundant in the North–eastern AB during El Niño (La Niña) events and when the SST gradient is positive (negative) in the tropical Atlantic. Rainfall is also less abundant over the southern tropical Andes during El Niño, while, on the contrary, it tends to be more abundant in the western and southern AB.

The mean rainfall at the outlet of the basin exhibits an average of 2200 mm/year for the 1975–2003 period. This value is consistent with different results yielding values between 2000 and 2200 mm for the AB (Marengo and Nobre, 2001; Marengo, 2004; Callède et al., 2008). The trend during this period is significantly negative and break tests indicate changes in 1982 and 1989 with less rainfall afterwards. The seasonal mean rainfall over the basin shows different evolutions for the 1975-2003 period. Rainfall diminishes dramatically during the drier seasons (JJA and SON) and not so much in DJF and MAM. Opposite trends appear after 1992 : rainfall increases in MAM while it decreases in SON. The resulting increase in rainfall amplitude is consistent with the pluriannual variability shown by MAM PC2, i.e., with high rainfall values in the NW and low rainfall values in the South after 1992, and with the break detected in 1989 in the mean rainfall of the basin.

Rainfall decrease is related to changes in the ocean and atmosphere as seen before. However, it may also be associated with deforestation. Unlike what could have been expected, a strong 1975-2003 rainfall decrease is observed during the dry season in the North of the basin, very rainy and undeforested, while it is weak in the South which is the most deforested region. To conclude, the assumed deforestation impact on rainfall does not seem to have taken place as expected in the most deforested areas. Nevertheless this issue will have to be further addressed in the future.

Our results are in line with those of Zhou and Lau (2001) who reported interannual, decennial, and interdecadal rainfall variability in South America during the 1979–1995 period. Nonetheless the introduction of data from the Andean countries, where variability reaches a peak, has a major impact on the spatial structure of rainfall variability. In particular, our study complements the North–South rainfall variability reported by Marengo (1992, 2004).

The description of two modes of long–term rainfall variability leads to a better understanding of runoff evolution in the main stream of the Amazon River (Callède et al., 2004, 2008, and Espinoza et al., Submitted) ; particularly with respect to the intensification of runoff extremes, without taking into account the changes in land use. These results make it possible to identify the locations that mainly indicate the spatio-temporal rainfall variability in the AB and as a consequence, highlight those regions where future researches aiming to define the causes of rainfall variability will be conducted. It will be done in order to address such

issues as that of knowing whether rainfall variability is related to climate variability, or to climatic change, or to changes in land use such as deforestation. A better insight into regional rainfall variability is also conducive to a greater understanding of the regional runoff variability in the sub basins of the Amazon, and especially the frequent major floods and very weak low–flows that have recently been observed (Zeng et al., 2008; Marengo et al., 2008).

ACKNOWLEDGEMENTS

The authors would like to express their special thanks to the Institute of Research for the Development (IRD) and the French National Center for Scientific Research (CNRS) through the National Program "Fluid Envelopes and Environment" (LEFE) for funding this research. ECMWF ERA–40 data used in this study has been provided by ECMWF from the ECMWF data server. We are grateful to IDEAM (Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales - Colombia), SENAMHI (Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología Bolivia and Peru), INAMHI (Instituto Nacional de Meteorología e Hidrología - Ecuador) and ANA (Agência Nacional de Águas - Brazil) for sharing their knowledge of local climate with us and for providing rainfall data. We are grateful to the reviewers whose comments and suggestions considerably helped to improve the manuscript.

3.5 Résultats complémentaires : Variabilité spatio-temporelle de la pluie trimestrielle et annuelle

Cette partie du chapitre vise à compléter l'analyse de la variabilité spatio–temporelle de la pluie au moyen d'ACP, en documentant l'ensemble des saisons ainsi que les totaux annuels. Les composantes principales retenues sont au maximum au nombre de trois. Ce sont celles qui ont une valeur propre supérieure à 1 et qui satisfont au Scree Test, c'est-à-dire celles qui se trouvent à gauche du point d'inflexion dans le graphique des valeurs propres.

3.5.1 Variabilité spatio-temporelle de la pluie en décembre–janvier–février (DJF)

L'axe 1 de DJF (27% de la variance expliquée) oppose le nord-ouest (valeurs positives au nord du Pérou et en Équateur) et le sud-est du bassin (valeurs négatives au sud de l'Amazonie brésilienne et dans la plaine bolivienne ; Figure 3.29 a). Elle présente une variabilité essentiellement décennale, avec une augmentation (diminution) de la pluie entre 1970 et 1975 et après 1993 dans le nord-ouest (sud-est). Au contraire, relativement moins (plus) de pluie est observée dans les années 1960 et 1980 dans le nord-est (sud-est).

L'axe 2 de DJF (Figure 3.29 b ; 13% de la variance) a été expliqué dans la partie précédente (Figure 3.26) et présente une variabilité interannuelle qui oppose le nord-est du bassin au sud et à l'extrême nord-ouest.

3.5.2 Variabilité spatio-temporelle de la pluie en mars–avril–mai (MAM)

L'axe 1 de MAM (21% de la variance) présente une structure spatiale qui oppose les Andes du sud (valeurs positives dans la région andine de Bolivie et du sud du Pérou) et l'extrême nord du BA (valeurs négatives ; Figure 3.30 a). La variabilité temporelle de cet axe montre une légère tendance avec des valeurs négatives au début de la série (notamment en 1965, 1969, 1976) et des valeurs positives pendant les années 1980 et entre 1999 et 2003. Pour le nord du BA, la pluie est donc plus importante dans les années 1970 et plus faible dans les années 1980.

L'axe 2 de MAM (Figure 3.30 b ; 16% de la variance), décrit en détail dans la partie 3.4 (Figure 3.24), oppose le nord-ouest du bassin et le sud avec un mode spatial similaire à celui de l'axe 1 de DJF.

3.5.3 Variabilité spatio-temporelle de la pluie en juin–juillet–août (JJA)

L'axe 1 de JJA (Figure 3.31 a ; 26% de la variance) a été décrit dans la partie précédente et représente la variabilité à long terme de la pluie avec plus de pluie

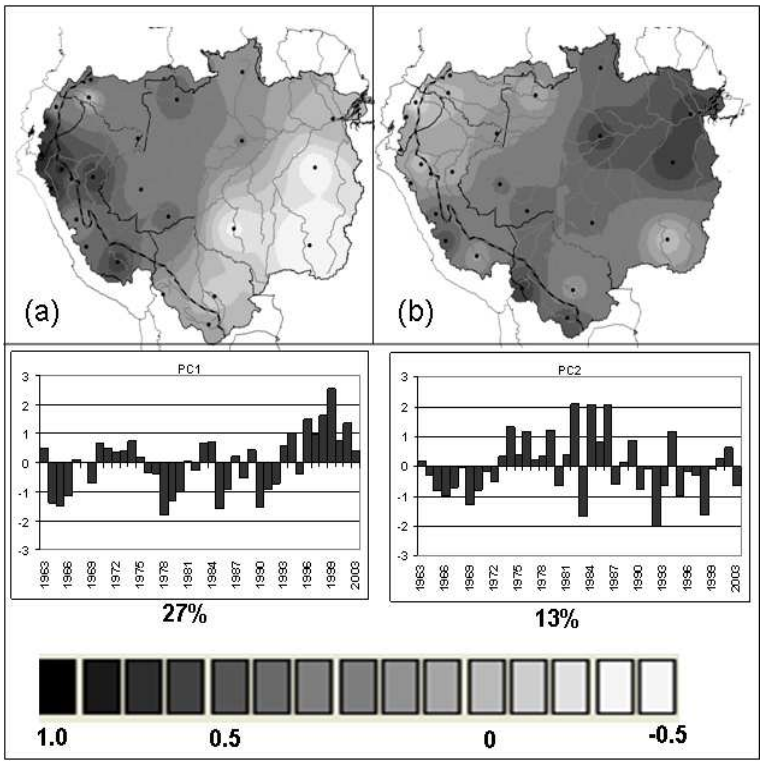


FIGURE 3.29 – Deux principaux modes de variabilité spatio–temporelle, résultant d'une ACP sur les 25 vecteurs pluviométriques régionaux de DJF (voir item 2 dans la partie 3.4) durant la période 1963–2003. Le pourcentage de variance associé à chaque mode est indiqué.

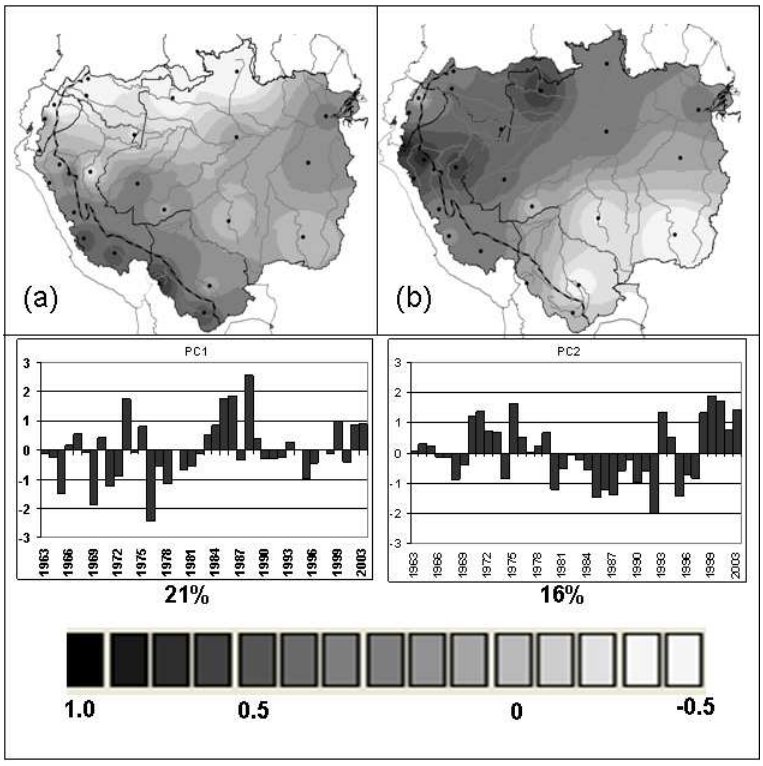


FIGURE 3.30 – Comme la Figure 3.29 mais pour les pluies de MAM.

dans le nord-ouest du BA durant les années 1970.

L'axe 2 de JJA (15% de la variance) présente une structure spatiale qui oppose la région sud des Andes et l'extrême nord du BA (Figure 3.31 b). De faibles (fortes) valeurs de pluie sont observées dans les Andes du sud (principalement dans l'état du Roraima au Brésil) entre 1963 et 1970, entre 1977 et 1979 et entre 1994 et 1999.

3.5.4 Variabilité spatio-temporelle de la pluie en septembre–octobre–novembre (SON)

L'axe 1 de SON explique 18% de la variance et présente une structure spatiale opposée entre le nord et nord–ouest et le sud du BA (Figure 3.32 a). Se variabilité temporelle présente, pour le nord, une tendance avec de fortes valeurs de pluie au début de la série (principalement pendant les années 1970), un changement en 1981 et de plus faibles valeurs ensuite. Ce mode de variabilité est semblable à celui de l'axe 1 de JJA.

L'axe 2 de SON (13% de la variance) montre un fort signal dans le sud du BA (les Andes du sud incluses) qui s'affaiblit vers le nord (Figure 3.32 b). La variabilité temporelle de cet axe montre de fortes valeurs de pluie entre 1976 et 1986 dans le sud-ouest et des valeurs plus faibles dans les années 1990. Les valeurs sont à nouveau proches de zéro depuis 1998.

L'axe 3 de SON présente une variabilité interannuelle et montre un fort signal négatif dans le nord-est du BA qui s'affaiblit progressivement vers l'ouest et des valeurs positives dans les Andes (au Pérou et en Équateur, Figure 3.32 c). Cet axe ressemble à l'axe 2 de DJF.

3.5.5 Variabilité spatio-temporelle dans les totaux annuels de pluie

L'axe 1 de la pluie annuelle (19% de la variance expliquée) représente la variabilité décennale, semblable à celles des axes 1 de DJF et 2 de MAM, qui sont les saisons de plus forte précipitation dans le BA. De façon similaire à ce qui est observé en DJF et MAM, le signal est positif dans le nord et nord-ouest, plus faible vers le sud et négatif en Bolivie et l'extrême sud de l'Amazonie brésilienne. Un excès de pluies est observé pendant les années 1970 et 1990 dans le nord-ouest (Figure 3.33 a).

L'axe 2 de la pluie annuelle reprend la variabilité interannuelle (15% de la variance ; Figure 3.33 b), avec des signaux spatio-temporels ressemblant à l'axe 2 de DJF et à l'axe 3 de SON. Le signal est très positif dans l'extrême est du BA, plus faible vers l'ouest et négatif en Amazonie bolivienne et à l'extrême nord-ouest du BA.

L'axe 3 de la pluie annuelle représente 12% de la variance et sa série temporelle montre une claire tendance avec un changement en 1982 (Figure 3.33 c). Les fortes valeurs de pluie sont observées durant la première période dans le nord-ouest et

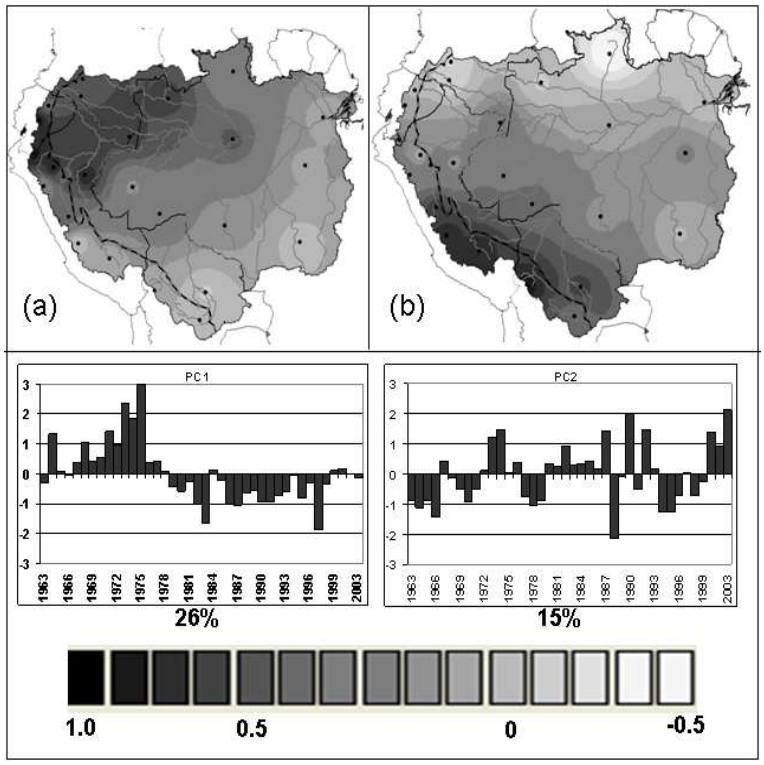


FIGURE 3.31 – Comme la Figure 3.29 mais pour les pluies de JJA.

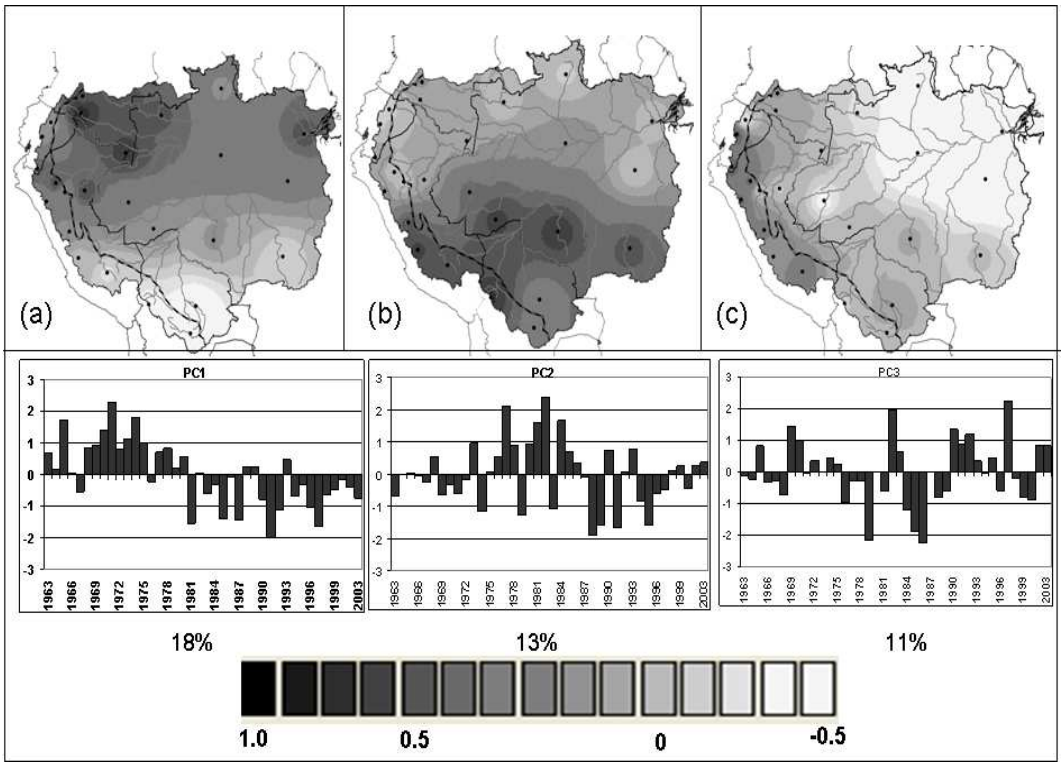


FIGURE 3.32 – Trois principaux modes de variabilité spatio–temporelle, résultant d'une ACP sur les 25 vecteurs pluviométriques régionaux de SON (voir item 2 dans la partie 3.4) dans la période 1963–2003. Le pourcentage de variance associé à chaque mode est indiqué.

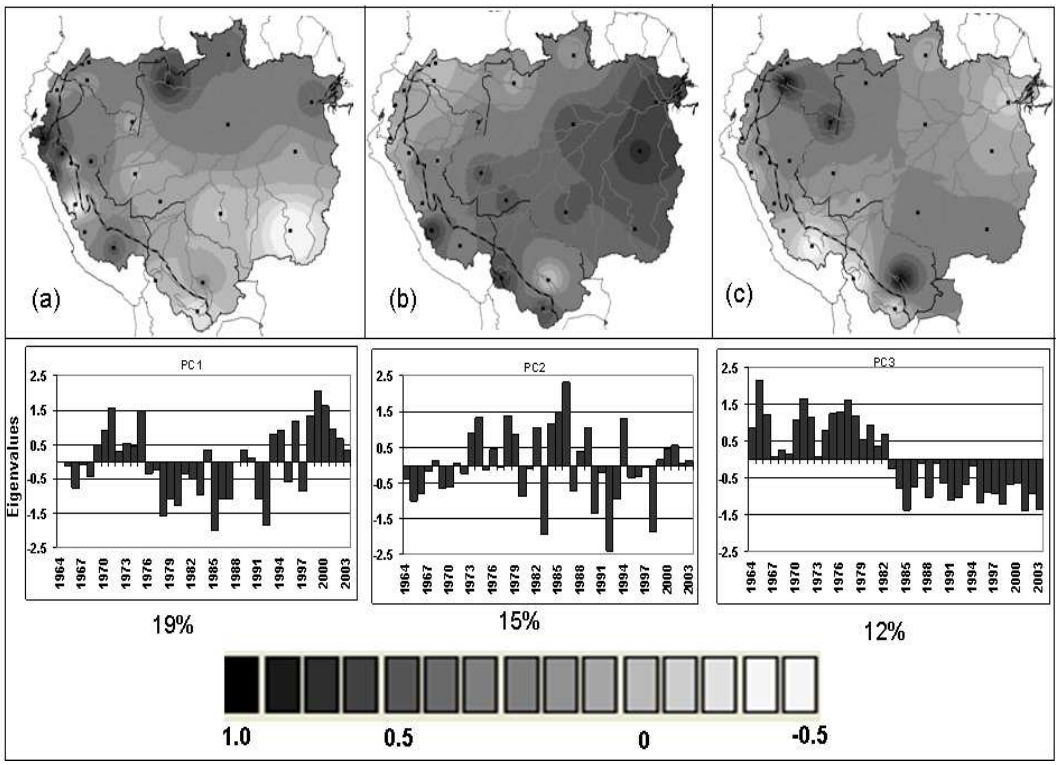


FIGURE 3.33 – Comme la Figure 3.32 mais pour les totaux annuels de pluie.

le sud du BA et elles sont plus faibles après 1982 ; le contraire s'observe dans les Andes du sud et l'extrême nord-est du BA. Ce mode de variabilité à long terme est légèrement différent de celui trouvé dans l'analyse saisonnière (axes 1 de JJA et SON).

En conclusion, le mode décennal présente un excès (déficit) de pluie pendant les années 1970 et 1990 dans le nord et nord-ouest (sud) du bassin. Il est particulièrement important pendant la saison plus pluvieuse (axe 1 de DJF et axe 2 de MAM, environ 20% de la variance expliquée). Un mode interannuel qui est très marqué à l'est du bassin, s'affaiblit vers l'ouest et s'inverse dans la plaine bolivienne et l'extrême nord-ouest (axe 2 de DJF et axe 3 de SON, environ 12% variance expliquée). Finalement un mode à long terme présente un changement au début des années 1980 avec moins de pluies dans le nord et nord-ouest après cette date. Il est plus important pendant la période moins pluvieuse (axes 1 de JJA et SON, environ 22% de la variance expliquée).

3.6 Variabilité pluviométrique et relations avec les débits dans le bassin amazonien

Dans cette partie, la relation entre les modes de variabilité spatio-temporelles pluviométriques et ceux des débits est analysée en détail. Puis la relation pluie-débit est étudiée pour l'ensemble du bassin à partir de l'évolution du coefficient d'écoulement à Óbidos. Cette étude permet de discuter les impacts possibles du changement d'usage des sols sur l'hydrologie.

3.6.1 Relation entre la variabilité spatio-temporelle des pluies et celle des débits maximaux

Les modes dominants de variabilité spatio-temporelle des débits pour la période 1974-2004 ont été décrits en détail dans le Chapitre 2. Les débits maximaux montrent une tendance à l'augmentation dans le nord-ouest du bassin, notamment dans le sous-bassin de Santo Antônio do Içá (Figure 2.5 a), avec une rupture dans la série en 1992 et des débits plus importants après cette date. Au sud et sud-est du BA, la tendance est à la diminution. L'axe 1 des débits maximaux résume ce mode de variabilité spatio-temporelle (Figure 2.8 a).

De façon générale, les débits maximaux dans l'ensemble du bassin se produisent entre mars et juillet (Figure 2.1). De plus, un décalage de 2 mois existe entre pluies et débits, correspondant au temps de concentration de l'eau dans les bassins ; donc en général on peut associer les évolutions des débits maximaux à celles de la pluie de DJF et MAM.

La Table 3.2 présente les coefficients de corrélation linéaire entre les axes significatifs des pluies (annuelles et saisonnières) et des débits (maximal, moyen et minimal).

L'axe 1 des débits maximaux est fortement lié à l'axe 1 de la pluie de DJF et l'axe 2 de MAM ($p>0.99$), périodes les plus pluvieuses, et en conséquence avec l'axe 1 de la pluie totale annuelle. La variabilité temporelle associée à ces modes présente, dans tous les cas, des pluies et des débits plus forts dans le nord-ouest pendant les années 1970 et après le début des années 1990 et le contraire dans le sud du bassin. Dans le cas du nord-ouest, les pluies les plus importantes sont celles de MAM et l'association spatiale des modes de variabilité de pluie en MAM et de débits maximaux est très marquée avec une forte augmentation des pluies et débits dans les années 1990 pour le nord-ouest et le contraire pour le sud-est (Figure 3.34).

Pluie	PC	DÉBIT							
		Qmean			Qmax			Qmin	
		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
DJF	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

TABLE 3.2 – Coefficients de corrélation entre les axes des séries de débits maximaux, moyens et minimaux et les axes de la pluie saisonnière et annuelle. Les composantes principales retenues sont celles qui ont une valeur propre supérieure à 1 et qui satisfont au Scree Test. Les valeurs significatives à 99% et à 95% sont en gras et en italique, respectivement. Les relations non liées (liées) à l'autocorrélation des valeurs selon le test de Durbin and Watson (1950) sont notés avec "*" ("**"). Les couleurs rouge, jaune et verte correspondent à des modes temporels interannuel, décennal et à long terme, respectivement.

3.6.2 Relation entre la variabilité spatio-temporelle des pluies et celle des débits moyens

Le débit moyen peut être plus facilement lié à la pluie totale annuelle qu'à la pluie saisonnière. Comme cela a été discuté antérieurement, la variabilité pluri-annuelle des débits extrêmes observée à certains moments de l'année, n'apparaît pas dans les débits moyens annuels. Par conséquent, la variabilité interannuelle devient la plus importante pour les débits moyens. L'axe 1 des débits moyens est donc bien corrélé avec l'axe 2 des pluies annuelles et l'axe 2 de DJF (Table 3.2). Dans la Figure 3.35, les modes spatiaux de l'axe 2 de la pluie annuelle et de l'axe 1 du débit moyen sont mis en parallèle. On observe effectivement que le signal des pluies et débits sont prédominants dans la partie est et centrale du BA. Il devient plus faible vers l'ouest et est opposé en Amazonie bolivienne. Un autre signal positif mais faible s'observe dans les pluies de l'extrême nord-ouest du BA, mais il n'apparaît pas dans les débits car il correspond à une zone réduite de montagne où les pluies sont faibles et ne contribuent pas considérablement au débit des rivières. L'axe 2 des débits moyens (Figure 2.7) montre une variabilité décennale avec une forte augmentation des débits dans le nord et nord-ouest et une diminution dans les bassins du sud à partir du début des années 1990. Ce mode de variabilité est donc bien corrélé aux axes 1 de la pluie totale annuelle et de DJF et à l'axe 2 de MAM (Table 3.2).

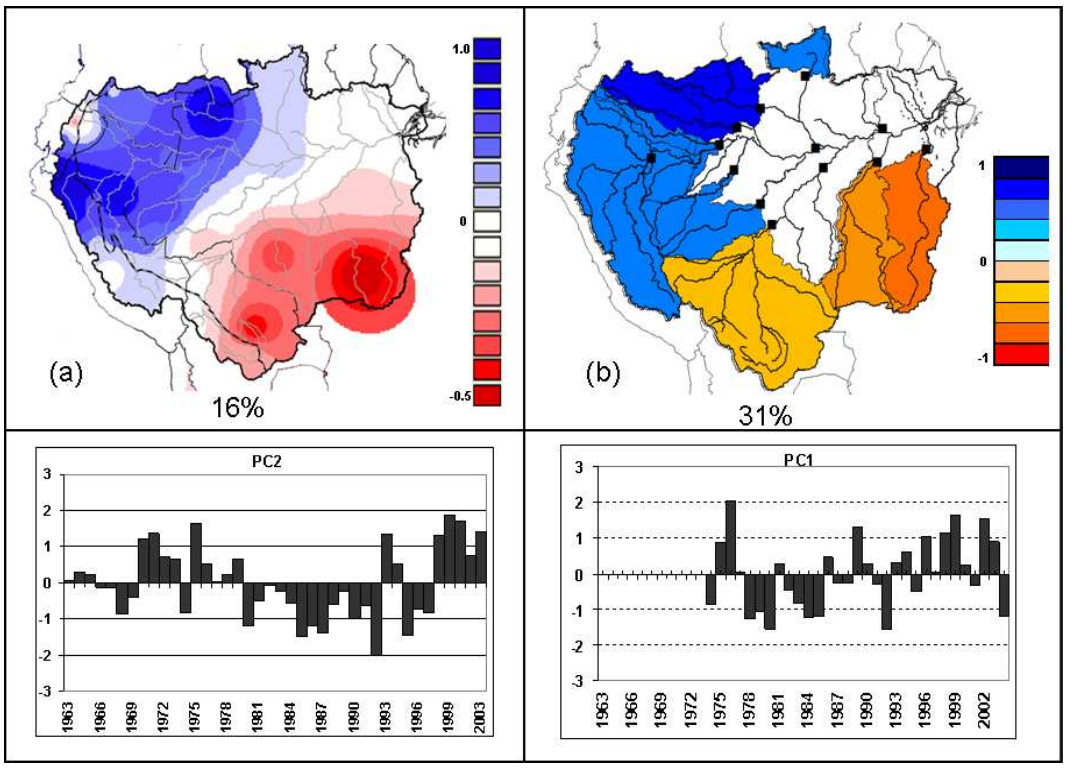


FIGURE 3.34 – (a) Axe 2 de la pluie de MAM pour la période 1963–2003, comme dans la Figure 3.30. (b) Axe 1 des Qmax pour la période 1974–2004, comme dans la Figure 2.8.

3.6.3 Relation entre la variabilité spatio-temporelle des pluies et celle des débits minimaux

Les débits minimaux montrent une diminution générale et elle est plus nette dans le sud (Tamshiyacu, Porto Velho et Itaituba ; Figure 2.5 c). Des ruptures sont observées à Tamshiyacu en 1986 et en 1992 à Porto Velho, avec des débits plus faibles après ces dates. L'axe 1 dans ce cas est lié aux sous bassins de l'ouest (spécialement Tamshiyacu), où des débits moins importants sont observés entre 1987 et la fin de siècle (Figure 3.36 b).

Les débits minimaux se produisent entre septembre et février, donc ils sont liés à la pluie de JJA et SON. Néanmoins, dans les sous-bassins avec une forte saisonnalité, le débit minimal est également influencé par la période la plus pluvieuse, puisque pendant la période sèche le débit dépend de l'apport de l'aquifère qui lui est rechargé pendant la période pluvieuse. C'est le cas des sous bassins du sud comme ceux de Porto Velho, Altamira et Itaituba (Figure 2.1).

La diminution des débits minimaux dans le sud du BA est expliquée par les axes 1 de DJF et 2 de MAM (forte diminution des pluies après 1992), puisque pendant

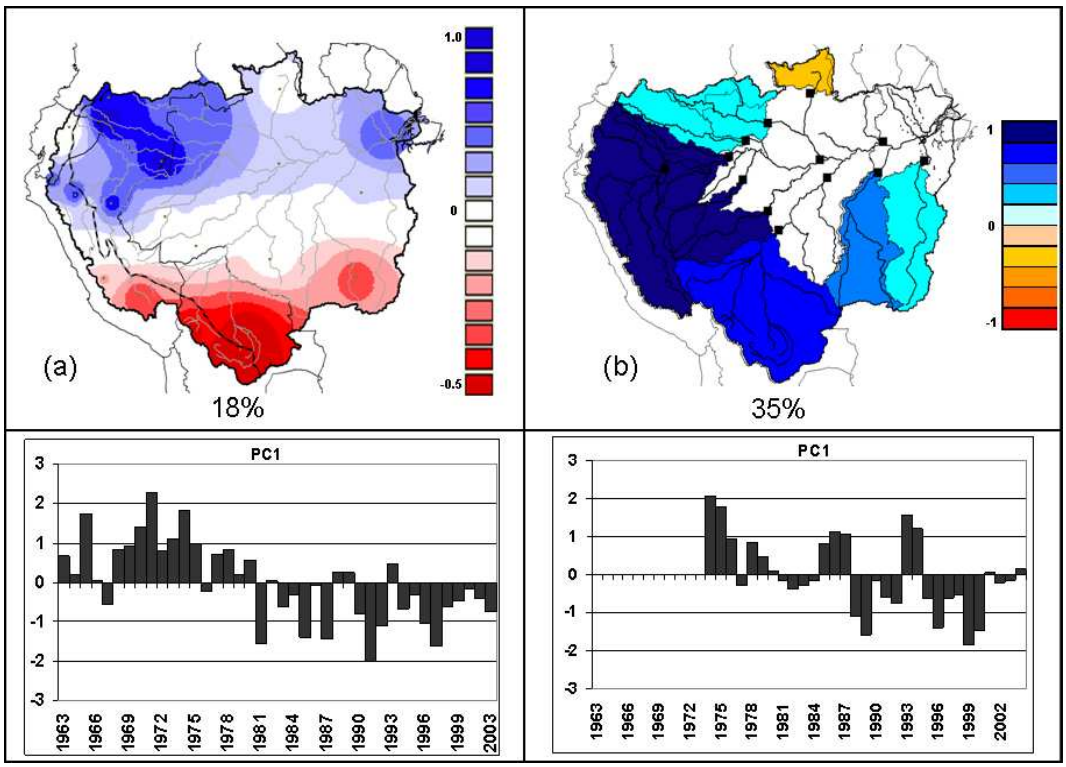


FIGURE 3.35 – (a) Axe 2 de la pluie annuelle pour la période 1963–2003, comme dans la Figure 3.5. (b) Axe 1 des Qmean pour la période 1974–2004, comme dans la Figure 2.7.

cette période se produit une grande partie de la pluie annuelle et, de plus, la recharge de l'aquifère. Néanmoins, dans le nord et le nord-ouest, la diminution des débits minimaux est aussi expliquée par les axes 1 de JJA et SON (Figures 3.31 et 3.32 respectivement) qui montrent une forte diminution des pluies dans le nord (et plus précisément dans le nord-ouest ; Figure 3.36 a). Les corrélations entre les axes 1 de SON et JJA et l'axe 1 des débits minimaux sont significatives avec p>0.95 et p>0.99 respectivement (Table 3.4).

En conclusion la variabilité spatio-temporelle des pluies permet d'expliquer en grand partie celle des débits et il est évident que variabilité des pluies et débits à Óbidos est le résultat des différents signaux décrits dans ce chapitre. Pour cette raison, dans la suite, nous réalisons une analyse saisonnière de la relation entre pluie et débit à Óbidos en s'intéressant à l'évolution du coefficient d'écoulement.

3.6.4 Évolution du coefficient d'écoulement (CE) dans le bassin amazonien à Óbidos

Dans cette partie du travail nous décrivons et analysons l'évolution du coefficient d'écoulement (CE) à la station hydrométrique d'Óbidos. Le CE se définit comme le pourcentage d'eau écoulé dans un bassin versant par rapport à la lame d'eau totale

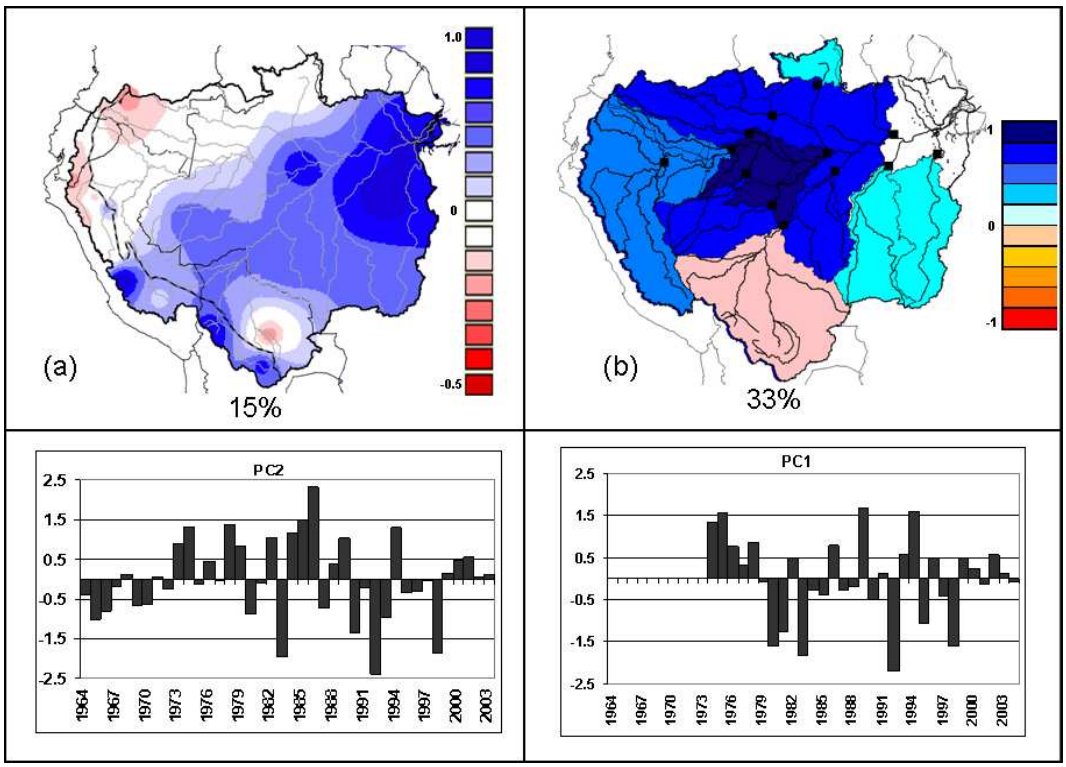


FIGURE 3.36 – (a) Axe 1 de la pluie en SON pour la période 1963–2003, comme dans la Figure 3.32. (b) Axe 1 des Qmin pour la période 1974–2004, comme dans la Figure 2.9.

de pluie à la fin du cycle hydrologique. Ce travail est réalisé à la suite des premières estimations de Callède et al. (2008) basées sur la lame d'eau totale annuelle de pluie, le débit moyen annuel à Óbidos et le taux de déforestation dans l'ensemble du bassin.

A.- Les effets du déboisement sur l'écoulement

Callède et al. (2008) ont résumé les effets probables de la déforestation sur les écoulements. Ils sont repris ci-dessous :

- "Une augmentation des écoulements par disparition de l'interception de la pluie par la voûte forestière (canopée). Cette interception a été évaluée à 19.8% (Franken et al., 1982) dans les environs du bassin représentatif du Rio Taruma-Açu, de 15 à 34% (Fritsch, 1986) sur le Projet ECEREX et à 16.9% (Elsenbeer et al., 1994) sur le bassin représentatif de la Cuenca. Ceci se traduit, dans le bilan hydrologique, par une augmentation du CE associée à une diminution de l'évapotranspiration réelle (ETR), de par le fait que la pluviométrie de référence du bilan est mesurée sur des pluviomètres situés hors forêt."

- "Une augmentation des écoulements par diminution de la percolation de l'eau dans le sol et par l'augmentation du ruissellement superficiel, qui n'est plus freiné par la végétation. Ceci occasionnera des crues plus brutales avec une augmentation des débits de pointe. "

- "Des étiages plus sévères car les réserves du sol en eau ont diminué. "

B.- Les résultats de Callède et al. (2008)

La variabilité pluviométrique

En partant des hypothèses décrites précédemment, Callède et al. (2008) utilisent la lame d'eau à Óbidos calculée à partir de 163 postes pluviométriques, pour la période de 1940 à 2003. Malgré une faible présence de stations dans la région andine du bassin (Figure 3.37 a et b), la lame d'eau moyenne calculée par Callède et al. (2008) n'est pas différente de celle calculée dans la partie 3.4. (avec la base de données constituée par 756 stations qu'on désignera comme HYBAM2008). 2195 mm/an de valeur moyenne et 100 mm d'écart type sont donnés par Callède et al. (2008), tandis que 2205 mm/an de moyenne avec un écart type de 130 mm sont calculés avec la base de données HYBAM2008. De plus le coefficient de corrélation entre les deux séries montre des évolutions temporelles très semblables des lames d'eau calculées à partir des deux bases de données (Figure 3.37 c). La période commune correspond à 1975–2003. Durant cette période on observe une diminution générale et notamment des valeurs de pluie plus faibles après 1992.

Par ailleurs, l'analyse saisonnière de la variabilité pluviométrique faite avec HYBAM2008, nous apprend qu'après 1992 l'amplitude de la pluie augmente, notamment à cause d'une forte diminution dans la période la plus sèche (JJA et SON) et une augmentation en DJF et en MAM (Figures 3.31, 3.32 et 3.29 et 3.30 respectivement). De plus, les principaux modes de variabilité spatio-temporelle de la pluie saisonnière ont montré que cette diminution est principalement influencée par le nord-ouest (région la plus pluvieuse du BA), où une diminution des pluies est observée depuis les années 1990 en SON et en JJA (Figures 3.28).

L'évolution du coefficient d'écoulement

La définition du CE selon le Glossaire International d'Hydrologie (UNESCO and WMO, 2000) est la suivante (Équation 3.3) :

$$CE = \frac{Le}{P}(\%) \tag{3.3}$$

Avec :

Le : écoulement annuel ; P : pluviométrie moyenne ou lame d'eau annuelle du bassin ; CE représente ici la part de la pluie annuelle du bassin qui va ruisseler dans

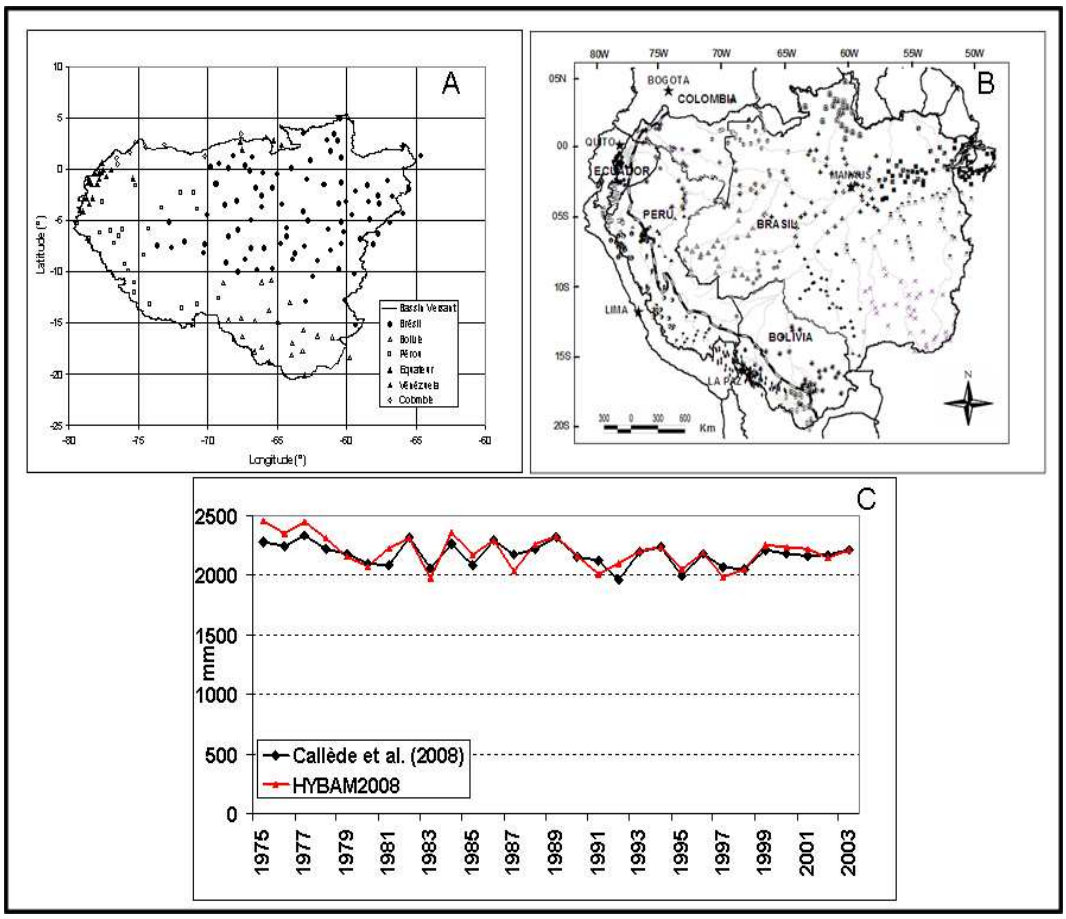


FIGURE 3.37 – Distribution spatiale des postes pluviométriques employés dans Callède et al. (2008) (A), et dans la présente thèse (B). C) Lame d'eau moyenne annuelle calculée à Óbidos à partir des deux jeux de données (en mm).

le réseau hydrographique amazonien et arriver à Óbidos.

L'évolution du CE estimée par Callède et al. (2008) est présentée dans la Figure 3.38 où l'on observe que de façon générale le CE est assez constant au cours de la période 1940-2003. Il varie de 40.9 à 58.9% (valeur moyenne 50.8%) mais, en détaillant davantage, on distingue une tendance à une légère baisse, de 1940 à 1965, une nette augmentation de 1965 à 1975 suivie d'une baisse aussi nette jusqu'en 1981. A partir de 1985, la tendance est nettement à l'augmentation.

Les causes de l'évolution du CE données par Callède et al. (2008) sont les suivantes :

- la rupture climatique du début des années 1970 (Callède et al., 2004) pour expliquer le changement A du CE (Figure 3.38).

- La déforestation pour expliquer le changement B du CE ; en effet l'écoulement augmente alors que la pluviométrie diminue légèrement, tandis que le taux de déboisement augmente durant cette période. Callède et al. (2008) en concluent

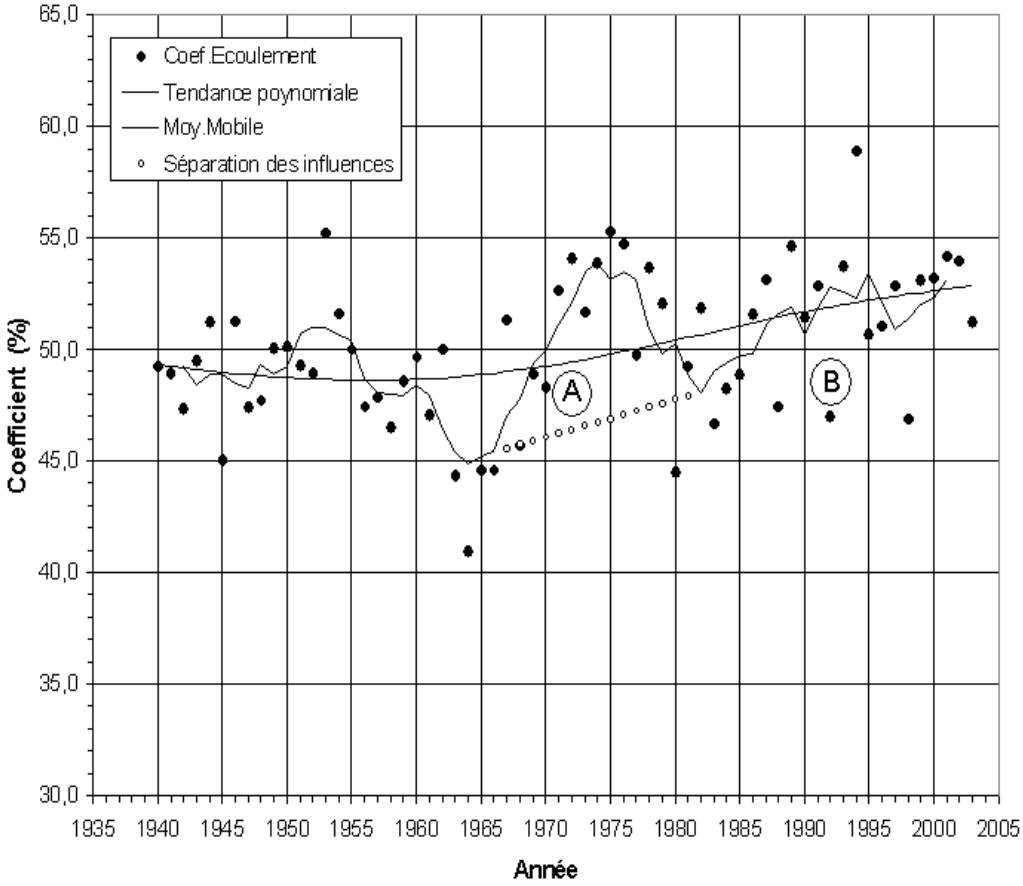


FIGURE 3.38 – Évolution du Coefficient d'écoulement. "A" : influence de la rupture de 1970. "B" : influence de la déforestation. D'après Callède et al. (2008)

qu'il est logique de supposer que le déboisement est la cause de l'augmentation des débits.

Néanmoins, Callède et al. (2008) indiquent que d'autres causes peuvent être envisagées : "*Jusqu'à présent, seules la rupture de 1970 et le déboisement nous paraissent être les causes de l'augmentation du coefficient d'écoulement. Mais restons prudent et gardons-nous d'être trop affirmatif : l'hydrologie de l'Amazone est chose compliquée et il ne serait pas impossible que d'autres facteurs interviennent*".

Nous développons ci-dessous, une approche complémentaire à celle de Callède et al. (2008) pour essayer d'expliquer l'augmentation du CE dans les dernières années du XXe*siècle*.

C.- La relation saisonnière pluie-écoulement à Óbidos

Nous avons constaté que la variabilité temporelle de la lame d'eau dans l'ensemble du bassin diffère d'une saison à l'autre. C'est pourquoi nous nous intéressons ici à

la comparaison de l'évolution saisonnière du coefficient d'écoulement à Óbidos.

La lame d'eau calculée pour chaque saison (de décembre, janvier et février-DJF, à septembre octobre novembre-SON) est comparée à l'écoulement de la saison correspondante, en considérant 2 mois de décalage liés au temps de concentration de l'eau dans le bassin (de février, mars et avril-FMA, à novembre, décembre et janvier-NDJ). La période d'analyse va de 1975 à 2003.

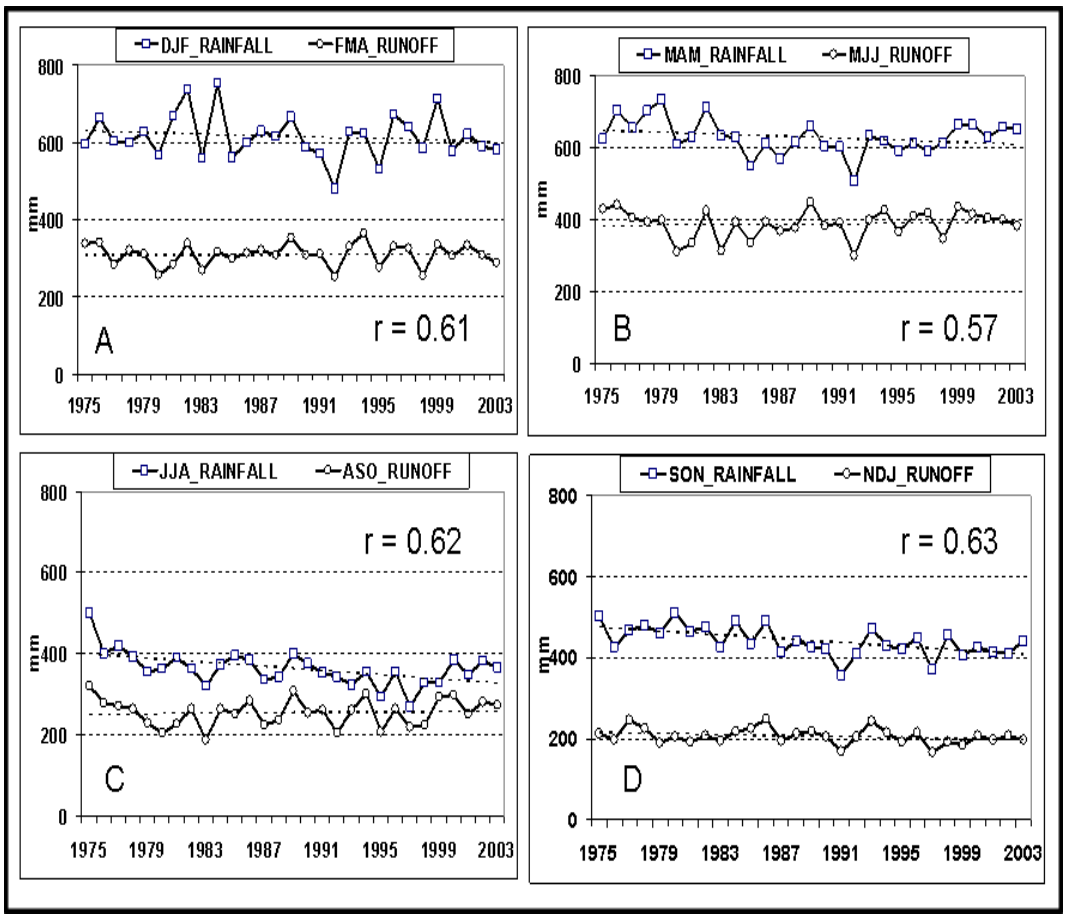


FIGURE 3.39 – Évolution temporelle de la lame d'eau et de l'écoulement à Óbidos pendant la période 1974-2003 (en considérant 2 mois de temps de concentration de l'eau dans le bassin). De DJF pour la pluie et FMA pour l'écoulement (en A) à SON pour la pluie et NDJ pour l'écoulement (en D).

L'évolution de ces deux variables à Óbidos, montre une bonne adéquation pour toutes les saisons, avec un coefficient de corrélation relativement élevé (r $\sim$ 0.60, Figure 3.39). Durant la période la plus humide, aucune tendance significative n'est trouvée ni dans la pluie ni dans les écoulements (de décembre à mai pour la pluie et de février à juillet pour l'écoulement ; Figures 3.39 a et b). Cependant, durant la période moins pluvieuse (de juin à novembre), des tendances significatives sont observées pour la pluie (avec p>90 et 95% en utilisant les coefficients de Pearson, Spearman et Kendall pour JJA et SON respectivement ; Figures 3.39 c et d). Ces di-

minutions ne sont pas observées pour les écoulements. La Figure 3.39 montre alors que la relation pluie-écoulement à Óbidos s'altère uniquement durant la période sèche pendant laquelle on observe une forte diminution des pluies à partir de 1992. L'écoulement n'est pas concerné par cette diminution puisqu'il est sans doute alimenté par l'aquifère (principalement rechargé par la pluie de la période humide qui ne montre pas, elle, de changement).

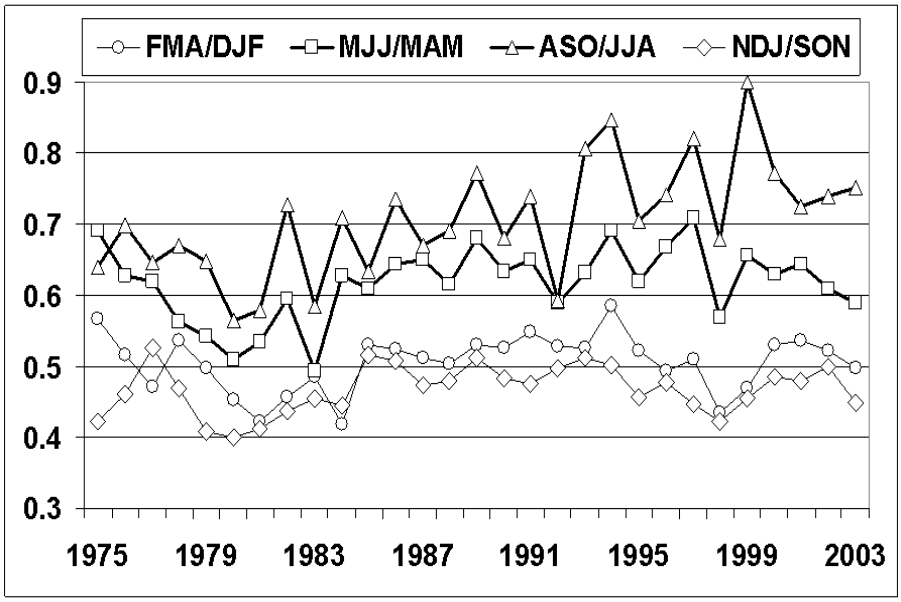


FIGURE 3.40 – Évolution saisonnier du coefficient d'écoulement pour la période 1974-2003. FMA/DJF indique que le CE est calculé à partir du débit du FMA et de la pluie de DJF.

Dans un but pratique, nous calculons le rapport entre la pluie et l'écoulement par saison (CEs, Figure 3.40). Les valeurs de CEs sont toujours plus élevées pendant la période sèche (écoulement de ASO / pluie de JJA ; ASO/JJA) car pendant la période sèche, l'apport de l'aquifère à l'écoulement est plus important. Le CEs varie entre 0.45 durant la saison humide et environ 0.7 durant la saison moins humide. Le CE annuel moyen vaut 0.57. Il est légèrement plus élevé que la valeur calculé par Callède et al. (2008) (0.53) pour la même période (Figure 3.38). La Figure 3.40 montre aussi que les valeurs de CEs restent relativement stables pendant la période 1975–2003, sauf en ASO/JJA, où de fortes valeurs sont observées après 1992. Néanmoins, entre les années 2000 et 2003 une augmentation de pluies est constatée en JJA (Figure 3.39 c), ceci est en relation avec une diminution du CEs en ASO/JJA pendant ces années (Figure 3.40). L'augmentation du CE observé après 1985 par Callède et al. (2008) (Figure 3.40) est sans doute un effet de la diminution de la pluie pendant la période moins pluvieuse (notamment en JJA).

Une autre façon d'analyser le changement de la pluie annuelle à Óbidos est présentée dans la Figure 3.41 a. On a vu que les pourcentages de pluie par rapport à la pluie totale annuelle montrent une forte diminution de juin à novembre, prin-

cipalement en JJA après 1992. Donc le pourcentage de pluie de la saison pluvieuse (décembre à mai) devient plus important après 1992. Entre 1992 et 1999, la pluie de JJA représente 16.1% de la pluie totale annuelle, contre 18.3% avant 1992 (2.2% de pluie en moins en JJA, valeur significative avec p>0.95, d'après un Student t-test). Par ailleurs, en DJF, le pourcentage de pluie après 1992 est de 31.4%, 1.8% de plus que les 29.6% observés habituellement pendant cette saison. La Figure 3.40 b montre que le pourcentage d'écoulement annuel est stable mais présente une légère augmentation durant MJJ après 1992 et au contraire une légère diminution en NDJ ; cependant ces tendances ne sont pas significatives. La forte diminution des pluies durant la période sèche est probablement atténuée par l'effet de l'aquifère qui permet de soutenir les étiages et d'éviter leur fort diminution.

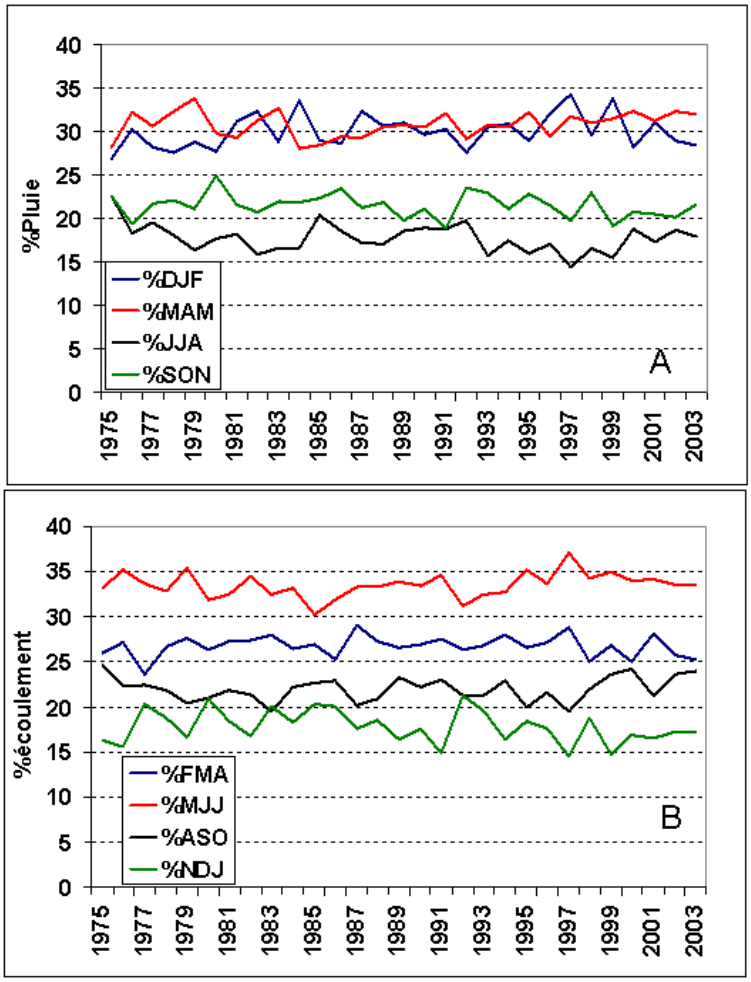


FIGURE 3.41 – Participation de chaque saison aux pluies annuelles en pourcentage (A), au débit annuel (B) à Óbidos.

En conclusion :

- La lame d'eau à Óbidos est modifiée après le début des années 1990. Après cette date, la pluie totale annuelle est encore plus concentrée durant la saison humide (DJF et MAM), tandis qu'une forte diminution des pluies est observée durant la période moins pluvieuse (JJA et SON ; Figures 3.39 et 3.40).

- La forte diminution des pluies en JJA et leur stabilité pendant la saison humide (DJF et MAM) fait supposer un apport de l'aquifère plus important dans la période d'étiage après le début des années 1990. Par conséquent l'augmentation du CE annuel après cette date (Figure 3.38) est probablement lié à la diminution des pluies dans la période moins pluvieuse.

- Dans la partie 3.5 on a montré que la diminution de la pluie en JJA et SON se produit dans le nord-ouest du bassin, région peu déforestée (Le Tourneau, 2004), d'où vient la plus grande partie de l'eau. La variabilité spatio-temporelle des pluies et non la déforestation semblent donc être à l'origine de l'évolution du CE à Óbidos.

- Finalement, la forte diminution des pluies pendant la période moins pluvieuse, est probablement "compensée" par l'action de l'aquifère, dont le rechargement est très lié à la présence de la forêt. Il semble alors évident qu'une augmentation de la déforestation, en défavorisant le stockage d'eau dans l'aquifère, aura pour conséquence des étiages plus bas que ceux observés jusqu'à maintenant.

Un changement du régime des pluies et la modification résultante du CE a également été observé en Afrique tropicale, dans le sud équatorial du Cameroun. Un fort écart entre les pluies des saisons sèches de JJA (augmentation) et de DJF (diminution) est signalé après 1990, tout comme dans le BA (Liénou et al., 2008). De même Hubert et al. (2007) confirme un changement dans les séries de débit du fleuve Sénégal entre 1993 et 1994 et des débits plus importants après cette date. Ces résultats laissent supposer un changement important dans les régimes hydro-pluviométriques à une échelle plus vaste que celle du BA. Ce sujet mérite d'être développé dans le futur.

3.7 Variabilité pluviométrique et relations avec la température de surface océanique (SST)

Avant d'aborder en détail l'analyse de la variabilité pluviométrique et sa relation avec la SST, des corrélations linéaires entre les axes significatifs des pluies de chaque saison et les principaux indices climatiques utilisés dans la partie 3.4 ont été d'abord calculées (Table 3.3). Nous étudions par la suite les relations entre les principaux modes de variabilité pluviométrique permettant d'expliquer la variabilité hydrologique et les champs de température de surface océanique (SST) pendant la période 1963–2003. Pour cela, nous utilisons les valeurs de SST issues du jeu de données du Hadley Center Version 1 (HadISST1) (Rayner et al., 2003).

Indice	DJF		MAM		JJA		SON			Annuel		
	PC1	PC2	PC1	PC2	PC1	PC2	PC1	PC2	PC3	PC1	PC2	PC3
SOI	0.24	**0.58**	0.08	0.23	**0.49**	-0.19	0.28	-0.26	*-0.33*	**0.48**	**0.46**	0.15
PDO	0.11	0.09	0.16	*-0.38**	**-0.66****	0.12	-0.02	0.08	0.12	**-0.43***	-0.12	**-0.41****
AMO	0.23	-0.27	0.06	0.05	**-0.43****	-0.09	**-0.44****	-0.13	0.10	0.22	*-0.31*	**-0.55****
NATL	0.09	-0.28	-0.16	-0.04	**-0.49**	-0.15	*-0.37*	-0.18	0.17	0.03	**-0.49**	-0.25
SATL	0.18	0.11	*0.37*	0.05	0.07	-0.07	-0.16	0.06	-0.21	*0.32*	0.28	**-0.56**
NATL-SATL	-0.08	-0.26	*-0.36*	-0.06	**-0.43**	-0.05	-0.12	-0.19	*0.31*	-0.21	**-0.62**	-0.17

Table 3.3 – Coefficients de corrélation saisonniers et annuels entre les axes significatifs des pluies et des indices climatiques régionaux pour la période 1963–2003. Les valeurs significatives à 99% et à 95% sont en gras et en italique, respectivement. Les relations non liées (liées) à l'autocorrélation des valeurs selon le test de Durbin and Watson (1950) sont notés avec "*" ("**"). Les ACP sont réalisées sur les 25 vecteurs pluviométriques régionaux de chaque saison et annuels (voir partie 3.4). Les couleurs rouge, jaune et verte correspondent à des modes temporels interannuel, décennal et à long terme, respectivement.

3.7.1 La SST et la pluie en DJF

La Table 3.3 et la Figure 3.27 confirment l'association entre l'axe 2 de DJF et le SOI, avec de fortes pluies pendant les années La Niña dans l'extrême est du bassin (Figure 3.29 b). Ces résultats sont cohérents avec ceux trouvés par Ronchail et al. (2002) et Marengo (2004). L'axe 1 de DJF ne montre aucune corrélation significative avec les principaux indices climatiques employés (Table 3.3). Néanmoins, ce mode de variabilité est important pour expliquer l'augmentation des débits dans le nord-ouest et la diminution des débits dans le sud depuis les années 1990 (Table 3.2) et nous avons donc analysé plus en détail la relation entre cet axe 1 et la SST globale.

Malgré le manque de corrélation avec les incides climatiques, l'axe 1 présente des corrélations significatives avec la SST dans certaines régions du globe. Ainsi, la corrélation entre la SST et l'axe 1 de DJF est négative dans le Pacifique tropical (PT), dans la région Niño 3.4 (5°N–5°S et 120–160°W ; r∼–0.40), malgré une

corrélation non significative avec le SOI. Ceci peut être expliqué par le fait que le SOI et Niño 3.4 sont deux indices qui permettent de décrire le phénomène ENSO, mais qui ne sont pas équivalents (Kane, 1997). Cette relation négative associe le phénomène El Niño avec des événements pluvieux (sec) dans le sud (nord-ouest) du BA (Figure 3.42 a ; toutes les corrélations qui apparaissent dans la figure ont un p>0.95). Ce résultat est cohérent avec les études précédentes. Ainsi, un excédent de pluie dans le sud du BA est associé à une activité persistante des perturbations extratropicales pendant les événements El Niño (Kousky et al., 1984), et à une accélération du jet à l'est des Andes qui renforce la mousson sud-américaine pendant l'été (Zhou and Lau, 2001; Ronchail and Gallaire, 2006). De même, Kousky et al. (1984) identifie un affaiblissement des alizés du nord-est durant les années El Niño associé à une diminution des pluies dans le nord du BA.

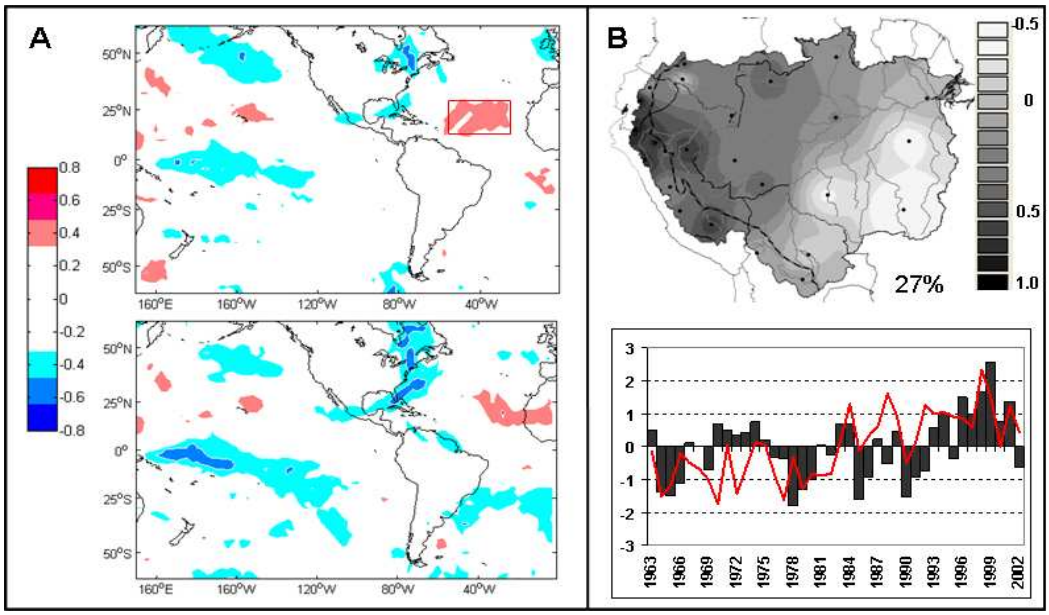


FIGURE 3.42 – A) Corrélation entre la SST et la série temporelle de l'axe 1 des pluies de DJF : en haut, pour la période 1963–2002, en bas pour la période 1963–1992. Seules les valeurs de corrélation significatives avec une probabilité au niveau de 95% sont montrées. B) et en haut (bas) mode spatial (temporel) associé à l'axe. La ligne rouge représente les valeurs centrées et réduites de la SST dans la fenêtre 15–30°N,30–50°W.

Une autre corrélation significative est observée avec les SST de l'Atlantique tropical nord (ATN ; r=0.40). La série temporelle de la SST de l'ATN (15–30°N et 30–50°W) montre une tendance à l'augmentation durant la période 1963–2002, avec un changement en 1984 et des valeurs plus élevées ensuite (environ 2°C de plus qu'avant 1984 ; Figure 3.42 b en bas). Ce changement en 1984 est cohérent avec la rupture observée dans la pluie dans la région sud–ouest du bassin (Figure 2.10 b). Ces conditions laissent supposer une forte ascendance sur l'ATN et une subsidence dans le sud du BA comme a été décrit par Marengo et al. (2008); Zeng et al. (2008). De plus, une entrée de vapeur d'eau plus faible dans le bassin amazonien, liée à l'af-

faiblissement des alizés du nord-est, peut contribuer à expliquer cette diminution de pluie au sud du BA (Marengo, 1992; Moron et al., 2001).

La Figure 3.42 met en évidence l'influence combinée du PT et de l'ATN sur la pluie dans le BA. En effet, pendant la période 1963–1992, la corrélation entre pluies et SST est plus forte dans la région Niño 3.4 et la variabilité interannuelle est marquée dans l'axe 1, tandis que la corrélation avec l'ATN est faible et centrée sur l'est du bassin Atlantique (Figure 3.42 a en bas). De plus, pendant la période 1963–1992, une corrélation négative apparaît sur l'Atlantique subtropical sud (ASTS 25–30°S, 40–50°W ; Figure 3.42 a). Il pleut moins dans le sud–est de l'Amazonie quand l'ASTS est plus chaud, car la SACZ est déplacée vers le sud, sur les eaux chaudes. Ceci est cohérent avec Barros et al. (2000) qui trouvent que l'augmentation de la SST dans l'ASTS génère une plus forte activité de la SACZ sur cette région et plus de pluie dans le sud du Brésil. Ensuite, à partir des années 1990 le lien pluies-SST se renforce sur l'Atlantique tandis que le lien avec l'ENSO diminue ; la variabilité interannuelle s'affaiblit donc et domine une variabilité à long terme, i.e. une forte diminution des pluies dans le sud liée au réchauffement de l'ATN (Figure 3.42 a en haut).

Ces résultats sont cohérents avec ceux de Ronchail et al. (2002) qui associent de fortes pluies dans la plaine bolivienne avec des anomalies négatives dans ATS. Uvo and Graham (1998) et Ronchail et al. (2002) signalent aussi que l'association avec les SST de l'Atlantique tropical et du Pacifique Equatorial est plus faible dans cette région que dans le nord, le nord-est et le sud-est du BA. De plus Ronchail et al. (2003) mettent en évidence que les débits dans le sud du BA (dans le Madeira à Porto Velho) sont plus liées aux SST du Pacifique équatorial pendant les années 1970 et 1980 (avec un débit plus fort durant El Niño), et que depuis les années 1990 ils sont plus liées aux SST de l'Atlantique Tropical sud (avec un débit plus faible quand les SST sont plus chaudes).

Marengo (2004) trouve aussi une association négative entre la pluie dans le sud du BA et les SST de tout l'Atlantique tropical durant la période 1976–1999, et aucune relation importante avec les SST du Pacifique tropical. Il est intéressant de remarquer que Marengo (2004) trouve aussi une variabilité dans le temps des relations pluie–SST en comparant les périodes 1950–1975 et 1975–1999.

3.7.2 La SST et la Pluie en MAM

Les indices climatiques liés à l'axe 1 de MAM sont ceux de l'Atlantique tropical, en particulier le SATL et le dipôle NATL-SATL (plus de pluie dans les Andes tropicales quand l'Atlantique tropical sud est chaud ; Table 3.3).

L'axe 2 de MAM est important pour expliquer la variabilité décennale des débits, notamment les forts (faibles) débits pendant les années 1970 et 1990 (1980) dans le nord-ouest (Figure 3.34). Elle est bien corrélée avec la PDO (Table 3.3). En effet, la corrélation la plus importante entre la SST et l'axe 2 de MAM s'observe dans le

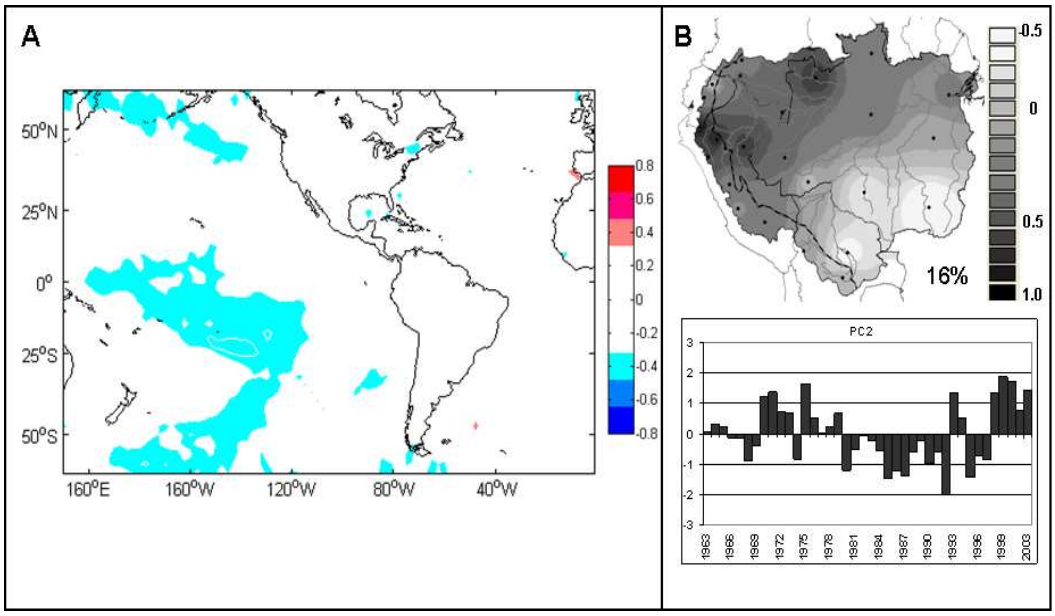


FIGURE 3.43 – Comme pour les Figures 3.30 mais en MAM.

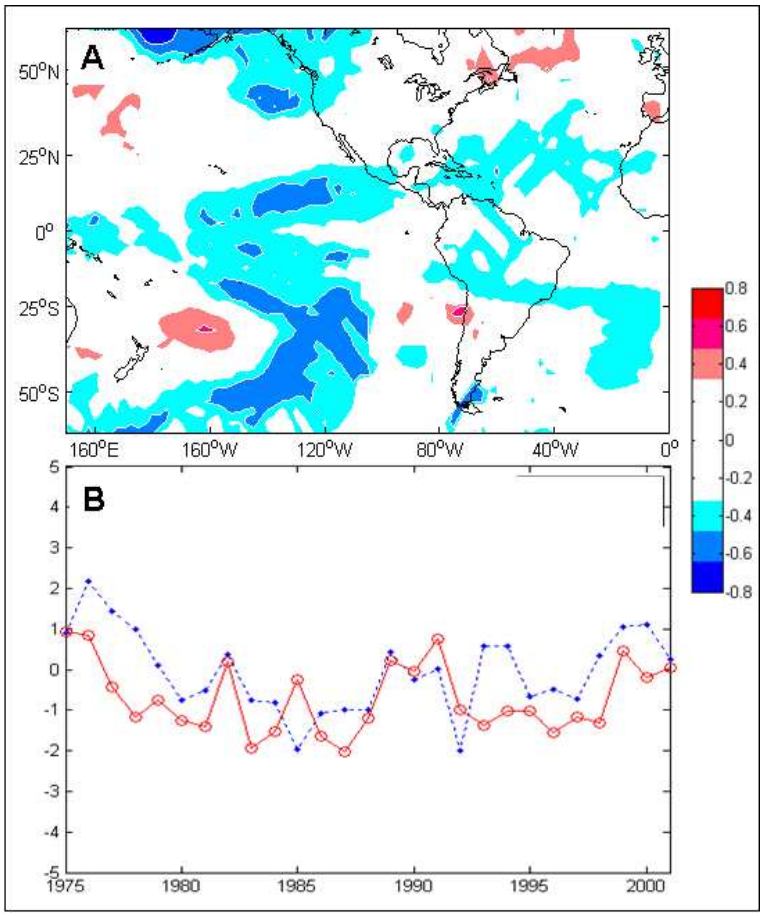


FIGURE 3.44 – A) corrélation entre la SST et la pluie du nord-ouest du BA en MAM (65-80°W ;5°N-5°S). B) Séries temporelles des anomalies de pluie dans le nord-ouest (ligne bleu ; 65-80°W ;5°N-5°S) et de la PDO (multipliée par -1, ligne rouge).

Pacifique tropical sud (PTS) autour de 10°S et est négative (Figure 3.43 a), tandis que des signaux positifs mais non significatifs se trouvent dans le Pacifique nord (40°N–180°W) et dans le Pacifique sud (35°S–160°W) ; cette configuration spatiale ressemble à celle de la PDO (Figures 3.8 et 3.9). L'axe 2 de MAM est corrélé de manière négative avec la PDO (-0.38, p>0.99, Table 3.3). En effet, la variabilité temporelle de la PDO montre un changement de phase en 1976, avec une phase positive dans les années 1980 et une phase négative à partir du milieu des années 1990 (Figure 3.7) (Chen et al., 2008). Les fortes valeurs de pluie dans le nord-ouest pendant les années 1970 et après le début des années 1990 peuvent être alors induites par les changements de phase de la PDO (Figure 3.43 b). Chen et al. (2008) montrent que pendant la phase négative de la PDO (avant 1976 et après 1994) des fortes anomalies de vent de sud-est sont observées dans le BA. Ceci est cohérent avec le maintien de la vapeur d'eau dans l'ouest du BA, comme cela a été observé en MAM lors de la comparaison entre le flux de vapeur d'eau des périodes 1993-2002 et 1980-1992 (Partie 3.4, Figure 3.25).

Comme nous l'avons montré dans le Chapitre 2, la forte augmentation des débits dans le nord-ouest du bassin est liée à l'augmentation des pluies de cette région (dans la fenêtre 65-80°W et 5°N-5°S ; Figure 2.10 a). Pour cela la corrélation entre les champs de SST et les anomalies de pluie moyenne de cette fenêtre est calculée pour MAM (Figure 3.44 a). On ne prend ainsi en compte que la variabilité de la région qui nous intéresse et non celle de l'ensemble du bassin. L'association est fortement négative avec le PTS, mais le signal est fort également sur le Pacifique tropical nord (PTN). Des signaux positifs sont observés dans le PTS (160°W et 30°S) et dans le Pacifique nord (175°E et 35°N) ; cette opposition entre les SST du PT et du Pacifique nord (corrélés négativement et positivement avec la pluie, respectivement) est aussi similaire au mode de variabilité spatial de la PDO (Figures 3.8 et 3.9). En effet, la corrélation entre les anomalies de pluie et la PDO est de -0.54 (Figure 3.44 b). Sur l'ATN on observe une corrélation négative et significative, et un signal est aussi distingué sur l'ATS.

Ces résultats sont cohérents avec Marengo (2004) qui trouve une forte anti-corrélation entre les anomalies annuelles de pluie dans le nord du BA et les SST du Pacifique tropical et une corrélation positive avec les SST du Pacifique nord dans la période 1976–1999. On en déduit un lien entre années pluvieuses au nord du BA et la phase froide de la PDO. Néanmoins, les mécanismes climatiques qui associent la PDO et les pluies dans l'Amazone est un sujet qui méritera plus de développement dans le futur. Pour finir, Marengo (2004) trouve aussi des corrélations négatives entre la pluie du nord du BA et les anomalies de SST dans l'Atlantique tropical pendant la période 1976–1999.

Pluies et indices climatiques en JJA présentent des corrélations significatives uniquement pour l'axe 1 (Table 3.3 et comme décrit dans la partie 3.4, Figures 3.21, 3.22 et 3.23). De plus la variabilité pluviométrique est moins liée à celles des débits durant cette saison qui est la moins pluvieuse. Pour ces raisons la relation entre les axes de JJA et la SST n'est pas présentée dans ce travail.

3.7.3 La SST et la Pluie de SON

L'axe 2 de SON ne montre aucune relation significative avec les indices climatiques (Table 3.3). L'axe 3 associe de faibles valeurs de pluie dans le nord-est aux années El Niño, tandis que des valeurs plus fortes apparaissent les années La Niña ; le contraire est observé à l'ouest et dans le sud du BA. Ce mode de variabilité est influencé par l'ENSO mais aussi par le gradient du NATL-SATL, qui montre que les fortes pluies dans le nord-est se produisent quand l'Atlantique nord est froid et l'Atlantique sud est chaud (Table 3.2). L'axe 1 de SON est bien associée avec le NATL. De plus, la Table 3.2 et la Figure 3.35 suggèrent que ce mode de variabilité est important pour expliquer la diminution de débit d'étiage dans le nord-ouest après les années 1980. Nous analysons donc plus en détail la relation entre la SST et l'axe 1 de SON.

L'axe 1 de SON est corrélée de manière négative avec le Pacifique tropical nord (PTN) et le Pacifique tropical sud (PTS ; Figure 3.45 a). Par ailleurs, l'ouest de l'ATN est aussi bien corrélé avec l'axe 1 de SON, principalement la région proche du continent (littoral du Venezuela, de la Guyane et du Brésil, Figure 3.45 a), avec une valeur de r = –0.55. Ceci suggère qu'une plus forte subsidence sur l'ouest et le centre de l'ATN peut expliquer la pluie dans le nord-ouest pendant SON par augmentation de l'ascendance sur cette région. La Figure 3.45 b montre qu'en effet la SST de la fenêtre 5-25°N ; 60-70°W présente un changement en 1981, de façon similaire à l'axe 1 de SON, qui correspond à un réchauffement de l'ouest de l'ATN après 1981 (moins de subsidence dans cette région). Cela peut expliquer la diminution des pluies dans le nord-ouest du BA à partir de 1981. L'association entre le réchauffement de l'ATN et la diminution de pluies dans le nord du BA pendant SON a été constaté aussi par Uvo and Graham (1998). De plus l'axe 1 de SON est bien lié aux indices de l'Atlantique comme le NATL (Table 3.2) ; la diminution du vent zonal sera vérifiée dans le Chapitre 5 (Figure 5.4).

Un autre corrélation significative entre les pluies et la SST se situe sur l'ASTS (25-30°N, 40-50°W ; Figure 3.45 a). Ceci peut s'interpreter comme l'intensification de la SACZ (Barros et al., 2000) qui peut expliquer les événements pluvieux dans le sud du BA.

Finalement les modes de variabilité associés aux totaux pluviométriques annuels sont le résultat des modes saisoniers décrits précédemment. L'axe 1 est principalement influencé par l'ENSO et la PDO, avec plus de pluie dans le nord quand le Pacifique tropicale est froid. Mais il est aussi influencé par l'Atlantique tropical sud (lien positif et significatif avec le SATL), avec plus de pluie dans le nord du bassin quand l'Atlantique tropical sud est chaud (Table 3.3 et Figure 3.33). L'axe 2 présente moins de pluie dans l'est pendant les années El Niño et quand l'Atlantique tropical nord est chaud (relation positive avec le SOI et négative avec le NATL ; Table 3.3 et Figure 3.33) ; le contraire est observé dans la plaine bolivienne. L'axe 3 est associé de façon négative avec le SATL (Table 3.2).

Par ailleurs, Jones and Carvalho (2006) trouvent des changements dans l'activité à long terme de l'oscillation de Madden-Julian (MJO), en 1976 et au début des

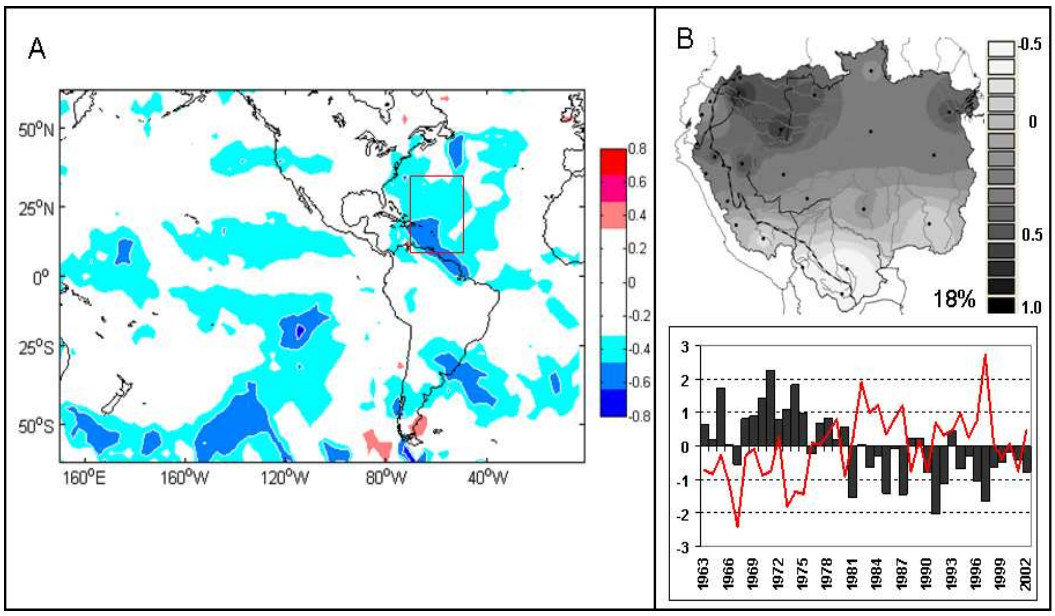


FIGURE 3.45 – Comme pour les Figures 3.30 et 3.33 mais en SON. En B, la ligne rouge représente les valeurs de SST moyennées dans la fenêtre 5–25°N, 60–70°W.

années 1990 (avec moins d'activité de la MJO pendant les années 1980). Les auteurs mentionnent que les changements de phase de la PDO peuvent être une cause de ce changement. Néanmoins, le rôle de la MJO sur la pluie dans le BA reste un sujet à développer postérieurement.

3.8 En résumé

Les résultats montrent que les principaux modes de variabilité pluviométrique dans le BA sont le résultat d'une influence simultanée des deux bassins océaniques voisins, sauf en MAM où les liens sont surtout observés avec le Pacifique. L'augmentation des pluies dans le nord-ouest pendant MAM dans les années 1970 et après 1990 peut être relié au changement de phase de la PDO. La diminution des pluies dans le sud en DJF après 1990 peut être attribuée au réchauffement de l'ATN central et finalement, le réchauffement de l'ouest de l'ATN peut être à l'origine de la diminution de pluie dans le nord-ouest en SON après 1980.

La Table 3.4 résume les relations trouvées entre les modes de variabilité spatio-temporelle de la pluie et les indices climatiques utilisés dans cette étude. **Le mode décennal** oppose le nord et nord-ouest du BA avec le sud et sud-est (axe 1 annuel et de DJF, axes 2 de MAM, JJA et SON). Ce mode de variabilité est associé à un excès (déficit) de pluie au nord et nord-ouest (sud) pendant les années 1970 et 1990. Ce mode de variabilité est cohérent avec les valeurs plus fortes (faibles) des débits de crues (d'étiages) dans le nord-ouest (sud) pendant les années 1970 et 1990. Le mode décennal en MAM et au pas de temps annuel est principalement associé au

Pacifique (PDO et SOI) : plus de pluie sont observées au nord-ouest et nord quand le Pacifique est froid, tandis que moins de pluies se produisent dans le sud. Un fort lien est aussi observé avec l'Atlantique tropical nord : on observe un excès (déficit) de pluies au nord (sud) du bassin, lorsque l'ATN est chaud.

	Variabilité	PC1	PC2	PC3
ANNUEL	Temporelle	Décennale	Interannuel	Long Terme
	Spatial	S ; N	NE; Ec. Bo.	NW-SE; NE-SW
	Indice associé	SOI + PDO	SOI + SATL-NATL	SATL
DJF	Temporelle	Décennale	Interannuel	
	Spatial	NW;SE	NE; Ec Bo	
	Indice associé	———	SOI	
MAM	Temporelle	Long Terme	Décennale	
	Spatial	Andes SW;N	NW;SE	
	Indice associé	NATL-SATL	PDO	
JJA	Temporelle	Long Terme	Décennale	
	Spatial	NW;SE	NW;SE	
	Indice associé	NATL-SATL + SOI	———	
SON	Temporelle	Long Terme	Décennale	Interannuel
	Spatial	N;S	N;SW	E;W
	Indice associé	———	———	SOI, NATL-SATL

TABLE 3.4 – Caractéristiques des modes de variabilité des pluies saisonnières et annuelles : variabilité temporelle, spatialle et indices climatiques associés. Les oppositions spatiales sont séparées par “;” . Ec=Équateur, Bo=Bolivie. Les couleurs sont en relation avec la Table 3.2).

Le mode de variabilité interannuel (axes 2 de la pluie annuelle et de DJF, et axe 3 de SON), caractérise généralement le nord-est du bassin, avec un signal qui s'affaiblit graduellement vers l'ouest et s'inverse dans la plaine bolivienne. Ce mode de variabilité est principalement lié à celui des débits moyens. Ce signal est fortement influencé par l'ENSO en été et en automne austral mais aussi par l'Atlantique nord au pas de temps annuel (moins de pluie dans l'est du bassin pendant années El Niño et quand l'Atlantique tropical nord est chaud).

Le mode de variabilité à long terme (axe 3 de la pluie annuelle et axes 1 de JJA et SON) présente un changement au début des années 1980, mais sa variabilité spatiale est relativement différente d'une saison à l'autre. Ce mode de variabilité, notamment ceux de SON et JJA permet d'expliquer la diminution des débits d'étiage depuis 1980 dans le nord-ouest. En général, ce mode de variabilité est associé à l'Atlantique tropical nord.

CHAPITRE 4

Types de temps et désagrégation dans le bassin amazonien

4.1 Introduction

Ce chapitre a pour objectif de définir les différents types de temps sur le bassin amazonien et d'identifier les conditions atmosphériques favorables à la pluie. L'étude est principalement orientée sur les deux régions de plus forte variabilité hydrologique et pluviométrique, le bassin du Amazonas–Solimões au nord–ouest et le haut Madeira au sud–ouest (Chapitres 2 et 3 respectivement).

Dans ce chapitre, les concepts généraux comme les types de temps, la désagrégation (ou downscaling dynamique et statistique) sont tout d'abord présentés, suivis par la suite d'une description détaillée des cartes topologiques auto-organisatrices utilisées pour identifier les types de temps. Dans la troisième partie les données et méthodes sont décrites, puis les résultats de l'application de l'analyse de types de temps dans le bassin amazonien sont présentés.

4.2 Concepts généraux

4.2.1 Types de temps

Une des principales applications de la climatologie synoptique consiste à associer à certains états de l'atmosphère des variables dépendantes comme la température ou les précipitations locales (Hewitson and Crane, 2002). Ces états atmosphériques sont appelés types de temps ou régimes de temps. Un type de temps synthétise l'état de l'atmosphère à un moment donné et à un endroit donné. Il est caractérisé par l'apparition reconnaissable et récurrente, au–dessus d'un territoire géographique donné, d'une situation météorologique identifiable par la répartition de systèmes anticycloniques et dépressionnaires et des masses d'air correspondantes (un type synoptique), associée à des caractéristiques bien déterminées du temps sensible (nébulosité, pluie, température, vent, etc).

L'analyse des types de temps permet d'identifier les conditions atmosphériques favorables aux précipitations. Il s'agit donc d'associer à chaque journée de la période étudiée un type de temps, caractérisé à la fois par un phénomène atmosphérique connu et une configuration spatiale des précipitations particulière. En fait, il consiste à mettre en évidence la relation, au pas de temps quotidien, entre champs de pluie et champs d'un descripteur de l'atmosphère. Ce descripteur doit renvoyer à un individu identifié (exemple : une perturbation extra-tropicale) capable d'expliquer la pluie.

4.2.2 Désagrégation ou Downscaling

Dans les dernières années, les modèles climatiques ont connu des progrès significatifs, principalement à travers le développement des Modèles de Circulation Générale couplés océan–atmosphère (CGCMs), qui simulent les principales caractéristiques de l'atmosphère et de l'océan à grand échelle. Cependant à une échelle plus fine, ces

modèles sont moins performants, en partie à cause de la base résolution horizontale (typiquement de l'ordre du 1° ou 2.5° de résolution), ce qui constitue un problème crucial pour arriver à identifier des impacts plus locaux du climat (D'Onofrio et al., in press). La technique qui permet d'identifier les impacts du climat (généralement à partir de GCMs) sur des variables météorologiques locales s'appelle communément la "désagrégation".

Deux principales voies se sont développées pour l'application de la technique de désagrégation. Une première nommée désagrégation dynamique, est basée sur l'utilisation des modèles climatiques régionaux qui paramétrisent les processus dynamiques à petite échelle qui contrôlent le climat au niveau régional. Les simulations issues de CGCMs sont utilisées pour forcer aux limites ces modèles régionaux ; grâce à cette méthode, il est possible de produire des projections du climat à haute résolution. Néanmoins, les modèles régionaux nécessitent un travail de développement considérable pour produire des champs atmosphériques viables à très fine résolution et une importante puissance de calcul.

Un autre approche est celle de la désagrégation statistique, basée sur la recherche des relations entre variables locales observées et variables à plus grande échelle (comme celles sorties des GCMs par exemple). Cette association est obtenue grâce à une "fonction de transfert". Ces méthodes statistiques se sont révélées aussi satisfaisantes que les méthodes dynamiques avec un investissement réduit et sont relativement simples à développer (Hewitson and Crane, 2002; Vrac et al., 2007). Plusieurs essais méthodologiques ont été développés pour reconnaître des types de temps et les associer aux températures et aux pluies journalières observées, c'est–à–dire pour trouver cette "fonction de transfert" entre variables de la circulation atmosphérique et la variable locale observée. On a tout d'abord utilisé des techniques manuelles qui demandaient un travail important (Lamb, 1950; Ronchail, 1985). Les corrélations simples ou des techniques de cluster comme la classification ascendante hiérarchique (CAH) ou les analyses factorielles (Zorita et al., 1993; Schnur and Lettenmaier, 1998) sont maintenant utilisées. La classification par nuées dynamiques (K-Means) est également une technique fréquemment employée pour l'obtention de types de temps (Akkur et al., 1992; Bárdossy et al., 1994; Huth, 2001; Moron et al., 2008). Par ailleurs, des techniques mixtes qui utilisent les K-Means comme un premier pas de classification suivie d'une analyse factorielle sont proposées par Davis and Kalkstein (1990) et Davis et al. (1993), et une analyse en composantes principales suivie des K-Means est aussi employée par D'Onofrio et al., in press.

Les modèles basés sur les réseaux de neurones ont aussi été développés pour reconnaître des conditions atmosphériques responsables de la pluie journalière grâce aux cartes topologiques auto-organisatrices. Cette méthodologie qui est appliquée dans ce travail, est décrite en détail ci–après.

4.3 Cartes topologiques auto–organisatrices

L'algorithme de cartes auto–organisatrices de Kohonen (Kohonen, 1984, 2001) ou algorithme SOM (pour Self-Organizing Maps) est très répandu dans de nombreuses disciplines (reconnaissance de formes, traitement de signal, biologie, ingénierie médicale, économie, etc), mais reste relativement peu utilisé en sciences du climat. Dernièrement, quelques travaux utilisant les cartes auto–organisatrices ont montré la pertinence de cette méthode dans les sciences du climat. Ainsi, Hewitson and Crane (1994) l'utilisent en climatologie synoptique (analyse d'observations météorologiques en plusieurs endroits). Cavazos (1999) applique cette technique pour classer des régimes de temps dans le nord du Mexique et au Texas ce qui leur permet de faire le lien entre des événements extrêmes de précipitations et des conditions atmosphériques de plus grande échelle. Niang et al. (2006), en appliquant les SOM, retrouvent les propriétés optiques des aérosols d'après la couleur de l'océan en imagerie satellitaire. Enfin, l'utilisation de SOM par Leloup (2006) a permis de caractériser les structures spatiales du phénomène ENSO dans la base de données de l'IPCC-AR4 et d'évaluer la sensibilité de ces caractéristiques en réponse au changement climatique. Leloup (2006), dont les principaux éléments méthodologiques ont été repris dans le présent travail, fait une description extensive de la théorie des SOM et de leur application en sciences du climat qui est résumée dans la suite.

4.3.1 Présentation du modèle SOM

L'algorithme SOM est à la fois un algorithme de classification et un algorithme de projection non linéaire. Ces cartes auto–organisatrices (ou cartes de Kohonen, désignées par Kc) sont des modèles statistiques à apprentissage non supervisé. Autrement dit, on connaît un ensemble de variables permettant de décrire un phénomène mais, en revanche, on n'a aucune connaissance de la structure des données à étudier (aucune connaissance d'expert n'est nécessaire). En opposition aux méthodes à apprentissage supervisé (par exemple la régression), aucune valeur à priori n'est attendue en réponse à une fonction. L'architecture du modèle est présentée dans la Figure 4.1. Il s'agit d'un réseau formé de deux couches de neurones totalement reliées :

- une couche d'entrée : elle sert à la présentation des observations $X_i \in R^d$ (une donnée X_i étant définie par d variables) issues de l'ensemble des données à analyser (l'espace des données), généralement de grande dimension, $D = \{X_i \in R^d, i = 1 : n\}$;
- une couche de sortie : la carte C (l'espace des représentations), de dimension réduite, généralement une grille régulière bidimensionnelle (de dimension $p \times q$). La topologie est déterminée par la forme du treillis et le voisinage (cf. parties suivantes) défini sur C.

Dans ce modèle, les neurones de la couche d'entrée sont formés des valeurs d'une observation $X_i \in R^d$ de l'espace des données. Cette couche est donc constituée de d neurones. Par exemple, dans l'analyse régionale des types de temps X_i est définie

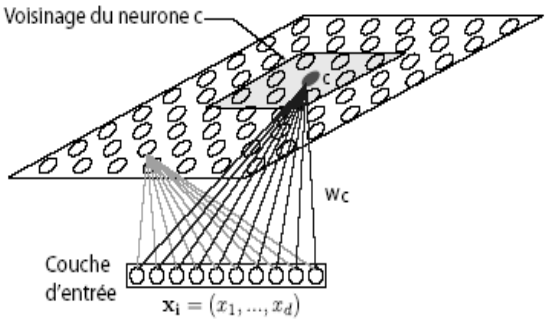


FIGURE 4.1 – Modèle de carte topologique en 2–D, d'après Dreyfus et al. (2002) et Leloup (2006).

par les anomalies du vents à 850hPa (u850 et v850) dans 17x13 latitude x longitude grilles, au pas de temps journalier entre 1975 et 2002 (ces caractéristiques sont décrites avec plus de détails dans la partie 4.4).

Un neurone de la couche de sortie (neurone c sur la Figure 4.1) est défini par deux positions : d'une part, par ses coordonnées *(uc, vc)* dans l'espace des représentations (c'est-à-dire sa position sur la carte C) et, d'autre part, par un vecteur $W_c \in R^d$, appelé vecteur référent (ou vecteur code, vecteur de poids, prototype), qui lui est associé dans l'espace des données. Chaque neurone c est entièrement relié à la couche d'entrée. Dans le cas de cette étude, la couche de sortie est constituée de 49 neurones (sur une carte 7 x 7 cf. dans la partie 4.4).

4.3.2 Forme de la carte

La carte est décrite par une structure de graphe constituée de noeuds et d'arêtes. Les noeuds sont les neurones (ou cellules, unités) et les arêtes symbolisent les relations de voisinage qui existent entre les noeuds, c'est-à-dire qu'elles définissent l'organisation respective des noeuds les uns par rapport aux autres.

On peut voir sur la Figure 4.2 que la forme et la dimension de la carte conditionnent le nombre de relations existant entre les neurones. Le choix des dimensions de la carte dépend fortement de ce que l'on souhaite modéliser et du niveau de détails recherché. En règle générale, il est intéressant de tester différentes formes et dimensions pour faire le choix le plus approprié. Par exemple, dans cette étude on a testé des cartes de 5x5, 7x7, 9x9 et 10x10 neurones.

4.3.3 Voisinage

La notion de voisinage est fondamentale dans l'algorithme des cartes auto–organisatrices. Elle résulte directement de la forme de la carte sélectionnée et permet de

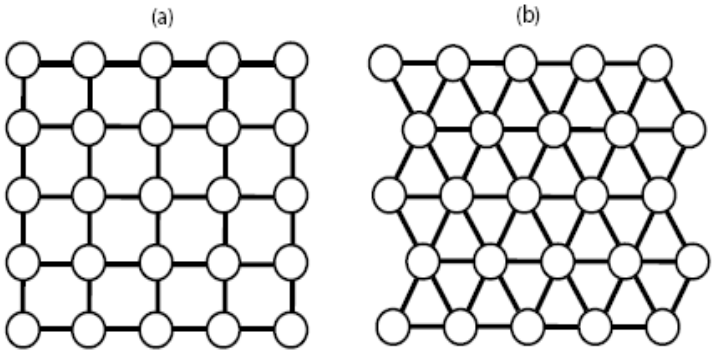


FIGURE 4.2 – Exemples de carte bidimensionnelle : (a) rectangulaire (b) hexagonale, d'après Leloup (2006).

définir la zone d'influence de chacun des neurones (voir Figure 4.3). La structure de graphe associée à C induit une métrique δ sur la carte : pour tout couple de neurones $(c, r) \in C$, la distance $\delta(c, r)$ est définie comme étant la longueur du plus court chemin entre c et r. Pour chaque neurone c, cette distance permet de définir un voisinage V_c d'ordre ρ, ρ étant le rayon du voisinage :

$$V_c = \{r \in C/\delta(c, r) \leq \rho\} \tag{4.1}$$

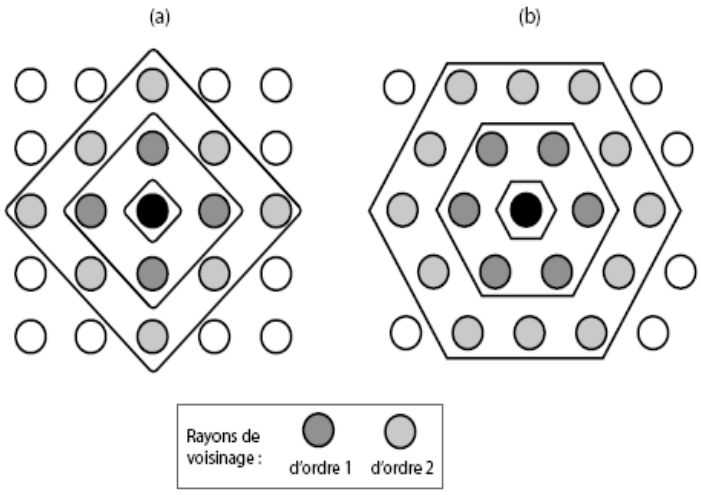


FIGURE 4.3 – Voisinages du neurone le plus foncé sur grille : (a) rectangulaire (b) hexagonale. (d'après Leloup (2006))

Le voisinage est formalisé par l'utilisation d'une fonction noyau K positive, symétrique, décroissante et telle que $K(0) = 1$ et $lim_{x\to\infty}\ K(x) = 0$ (en pratique, on utilise souvent une gaussienne qui permet d'adoucir l'auto–organisation). Elle permet de définir la zone d'influence autour de chaque neurone c. Cette fonction engendre une famille de fonctions, les K^T, définies par $K^T(\delta) = K(\delta/T)$ et paramétrées

par T (défini plus loin), ce qui permet de faire évoluer la taille du voisinage. Ainsi, $K^T(\delta(c, r))$ mesure la proximité effective entre les neurones c et r. Il existe différentes fonctions de voisinage qui permettent de faire varier la notion de proximité. Les fonctions noyaux usuelles, ainsi que les familles engendrées, sont les suivantes :

- **Indicatrice** (Figure 4.4 a) :

$$K(\delta)=\begin{cases}1 & si\ \delta<1\\ 0 & sinon\end{cases} \qquad \rightsquigarrow \qquad K^T(\delta)=\begin{cases}1 & si\ \delta<T\\ 0 & sinon\end{cases}$$

- **Exponentielle** :

$$K(\delta)=\exp(-|\delta|) \qquad \rightsquigarrow \qquad K^T(\delta)=\exp(-|\delta|/T^2)$$

- **Gaussienne** Figure 4.4 b :

$$K(\delta)=\exp(-\delta^2) \qquad \rightsquigarrow \qquad K^T(\delta)=\exp(-\delta^2/T^2)$$

Une fonction indicatrice suppose, par exemple, que tous les neurones appartenant au voisinage vont avoir la même influence tandis que les neurones très éloignés sur la carte n'auront aucune influence l'un sur l'autre. Les fonctions gaussiennes supposent qu'il existe toujours une petite contribution d'un neurone éloigné.

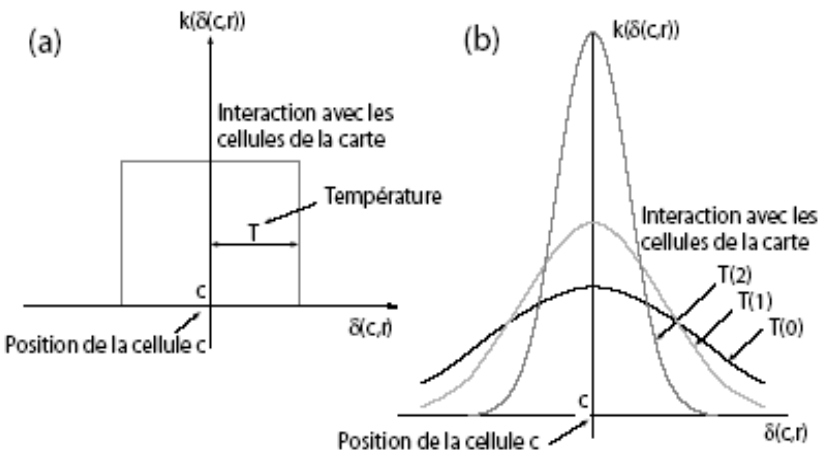


FIGURE 4.4 – a) Fonction de voisinage indicatrice : les neurones du voisinage ont la même influence, en dehors ils n'en ont aucune. b) Fonction de voisinage de type gaussien : l'influence entre deux neurones dépend de leur distance. d'après Dreyfus et al. (2002) et Leloup (2006).

4.3.4 Algorithme d'apprentissage de la carte

L'objectif majeur de cette méthode est de construire une classification dans laquelle les classes sont organisées. Pour cela, on cherche à obtenir de manière itérative un ensemble $W = \{W_c, \in R^d, c = 1 : p \times q\}$ de vecteurs référents qui réduise l'information contenue dans les données $D = \{X_i \in R^d, c = 1 : n\}$ de départ en satisfaisant la propriété fondamentale de conservation de la topologie sur C. Ainsi deux neurones c et r proches au sens de la métrique δ de C doivent être associés à des vecteurs référents w_c et w_r proches au sens de la distance définie dans l'espace des données (généralement la distance euclidienne, notée $\|.\|$). On peut ainsi définir une fonction d'affectation qui est une application de l'espace de départ vers la carte :

$$X(x_i) = arg\ min_{c \in C} \|x_i - w_c\|^2 \tag{4.2}$$

Cette fonction permet d'affecter la donnée x_i au neurone c qui va la représenter au mieux, via son vecteur référent w_c. L'attribution se fait en cherchant la distance minimale entre la donnée et tous les vecteurs référents au sens de la distance euclidienne.

Algorithme

L'algorithme est donc non supervisé, stochastique et se décompose en deux étapes à chaque itération. Il y a d'abord une étape de compétition entre les neurones qui détermine la zone de la carte que l'on va ajuster et une étape d'adaptation des vecteurs référents de cette zone (définie par le voisinage).

Algorithme SOM

Phase d'initialisation :

- Choix de la structure et de la taille de la carte ;
- Initialisation de l'ensemble W^0 des $p \times q$ référents initiaux, aléatoirement ou linéairement ; plusieurs variantes sont possibles (Kohonen, 2001; Thiria et al., 1997; Dreyfus et al., 2002) ;
- Choix des valeurs des paramètres d'apprentissage : T_{min}, T_{max} et le nombre d'itérations N_{iter}.

pour t = 1 : N_{iter} **faire**
Mise à jour du paramètre T :

$$T(t) = T_{max} \times (T_{min}/T_{max})^{t/N_{inter}-1}$$

pour *une donnée x_i choisie de manière aléatoire et équiprobable (selon une loi uniforme U[1, n])* **faire**

- Phase de compétition/affectation : La donnée x_i est présentée à tous les vecteurs référents et neurone gagnant ($Best - Matching\ Unit\ ou\ BMU$) est calculé en utilisant la fonction d'affectation suivante :

$$X(x_i) = arg\ min_{c \in C} \|x_i^t - w_c^t\|^2 \tag{4.3}$$

- Phase de mise à jour des référents W_t :

w_c^t=w_c^{t-1}-$\mu^t K^{T(t)}(\delta(c,X_t(x_i)))(w_c^{t-1} - x_i)$ *pour* $c \in V_c^{T(t)}(\delta(c,X_t(x_i)))$
w_c^t=w_c^{t-1} *pour* $c \notin V_c^{T(t)}(\delta(c,X_t(x_i)))$

fin
fin

4.3.5 Interprétation

À chaque itération, une observation est présentée à tous les vecteurs référents et elle est affectée à celui qui lui correspond le mieux, appelé le neurone "gagnant". La somme des carrés des écarts est minimisée pour l'observation et son vecteur référent, mais aussi pour les vecteurs référents voisins, d'après la structure définie (Figure 4.5).

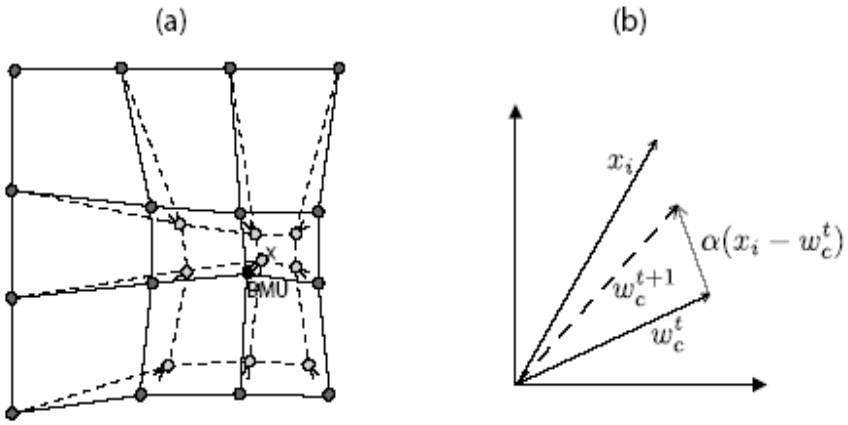


FIGURE 4.5 – Pour une itération donnée, (a) mise à jour du neurone "gagnant" (BMU) et de ses voisins vers l'entrée x (les lignes pleines et pointillées correspondent respectivement aux situations avant et après la mise à jour) ; (b) illustration d'une mise à jour, d'après Leloup (2006)

Ensuite, lors de la projection de l'ensemble D sur la carte C obtenue, chaque neurone c va "capter" un sous–ensemble $A = \{x_i,\ i = 1 : nc\}$ où n_c est appelé la cardinalité du neurone. A la fin de l'apprentissage, chaque neurone possède une cardinalité différente. Le vecteur référent w_c associé au neurone c est donc un représentant

du sous–ensemble A. En d'autres termes, on peut concevoir w_c comme un "classifieur" de la "classe" A. Deux observations x_i et x_j présentant des caractéristiques similaires dans l'espace de départ D vont être projetées sur des noeuds proches sur la carte C. De la même façon, des neurones proches sur C auront "capturé" des données similaires de D. Les SOM mettent donc en évidence les relations de proximité intrinsèques qui existent dans les données initiales et les projettent sur un espace organisé.

On peut aussi considérer que la carte C obtenue constitue une approximation discrète de la distribution des données initiales. Il y aura beaucoup de neurones dans les régions où les données sont nombreuses et moins de neurones dans les régions où les données sont plus éparses.

En conclusion, dans notre cas, chaque jour (observation) est assigné à la condition atmosphérique qui lui correspond le mieux (neurone), de façon à ce que chaque neurone regroupe un ensemble de jours aux conditions atmosphériques semblables. De plus, grâce à la propriété de voisinage, des neurones proches dans la carte regroupent des situations météorologiques proches.

4.3.6 Classification sur carte topologique

Selon les problématiques et les données à traiter, on peut souhaiter utiliser l'algorithme SOM comme outil de réduction de l'espace des données en gardant un niveau de détail important. Par contre, la carte obtenue est de grande dimension et si l'interprétation générale est simplifiée par l'ordre topologique sur la carte, il est en revanche plus compliqué de dégager des situations particulières. Ainsi, la carte calculée permet de comprendre la structure des données sans trop réduire l'information. Dans ce cas, une seconde analyse, cette fois-ci sur l'espace réduit représenté par la carte des neurones, peut être nécessaire pour former des groupes de neurones aux caractéristiques proches. Il existe plusieurs possibilités. On peut calculer une classification sur les vecteurs référents, par exemple une classification ascendante hiérarchique (CAH).

Une CAH sur la carte de Kohonen a été effectuée afin de représenter les types de temps non plus en terme de données climatiques mais en terme de classes dans le but de faire ressortir des comportements communs (cf. représentation schématique Figure 4.6). L'espace étant totalement organisé par les SOM, chaque classe est clairement interprétable et identifiée par rapport aux autres classes, ce qui nous a permis de définir des trajectoires dans l'espace de ces classes. De cette façon, chaque classe regroupe des conditions atmosphériques ressemblantes et chacune peut être considérée comme un type de temps.

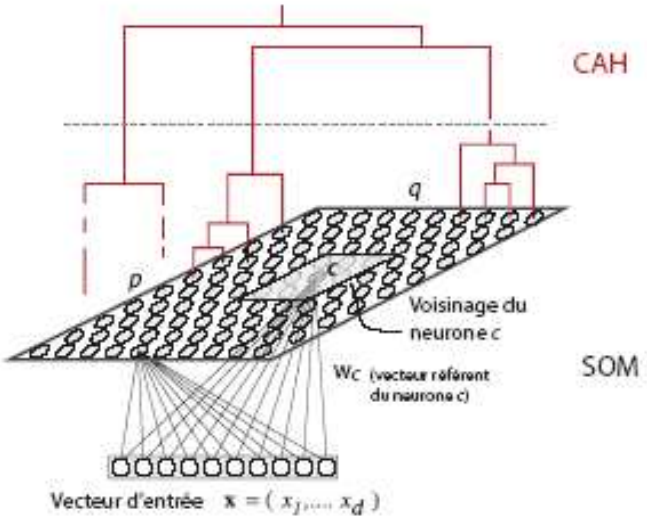


FIGURE 4.6 – Représentation schématique des SOM suivi d'une CAH, d'après Niang et al. (2006) et Leloup (2006).

4.4 Application dans le bassin amazonien

4.4.1 Données employés

Les données pluviométriques *in situ*

Une base de données pluviométriques au pas du temps journalier a été mise en place dans les deux régions de plus forte variabilité hydrologique identifiées dans les chapitres précédentes, c'est à dire le sud-ouest et le nord-ouest du bassin amazonien (BA). La disponibilité des données quotidiennes de pluie nous impose de focaliser l'analyse sur deux sous régions. La première, dans le sud-ouest du BA, correspond au bassin du Madeira dans la plaine bolivienne, où 17 postes pluviométriques présentent des données journalières sur une période commune de 1950 à 2005, fournies par le SENAMHI de Bolivie (Figure 4.7). Le deuxième groupe de stations, situé dans le nord-ouest du BA, comprend 23 postes pluviométriques situés dans le bassin du Solimões. La période couverte est plus courte puisqu'elle s'étend de 1975 à 2005. Cette information est fournie par l'ANA du Brésil (Figure 4.7).

L'homogénéité et la qualité de l'information a été initialement testée par le MVR, en analysant la variabilité interannuelle des précipitations. Au pas de temps quotidien, la cohérence entre les données issues de stations proches a été vérifié et les stations présentant des périodes aux comportements incohérents (absence totale de pluie pendant une période alors que les voisines en disposent, etc.) (Mestre, 2000) ont été supprimées. Finalement un test d'homogénéisation basé dans la détection de ruptures artificielles dans les séries journalières a été effectué (Buishand, 1982). L'information utilisée présente, pour chaque mois et chaque station, moins de 10%

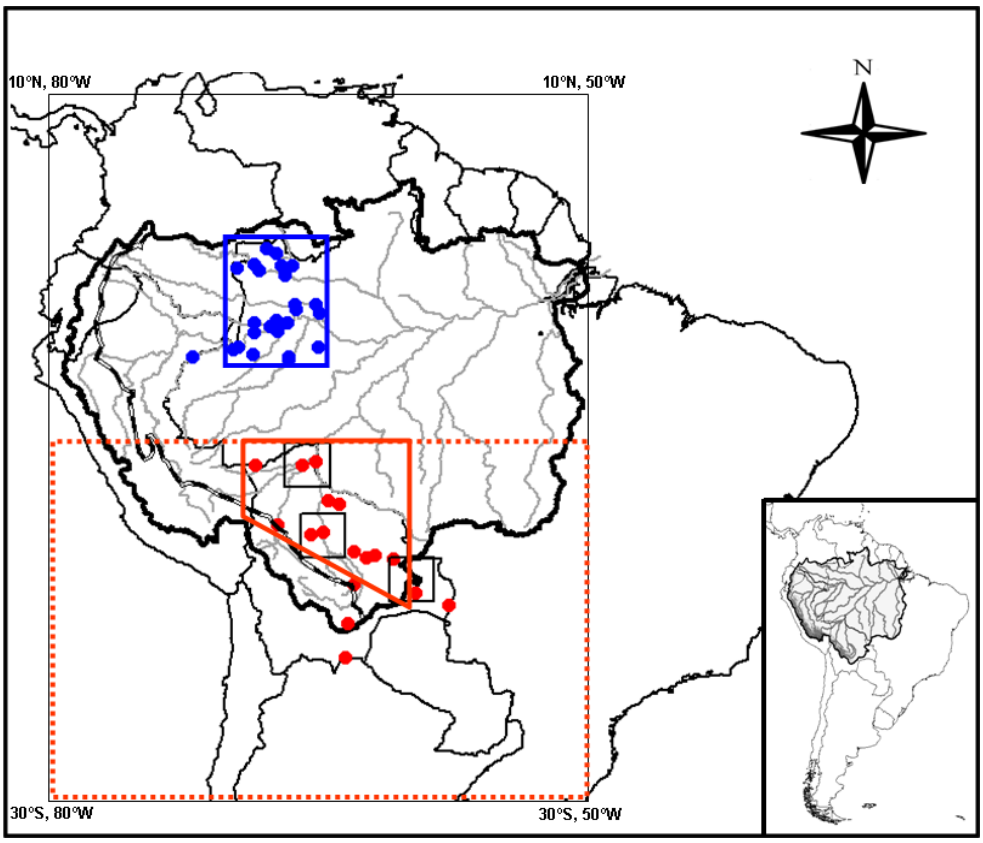


FIGURE 4.7 – Région nord de l'Amérique du Sud sur laquelle l'analyse de types de temps a été effectuée (10°N-30°S ; 50-80°W, cadre noir). La ligne pointillée rouge montre la région utilisée pour l'analyse régionale. Les polygones délimitent les régions sur lesquelles la lame d'eau a été calculée à partir des stations pluviométriques représentées par des points (rouges dans le sud-ouest et bleu dans le nord-ouest).

de données manquantes.

Les donnes ERA–40

Les données de réanalyses du 40-yr European Center for Medium-Range Weather Forecast (ECMWF) Re-Analysis Project (Uppala et al., 2005, ERA–40) ont été utilisées pour la description de la circulation et des conditions atmosphériques régionales. Ces données sont disponibles sur une grille de 2.5°x2.5° de résolution depuis le 1 septembre 1957 jusqu'au 31 août 2002 sur le site http// data.ecmwf.int/ data/d/era40_ daily/. La température de l'air (t), le vent méridien et zonal (u et v), la divergence et la vitesse verticale du vent (d et w) et le géopotentiel (z) ont été extraits pour trois niveaux de pression : 850, 500 et 200 hPa. De plus la colonne totale d'eau (tcw) et les précipitations totales journalières (tp) ont été aussi téléchargées.

Préparation des données

Les données ERA-40 ont été extraites dans la région nord de l'Amérique du Sud (10°N-30°S et 50°-80°W, Figure 4.7). Dans cette région qui encadre le BA on peut identifier les principaux vents et centres de pression près de la surface qui définissent la circulation dans cette région (voir description de la circulation atmosphérique dans le chapitre 3 et Figures 3.3 et 3.4) : les alizés de nord-est et de sud-est et le vent de nord-ouest à l'est des Andes (qu'on appelera NWEA) qui inclue les épisodes de Low–Level Jet (LLJ), la dépression du Chaco et les extrémités occidentale et orientale des anticyclones subtropicaux de l'Atlantique et du Pacifique sud, respectivement. De plus cette fenêtre inclut pour partie les zones de convergence responsable des pluies : la convergence des alizés au niveau de la ZCIT et la convergence du flux de mousson, de l'alizé de sud-est et des circulations extra tropicales qui donne lieu à la zone de convergence de l'Atlantique sud (SACZ). Cette fenêtre comprend aussi la Haute de Bolivie et la partie septentrionale du jet d'ouest dans les hautes couches de l'atmosphère (voir partie 3.3).

On a tout d'abord appliqué un filtre de Hanning passe haut afin de garder la variabilité à l'intérieur des périodes à 60 jours. Les données ont été ensuite analysées par saison (décembre-janvier-février (DJF), mars-avril-mai (MAM), juin-juillet-août (JJA) et septembre-octobre–novembre (SON)), afin de prendre en compte les spécificités saisonnières de la circulation.

À l'intérieur de la fenêtre d'analyse, les variables possèdent des variabilités d'amplitude. Ainsi des vents moyens de nord-ouest dans la plaine bolivienne ont une forte variabilité puisque ces vents peuvent s'inverser (Gan et al., 2004; Marengo et al., 2004). Au contraire, dans le nord du BA on observe des alizés de nord-est relativement stables et par conséquence une variabilité plus faible du vent. Afin d'uniformiser la variance des variables et de donner un poids identique à chaque point de la carte, celles-ci ont été normalisées à chaque point de grille (2.5°x2.5°). On a ainsi pu réaliser une classification adéquate des situations atmosphériques journalières sans donner une importance excessive aux régions de forte variabilité.

4.4.2 Définition des types de temps dans BA par méthode neuronale

Pour définir des types de temps sur le bassin Amazonien, une carte de Kohonen (Kc) est construite à partir des valeurs journalières des variables à trois niveaux de l'atmosphère (t, u, v, d, w, z pour 850, 500 et 200hPa et tcw). Certains concepts fondamentaux sur les cartes topologiques auto–organisatrices sont rappelés ci-dessous :

- Une carte de Kohonen (Kc) est une représentation dans deux dimensions de neurones qui permet d'organiser spatialement les principales structures de la variabilité atmosphérique dans le BA.
- Un neurone est défini par sa position sur la Kc et son vecteur de référence.

- Un vecteur de référence est défini par les conditions atmosphériques propres à chaque point de grille de la région d'étude.

Donc, la Kc permet de regrouper dans un même neurone des jours avec des conditions atmosphériques semblables.

Par ailleurs, le choix de la dimension de la Kc dépend de la complexité du problème étudié et du niveau de détail requis pour l'analyse. Dans cette étude, différentes dimensions de la Kc ont été testées (5x5, 7x7, 9x9 et 10x10). La dimension de la carte ne modifie pas les principaux résultats. Une Kc intermédiaire de 7x7 à été finalement retenue (i.e., 49 neurones).

Les jours très pluvieux (dont la pluie est supérieure à la valeur du percentile 0.9) ont ensuite été identifiés à partir des données des postes pluviométriques *in situ*. Ces jours pluvieux ont été projetés sur la Kc, nous permettant aussi d'identifier les conditions atmosphériques associées aux fortes pluies.

Les retraits successifs de variables dans la construction de la Kc ont permis ensuite d'identifier les principales variables qui aboutissent à une bonne structuration des jours pluvieux sur la carte, i.e. une concentration des jours pluvieux dans une région spécifique de la Kc.

L'analyse locale des types de temps

Nous avons initié le processus d'identification des types du temps à petite échelle, de 2.5°x2.5° à 10°x10°, soit sur 1x1 à 4x4 points de grille. Cette analyse a été effectuée indépendamment pour les deux régions sélectionnées du bassin amazonien (le sud-ouest et le nord-ouest). Dans le sud-ouest, trois grilles situées dans les extrêmes nord et sud et dans le centre, ont été choisies pour démarrer l'analyse (Figure 4.8).

La Figure 4.8 b montre les anomalies des variables associées à chaque neurone (représentant les vecteurs référents). Les jours qui se projettent dans le coin inférieur droit sont associés à des anomalies négatives du vent méridien à 850 hPa (v850) et neutres du vent zonal à 850hPa (u850), valeurs qui correspondent à la mise en place du NWEA (et du LLJ) dans la région. De fortes anomalies négatives sont également observées pour la divergence à 850hPa (d850) et pour la vitesse verticale du vent à 500hPa (w500), indiquant de l'ascendance dans la moyenne atmosphère et correspondant à une forte divergence dans la haute atmosphère (d200). Ce coin correspond de plus à des valeurs d'humidité et de température élevées (anomalies positives de tcw et t850 respectivement).

La pluie calculée pour cette grille correspond à la moyenne des pluies totales journalières des stations de San Ignacio de Mojos et Trinidad. La projection des jours pluvieux sur la Kc montre une concentration importante dans la partie inférieure droite. Entre 25 et 40% des jours qui se projettent à cet endroit de la Kc dépassent le percentile 0.9 de pluie (17 mm). Les conditions non pluvieuses se situent dans le

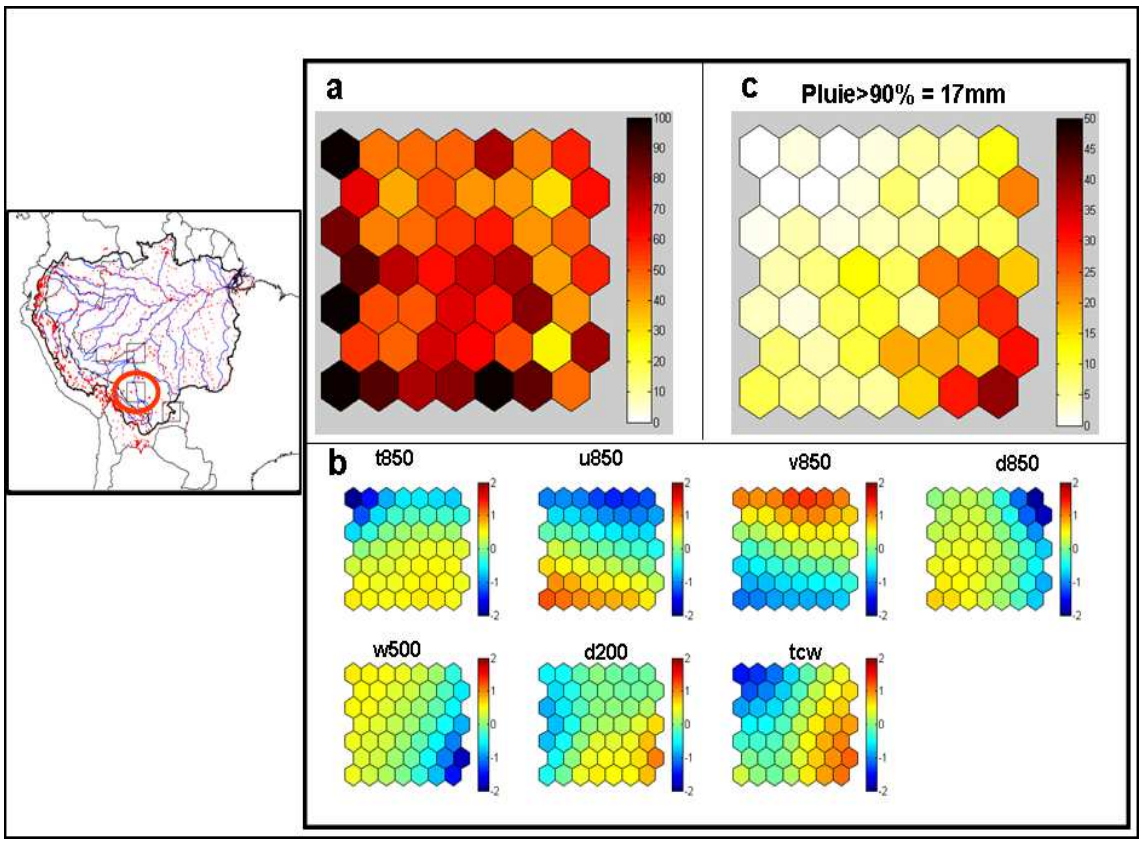


FIGURE 4.8 – Application de la méthode neuronale sur la région centrale de la plaine bolivienne. a) projection des tous les jours sur la Kc. b) anomalies des variables atmosphériques sur les neurones et c) projection du pourcentage des jours pluvieux sur la Kc.

centre et dans la partie gauche de la Kc (Figure 4.8 c).

Ce résultat confirme que la pluie est associée à des mouvements ascendants de l'air humide. Un processus interactif de recalcul de la Kc enlevant n'importe quelle variable, confirme que toutes les variables qui décrivent la dynamique de l'atmosphère locale ont un rôle important pour expliquer la pluie quand on travaille à une échelle fine. Des combinaisons de variables atmosphériques identiques ont permis de trouver une bonne structuration des jours pluvieux sur la Kc pour toutes les saisons. De plus, l'application de cette méthodologie à d'autres régions de la plaine de Bolivie présente des résultats similaires.

L'analyse régionale des types de temps

Une classification des jours a été réalisée à partir des données atmosphériques pour la fenêtre 9-30°S et 50-80°W, soit 9x17 points de grilles (cadre rouge dans la Figure 4.9 a). La Kc réalisée à partir des mêmes variables que celles utilisées pour l'analyse locale montre une distribution relativement homogène des données sur la carte (Figure 4.9 a). Les structures moyennes des neurones extrêmes pour chaque variable

sont calculées (Figure 4.9 d). Le coin supérieur droit de la Kc, où se projettent les jours pluvieux (Figure 4.9 c), présente de fortes anomalies négatives de d850 et w500 sur la plaine bolivienne, ainsi que des anomalies positives d'humidité (tcw) et des anomalies moins importantes de température à 850hPa (t850) et de divergence à 200hPa (d200, Figure 4.9 d).

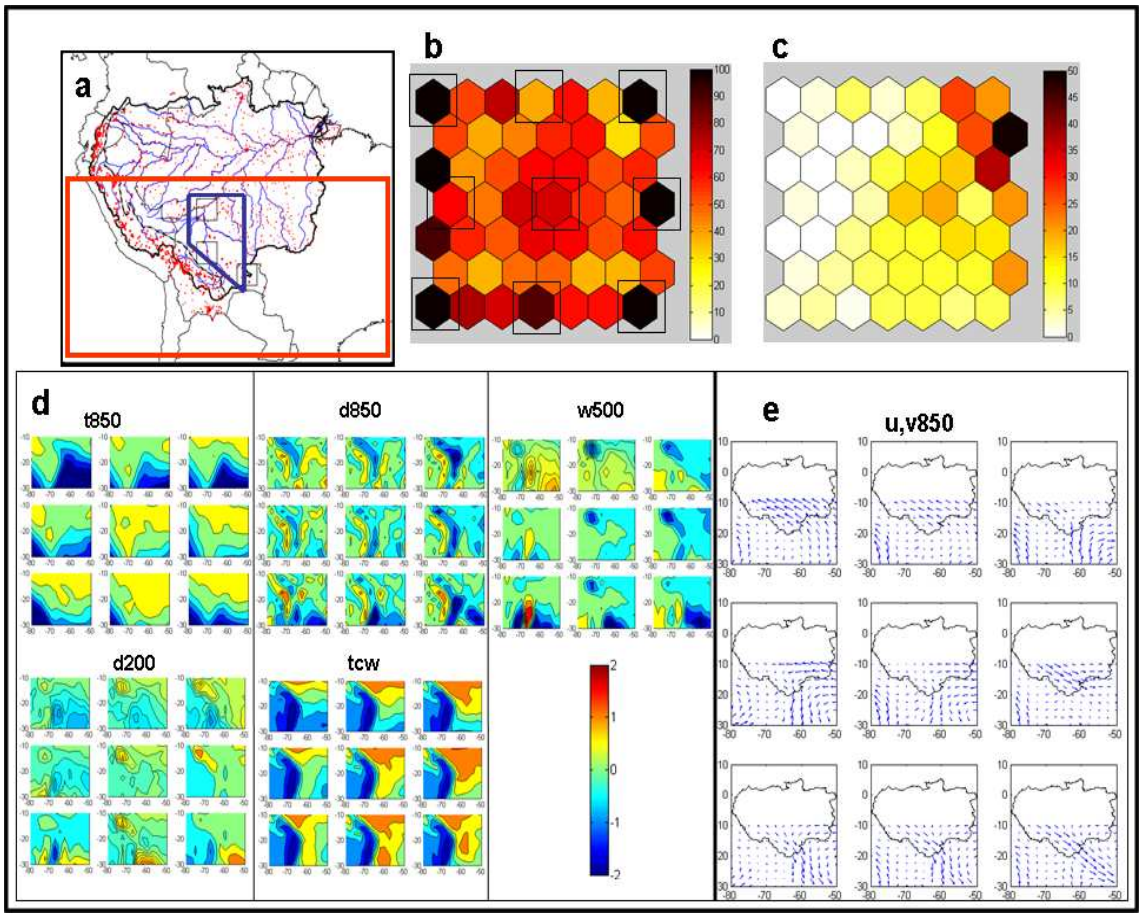


FIGURE 4.9 – Application de la méthode neuronale sur la sous région sud du BA. a) Le cadre rouge définit la région d'analyse dans cette étape du travail. b) projection de tous les jours sur la Kc. c) projection du pourcentage des jours pluvieux sur la Kc. d) conditions moyennes des variables atmosphériques des jours qui se projettent sur les neurones extrêmes (signalées en b). e) Le vecteur vent à 850hPa calculé pour chaque neurone montré en b).

La Figure 4.9 e montre finalement les circulations de basses couches (u850, v850) correspondant à chaque neurone extrême. Le coin supérieur droit est typiquement lié à la mise en place du NWEA qui converge avec une forte anomalie positive de v850 provenant du sud du continent. Cette circulation donne lieu à une forte convergence dans le sud de l'Amazonie (cartes supérieures droites et centrales droites dans la Figure 4.9 b). Les autres neurones de la partie haute de la Kc, montrent une progression de l'anomalie des vents de sud vers le nord et donc l'inversion du NWEA. Ce phénomène se produit lorsque l'AAS est faible et au contraire quand l'Anticyclone

du Pacifique sud (APS) est fort. De plus, la convergence à 850hPa diminue entre la droite et la gauche de la Kc dans la plaine bolivienne. Vers la partie inférieure de la Kc l'activité de l'APS s'affaiblit, pendant que l'AAS se renforce, condition qui favorise de fortes anomalies de vent d'est qui sont déviés vers le sud à l'approche des Andes. De cette manière, à l'extrémité inférieure de la Kc, on observe un LLJ bien développé et la divergence de basses couches s'installe dans cette région.

Dans le cas de l'analyse régionale, la pluie observée que l'on utilise pour caractériser les jours pluvieux correspond à la lame d'eau moyenne calculée sur chacune des sous-régions, à partir des polygones de Thiessen (Thiessen, 1911). En effet, l'objectif de cette étude étant de comprendre la variabilité pluviométrique et son lien avec les régimes de temps, il est plus pertinent d'analyser les pluies intégrées sur une surface (une lame d'eau) plutôt que des pluies ponctuelles. Les jours de fortes pluies (supérieures au percentile 0.9, soit 13 mm) se projettent clairement à l'extrémité supérieure droite de la Kc, la moitié gauche de la carte en restant exempte (Figure 4.9 c). Donc, de façon identique à ce qui se produit dans l'analyse locale, les jours pluvieux dans la plaine bolivienne sont caractérisés par une forte convergence à 850hPa, une ascendance du vent à 500hPa et la divergence à 200hPa ; cette analyse régionale nous montre également que la convergence qui donne lieu à la pluie est due aux vents de sud qui empêchent dans cette région la progression vers le sud du NWEA y compris de LLJ (Figure 4.9 e).

Comme les conditions de circulation dans les basses couches semblent capables d'expliquer une bonne part des situations pluvieuses, une autre Kc est construite pour le même domaine régional à partir de u850 et v850 uniquement (Figure 4.10). De façon similaire à ce qui est montré dans la Figure 4.9, la pluie est liée à des conditions de convergence dans la région entre le vents du NWEA et des vents de sud dans le nord-ouest du bassin de La Plata.

Une méthode analogue a été appliquée à la région nord (entre 10°N-10°S et 50°-80°W, soit 9x17 points de grille). Ces résultats montrent que le réseau présente une bonne capacité pour expliquer la pluie et qu'à l'échelle régionale u850 et v850 semblent suffisants pour décrire les conditions atmosphériques en lien avec les événements pluvieux.

Définition des types de temps

Jusqu'à maintenant nous avons montré que notre méthode de classification est capable d'associer les événements pluvieux avec la circulation régionale des vents à 850hPa, en analysant séparément le nord et le sud du bassin amazonien. Cela n'a pas été le cas dans l'analyse locale des types de temps, où toutes les variables ont un rôle important pour expliquer les pluies. Nous cherchons maintenant à savoir si les conditions caractéristiques de la circulation (ou types de temps) dans l'ensemble du bassin permettent d'expliquer les anomalies de pluie dans le nord-ouest et le sud-ouest.

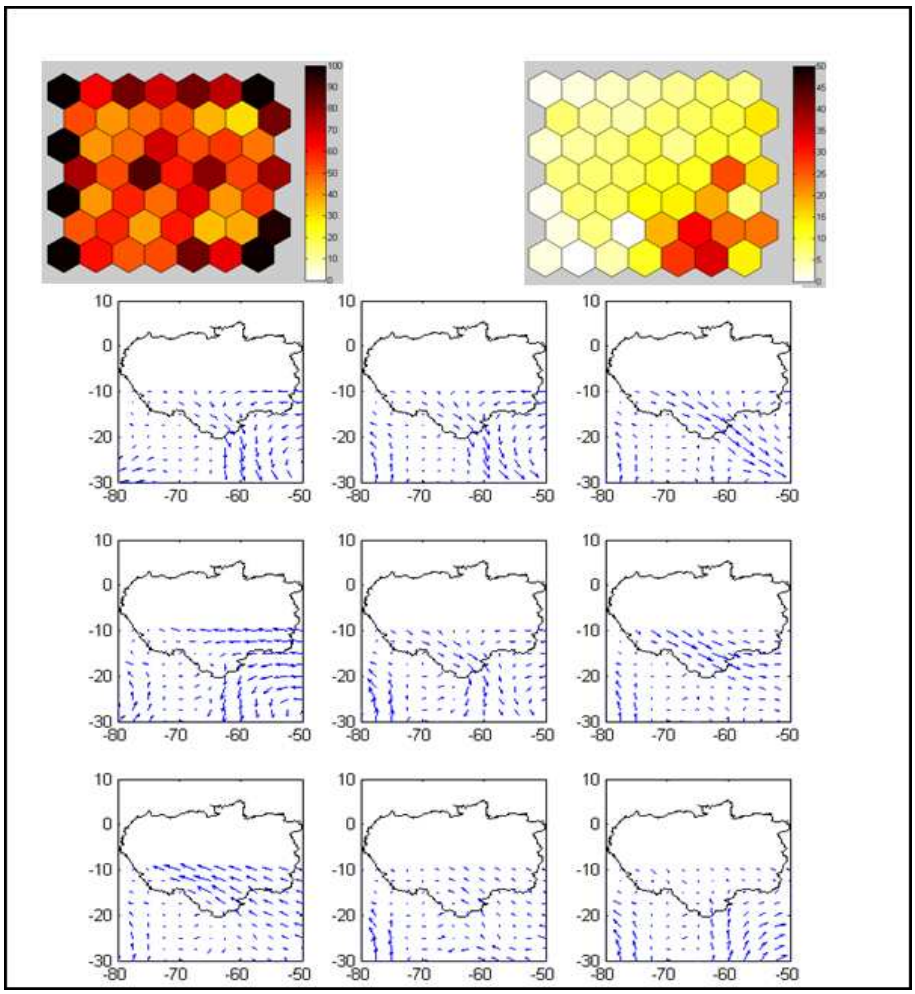


FIGURE 4.10 – Résultat de l'analyse neuronale dans la sous région sud du BA en utilisant uniquement u850 et v850hPa. Projection de tous les jours sur la Kc (partie supérieure gauche) et du pourcentage des jours pluvieux (partie supérieure droite). Les vecteurs vents à 850hPa sont calculés pour les neurones extrêmes (partie inferieure).

Pour définir les types de temps sur l'ensemble du bassin, une fenêtre plus vaste est choisie (entre 10°N-30°S et 50°-80°W, soit 17 x 13 points de grille. Figure 4.7). Dans ce cas, les types de temps se définissent à partir de deux variables : u850 et v850. Cette diminution du nombre de variables permettra d'avoir des résultats plus faciles à interpréter et plus fiables, les variables dynamiques étant mieux représentées par les modèles que des variables comme l'humidité. La Figure 4.11a montre la Kc construite à partir des vents à 850hPa pour l'ensemble de la région et le nombre d'individus projetés sur chaque neurone, tandis que la Figure 4.11 b montre chaque neurone projeté sur l'espace des deux composantes principales d'une ACP sur u850 et v850. Ces figures montrent que les jours de MAM ont une répartition relativement homogène sur la Kc et que les neurones prennent en compte une grande partie des deux principaux modes de variabilité du vent.

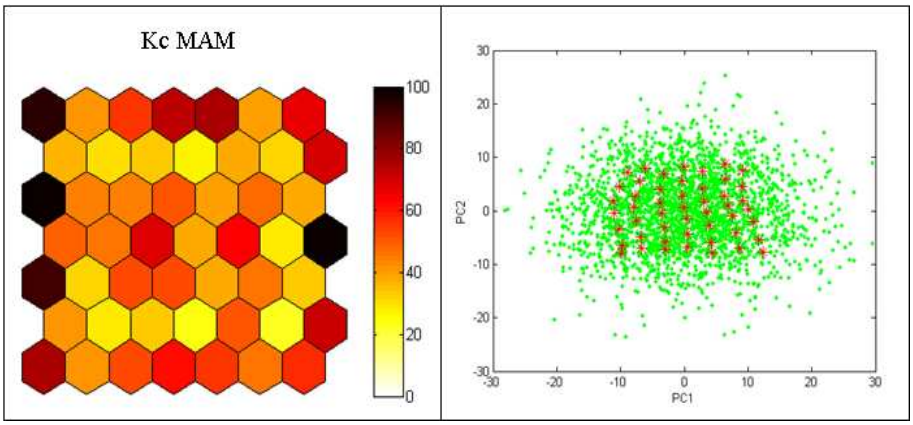


FIGURE 4.11 – Résultat de la méthode neuronale dans la région 10°N-30°S ; 50-80°W. A gauche, la projection de tous les jours de MAM de la période d'étude sur la Kc ; à droite, la projection des 49 neurones sur l'espace bidimensionnel des deux composantes principales d'une ACP sur u850 et v850.

Grâce à une Classification Ascendante Hiérarchique (CAH) les 49 vecteurs référents des neurones sont groupés en un nombre réduit de classes à partir des caractéristiques de l'arbre de dissimilarité (comme décrit dans la Figure 4.6). La Kc construite avec u850 et v850 pour l'ensemble de la région d'analyse, montre une bonne distribution des jours sur la carte. Dans le cas de MAM, les neurones ont été regroupés en 7 classes car on observe un fort saut de dissimilarité entre les noeuds 6 et 7 de l'arbre hiérarchique (Figure 4.12). Ces classes apparaissent dans la Figure 4.12 et constituent les 7 types de temps définis pour MAM.

A la suite de la définition de ces 7 types de temps, les anomalies moyennes de u850 et v850 sont calculées par type de temps (Figure 4.13). d850 ne fait pas partie des variables utilisées pour la construction du réseau, mais sa projection sur les cartes est très utile pour la compréhension des conséquences de la circulation. La Figure 4.13 montre alors une prédominance dans la partie supérieure de la Kc d'anomalies de vents de nord qui est à l'origine de la mise en place des vents du NWEA (i.e., types de temps 7 et 2). Tandis que dans la partie inférieure de la Kc, les anomalies à l'intérieur du BA sont principalement de sud-est. Une autre caractéristique importante se trouve dans le coin inférieur droit de la Kc où l'AAS est renforcé (types de temps 5 et 6) tandis que l'AAS est beaucoup plus faible à l'extrémité supérieure gauche (type de temps 2).

Relation entre les Types de temps et les Pluies

Pour associer chaque type de temps à la pluie de chaque région, l'indice Ip est calculé selon l'équation 4.4, où PJ_k est le nombre de jours pluvieux pour le type de temps K, J_k est le nombre de jours total projetés sur le type de temps K, JP_T est le nombre de jours pluvieux dans toute la Kc et J_T est le nombre total de jours sur la carte. Seules les valeurs d'Ip supérieures à 25% et inférieures à -25% sont considérées.

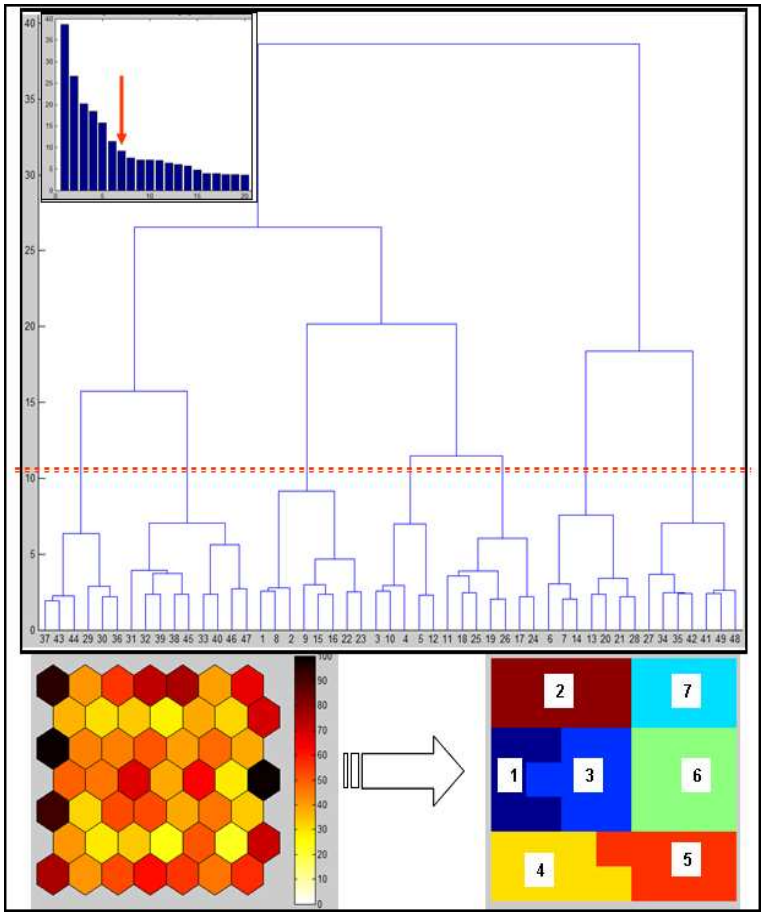


FIGURE 4.12 – En haut, arbre de dissimilarité résultant d'une CAH sur le vecteur référent de chaque neurone. La ligne et la flèche rouge montrent la séparation en 7 classes. En bas, regroupement des 49 neurones dans 7 classes ou types de temps.

$$Ip = \left(\frac{JP_K/J_K}{JP_T/J_T} \right) \times 100 \tag{4.4}$$

La Figure 4.14 présente les projections des jours pluvieux (p>0.9) sur la Kc construite pour tout le bassin. De fortes valeurs d'Ip pour le sud apparaissent lors des types de temps 2 et 3 (triangles blancs pointés vers le haut), tous deux présentant une forte convergence sur cette région. Tous les autres types de temps donnent des valeurs négatives d'Ip pour le sud (triangles blancs pointés vers le bas), à l'exception du type du temps 1, et montrent de fortes valeurs de divergence sur cette région. Dans le nord-ouest, les fortes valeurs d'Ip apparaissent pour les types de temps 3, 4 et 5 (triangles noirs pointés vers le haut), associées également à une forte convergence sur cette région. Des valeurs fortement négatives d'Ip (triangles noirs pointés vers le bas) apparaissent lors des types de temps 7 et 2 ; elles sont associées à de fortes valeurs de divergence (Figure 4.13). La pluie dans le nord se projette donc principalement dans la partie inférieure gauche de la carte, tandis que la pluie dans le sud se projette de façon prédominante à l'extrémité supérieure gauche. Les Figures 4.13 et 4.14 montrent qu'avec ce procédé il est possible de distinguer les événements

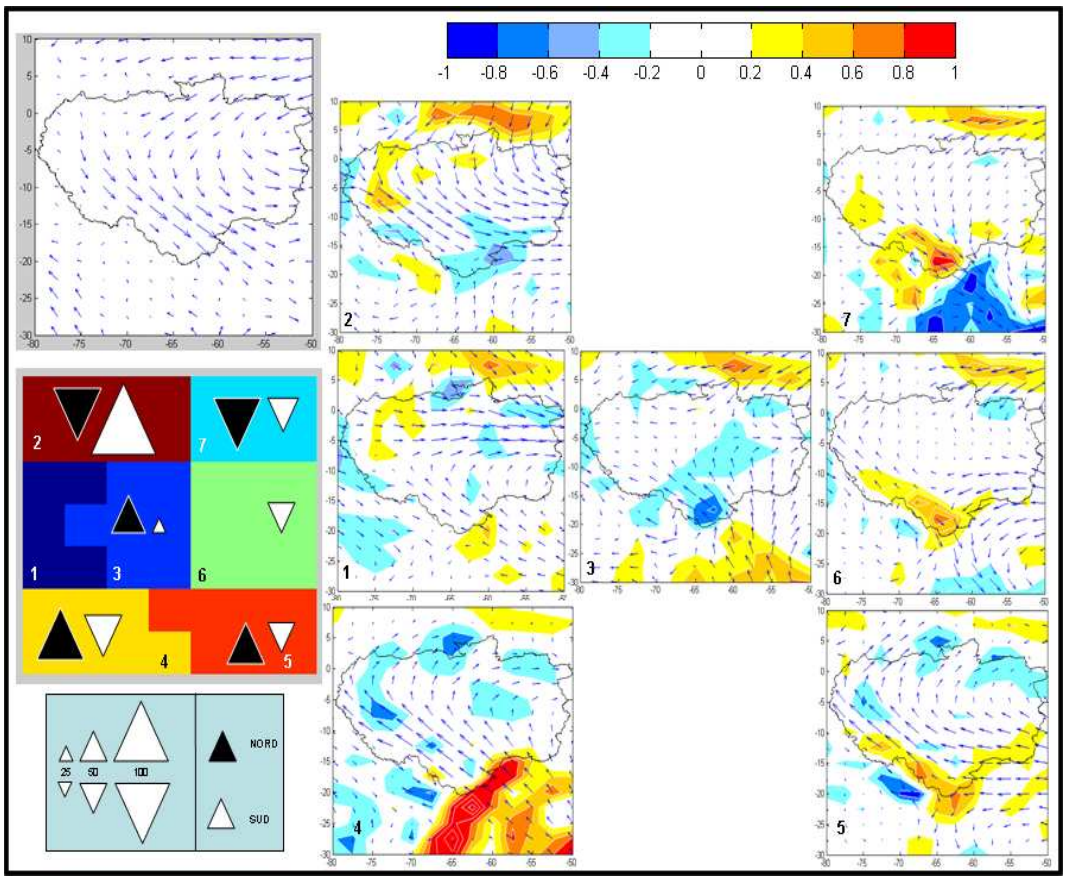


FIGURE 4.13 – Anomalies de vent à 850hPa pour chaque type de temps de MAM. Les champs de couleur représentent les anomalies de la divergence (rouge=divergence ; bleu=Convergence). A gauche et en haut, circulation moyenne (1975–2002) de la saison. A gauche et en bas, valeur d'*Ip* associée à chaque type de temps pour la région nord (triangle noir) et sud (triangle blanc), exprimée en pourcentage (positif ou négatif selon que les triangles pointent vers le haut ou vers le bas, respectivement).

pluvieux dans le nord-ouest et le sud simultanément et que les variables u850 et v850 semblent capables de définir les régimes du temps associés aux situations pluvieuses et non pluvieuses.

4.4.3 Description des types de temps en MAM

Pour une meilleure compréhension des types de temps, la transition d'un type de temps à l'autre et la persistance de chaque type de temps ont été calculées (Figure 4.15). La transition mesure la probabilité de passer d'un type de temps à l'autre le jour suivant, tandis que la persistance mesure la probabilité de voir perdurer un même type de temps le jour suivant. Pour mesurer la significativité de chaque probabilité de passage d'un type de temps à l'autre, ont été générées 1000 séries aléatoires représentant le vecteur qui associe chaque jour à un type de temps donné (en conservant le nombre de jours correspondant à chaque type de temps). La Figure

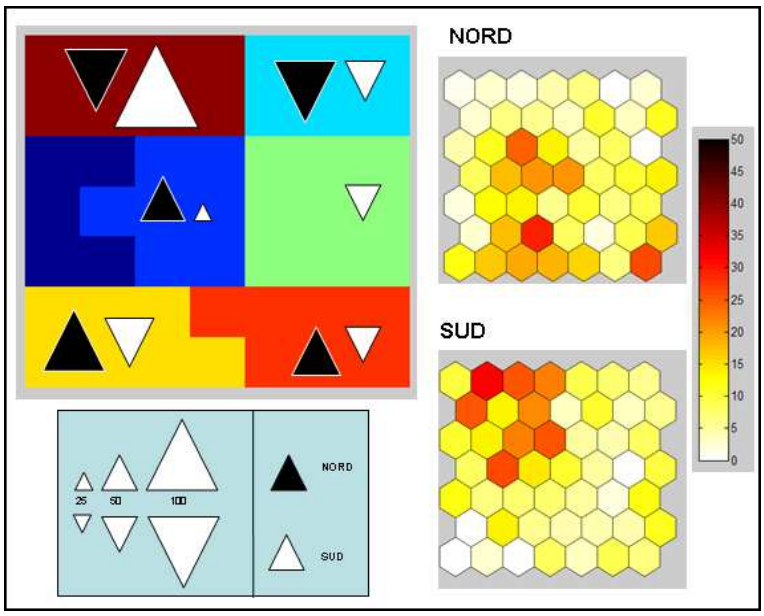


FIGURE 4.14 – A gauche, *Ip* associée à chaque type de temps (comme dans la Figure 4.13). A droite, projection du pourcentage de jours pluvieux sur la Kc pour la région nord (en haut) et sud (en bas).

4.15 montre qu'il existe effectivement des transitions particulières d'un type de temps à l'autre qui contribuent à les caractériser.

Pour une description des types de temps adéquate et exhaustive, les valeurs brutes de direction et vitesse du vent et les anomalies de vent et de divergence sont présentées respectivement dans les Figures 4.15 et 4.13. De plus, les anomalies moyennes de vent et de géopotentiel à 850hPa pour les jours constitutifs de chaque type de temps sont calculées sur une fenêtre plus vaste (15°N-60°S ; 0°-120°W. Figure 4.16), permettant ainsi de connaître l'organisation de la circulation atmosphérique à plus grande échelle associée à chaque type de temps.

Les principales caractéristiques des types de temps sont décrites ci–dessous.

Le type de temps 1 regroupe les jours présentant un fort affaiblissement des alizés sur le nord-est du BA. Cet affaiblissement génère une convergence accrue dans l'est du bassin, dont MAM est la saison des pluies. Cet affaiblissementn des alizés est lui-même lié à une anomalie négative du géopotentiel à 850hPa sur l'Atlantique équatorial (Figure 4.15). Une circulation divergente domine au nord-ouest du BA (Figure 4.13). Au sud, on observe la prédominance d'anomalies de vent de sud-est jusqu'à 15°-10°S. Ce type de temps est caractérisé par une anomalie négative de géopotentiel sur l'ensemble du BA et l'Atlantique tropical, tandis que l'AAS se renforce au sud (à l'embouchure de La Plata) (Figure 4.16). Malgré la convergence que génère ce mécanisme (Figure 4.13), peu de pluies sont observées au sud car l'humidité y est relativement faible. En effet, en présence d'une anomalie de vent de sud-est, le vent de nord-ouest et le flux de vapeur d'eau originaire de l'Atlantique et

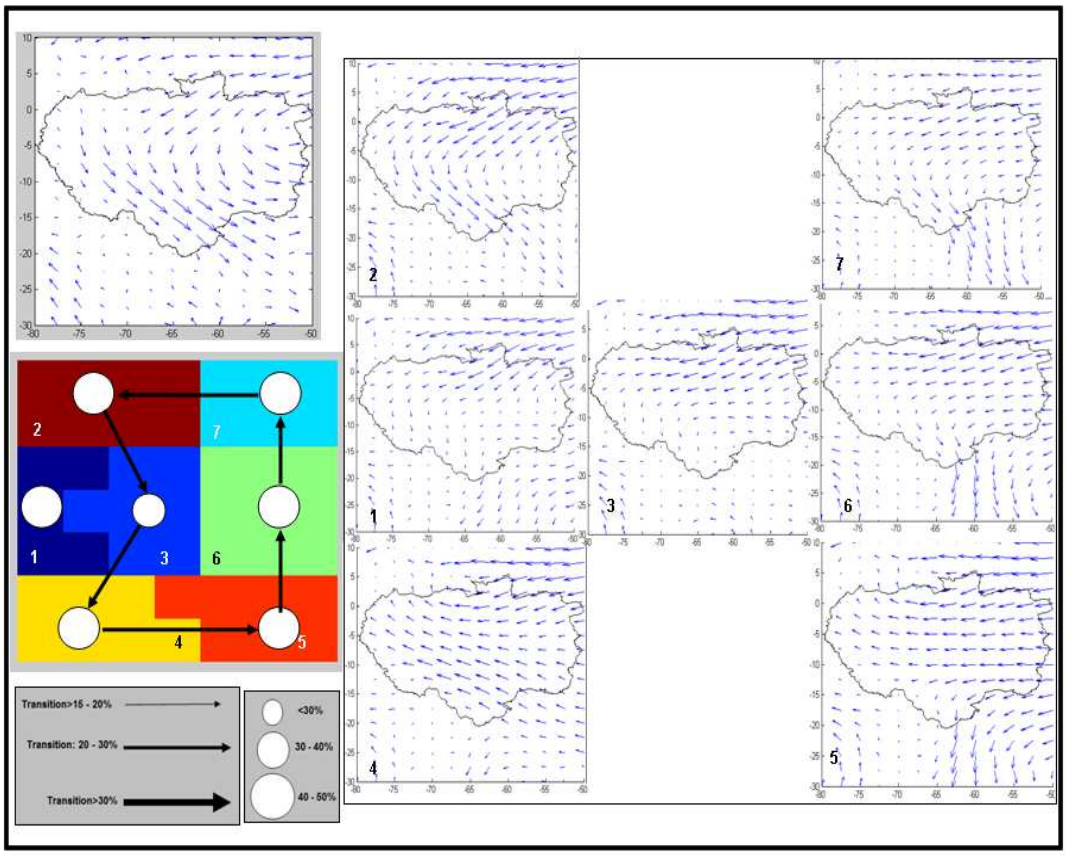


FIGURE 4.15 – Vents moyens pour chaque type de temps en MAM (valeurs brutes). A gauche et en haut est répresentée la circulation moyenne de la saison à 850 hPa. A gauche et en bas apparaissent les valeurs significatives en pourcentage de persistance des types de temps et des transitions (grosseur des flèches) d'un type de temps à l'autre.

de l'Amazonie centrale sont réduit.

La persistance de ce type de temps se situe entre 30 et 40% et les transitions vers d'autres types de temps ne sont pas significatives.

Type de temps 2. Une anomalie de vent de nord-ouest est observée dans tout le bassin ; elle est particulièrement intense le long des Andes (NWEA). Celle-ci advecte de la vapeur d'eau vers l'est et le sud-est du bassin. Le NWEA rencontre une anomalie de vent du sud qui résulte de l'affaiblissement de l'AAS, provocant une forte convergence dans le sud du BA (Figure 4.13). Ces conditions sont caractéristiques de la phase positive de la SACZ (Nogues-Peagle and Mo, 1997; Liebmann et al., 2004). L'anomalie négative de géopotentiel observée sur le BA et l'Atlantique dans le type de temps 1 se propage sur le bassin de La Plata (Figure 4.16). La forte convergence dans le sud donne lieu à des pluies importantes (Figure 4.13). Au nord-ouest du bassin et au nord de l'Amazonie la divergence est accrue, générant un déficit de

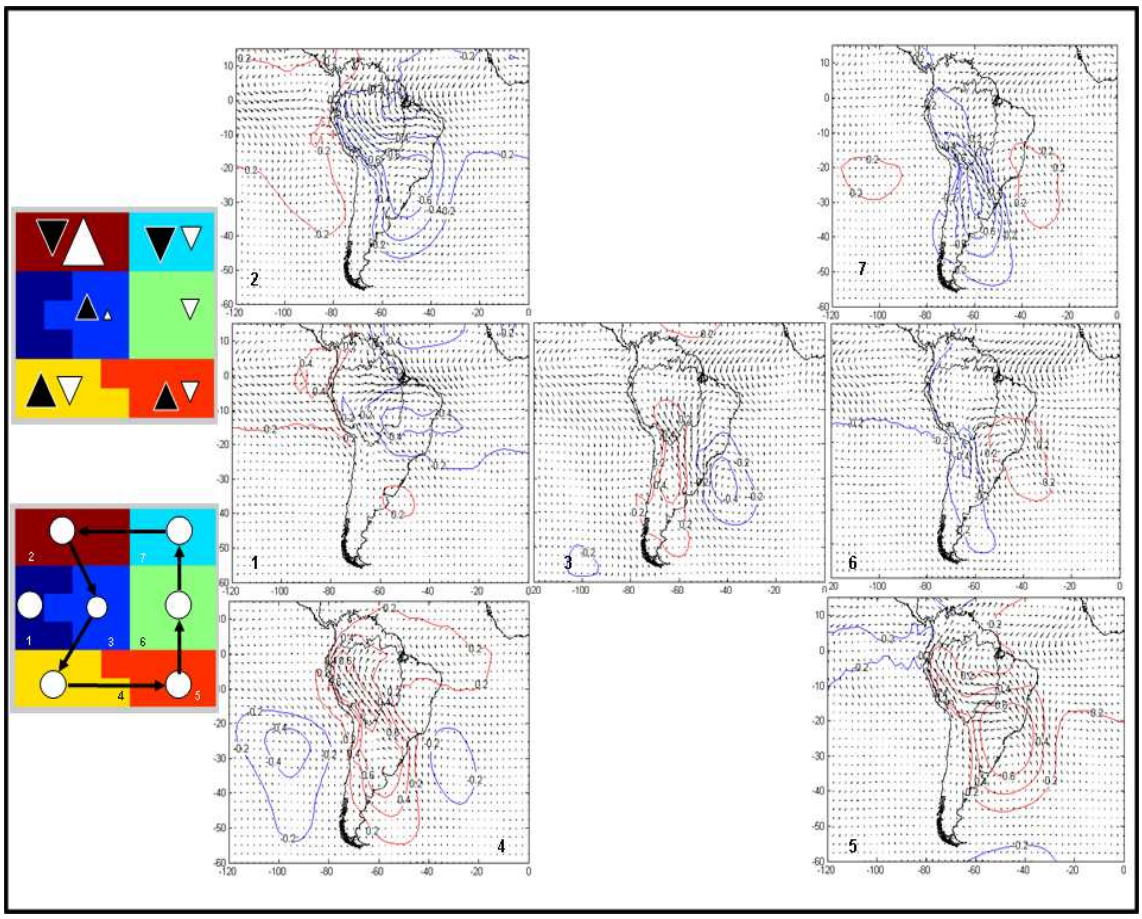


FIGURE 4.16 – Anomalies du vent moyen à 850hPa associées à chaque type de temps en MAM pour la fenêtre 15°N-60°S ; 0-120°W. Les anomalies de géopotentiel sont représentées par des lignes rouges (bleus) positives (négatives). A gauche et en haut apparaît la valeur d'*Ip* (comme dans la Figure 4.13) et en bas la persistance et la transition des types de temps (comme dans la Figure 4.15).

pluie. Ce type de temps oppose de fortes anomalies positives et négatives de pluie dans le sud et le nord-ouest respectivement. La transition la plus probable est vers le type de temps 3 (20-30% des cas) et la probabilité que ce type de temps persiste est de 30-40%.

Type de temps 3. L'anomalie de vent de sud-est du type de temps 2 est renforcée et se propage à l'intérieur du bassin jusqu'à 5°-10°S. En conséquence, une forte convergence apparaît dans le sud et le centre de l'Amazonie, mais en l'absence d'apport de vapeur d'eau, l'*Ip* reste relativement faible. Ce type de temps est caractéristique du début de l'inversion du LLJ. Il est associé à de fortes anomalies positives de géopotentiel sur le Chaco et à un affaiblissement de l'AAS à 30°S et 40°W. Dans le nord-ouest, la convergence est liée aux anomalies de vent du sud et au léger renforcement des vents d'est, lié à celui des alizés de nord-est sur l'Atlantique Tropical nord. Ce type de temps est caractérisé par de fortes anomalies positives de pluie dans le nord-ouest ; elles sont moindres dans le sud. En même temps, les

fortes valeurs de convergence sur l'est du bassin sont sans doute liées à de fortes pluies dans cette région. La persistance de ce type de temps est relativement faible, inférieure à 30%, et la transition la plus plus probable est observée vers le type de temps 4 (30-40% de probabilité).

Type de temps 4. Les vents originaires du sud-est sont encore renforcés et occupent toute une bande sud–nord-ouest du bassin. Ils sont associés à une anomalie positive de géopotentiel toujours centrée sur le Chaco qui s'étend progressivement sur La Plata et l'ouest du BA. Ce type de temps se caractérise aussi par un APS plus faible, ainsi qu'un AAS plus faible qui se déplace vers l'est (Figure 4.16). Une divergence s'installe dans l'extrême sud, tandis que la convergence est positive sur le reste du BA. Ce type de temps oppose des conditions très pluvieuses dans le nord contrastant avec de faibles pluies dans le sud. La persistance de ce type de temps est de l'ordre de 30-40% et la probabilité d'une transition vers le type de temps 5 se situe entre 20 et 30%.

Type de temps 5. Les anomalies de vent de sud-est du type de temps 4 progressent vers le nord et apparaissent des anomalies de vent d'est, principalement entre 10° et 20°S, qui résultent du renforcement de l'AAS sur le nord-est de La Plata. L'anomalie d'est est déviée vers le nord à l'approche des Andes et génère de la convergence et des pluies dans le nord-ouest, contrairement à ce qui est observé dans le sud où dominent divergence et absence de pluie. Ce type de temps est l'antiphase du type de temps 2 (caractéristiques de circulation opposées). Comme pour le type de temps précédent, la persistance est de 30-40% et la probabilité de transition vers le type de temps 6 est de 20 à 30%.

Type de temps 6. L'AAS est plus faible et la dépression du Chaco commence à se creuser. Ceci accentue la divergence au sud de l'Amazonie et la convergence sur La Plata. Les anomalies de vents de sud–est le long des Andes sont plus faibles que dans le type de temps 5. Les pluies dans le nord-ouest sont de ce fait plus faibles. Néanmoins durant ce type de temps la pluie est présente tous les jours dans le nord-ouest, mais avec une valeur maximale relativement faible (35 mm ; Table 4.1) ; donc des pluies constantes mais relativement faibles caractérisent ce type de temps. De la convergence est encore présente sur le nord-est du bassin, produit de l'advection des alizés de nord-est vers le BA. Après ce type de temps, qui persiste dans 30 à 40% des cas, on observe une probabilité de 20 à 30% de passer au type de temps 7.

Type de temps 7. Les alizés de nord-est sont renforcés et, dans la continuité, le NWEA ainsi qu'occasionnellement le LLJ. Ils se dirigent vers une zone de circulation cyclonique dans le nord-ouest de La Plata (creusement de la dépression de Chaco). Ce type de temps est caractéristique de la phase negative de la SACZ, comme la décrivent Nogues-Peagle and Mo (1997); Liebmann et al. (2004). L'anomalie négative de géopotentiel se réinstalle en Amérique du Sud. Une forte anomalie négative de vent méridien à l'est des Andes transporte la vapeur d'eau vers le sud et La Plata. Dans le même temps, les pluies sont faibles dans le BA et on observe de la divergence au nord-ouest et au sud. Ce type de temps est caractérisé par de fortes anomalies négatives de pluie dans les deux régions. La persistance de ce type

de temps est de 30-40% et la plus forte probabilité de transition (20-30%) est vers le type de temps 2 quand le NWEA converge avec des anomalies de vent de sud liées à un déplacement vers l'est de l'anomalie cyclonique du Chaco observée dans le type de temps 7.

En conclusion, les fortes pluies dans le sud sont observées dans la partie centrale et supérieure de la carte de Kohonen (Kc), en association avec un affaiblissement de l'AAS et le passage d'une anomalie négative à une anomalie positive du géopotentiel sur le Chaco. Celle-ci génère des anomalies de vent de sud qui convergent avec les vents de nord-ouest le long des Andes (NWEA ; types de temps 2 et 3 dans les Figures 4.13, 4.15 et 4.16). Par ailleurs les fortes pluies dans le nord-ouest sont associées à la partie centrale et inférieure de la Kc où apparaît l'inversion du NWEA (et du LLJ) et de fortes anomalies de vent de sud-est (types de temps 3, 4 et 5 dans les Figures 4.13 et 4.15). Dans la partie supérieure droite de la Kc, un renforcement de l'AAS et son déplacement vers le nord génèrent la mise en place du NWEA et du LLJ, une forte convergence sur le nord de La Plata et des anomalies négatives de pluie sur l'ensemble de l'Amazonie (types de temps 6 et 7 dans les Figures 4.13, 4.15 et 4.16). Finalement, dans l'est du bassin, région la plus pluvieuse en MAM, on observe en permanence une forte convergence durant les types de temps 1, 3, 4, 5, 6 et 7 (Figure 4.13), principalement dans la partie centrale et inférieure de la Kc. L'analyse des types de temps a permis de voir clairement la progression spatiale de la convergence et de la pluie, depuis le sud vers le nord du bassin, en passant d'un type de temps à l'autre. Cette progression depuis le nord de La Plata jusqu'au nord du BA s'effectue en passant successivement par les types de temps 7, 2, 3, 4 et 5 (Figures 4.13, 4.15, et 4.16).

Les types de temps montrent l'alternance de conditions cycloniques et anticycloniques dans le Pacifique Sud, le Chaco et l'Atlantique sud, qui permettent la mise en place et l'alternance de circulations de sud ou de nord et leur convergence dans différentes parties du bassin amazonien (Figure 4.16).

Les types de temps et la pluie d'ERA-40

Nous avons ensuite cherché à comparer la pluviométrie d'ERA–40 avec les pluies *in situ*. La finalité de cette analyse est double : elle nous permet d'une part de valider les pluies d'ERA-40 dans les deux régions d'intérêt et d'autre part, d'avoir une vision globale de la distribution spatiale des pluies d'ERA-40 selon les types de temps dans l'ensemble du BA.

Concernant le premier objectif, les *Ip* associés aux pluies d'ERA-40 ont été calculés pour chaque type de temps et comparés avec les *Ip in situ*. La Figure 4.17 montre que les valeurs d'*Ip* issues d'ERA–40 dans le sud (triangles blancs) sont relativement cohérentes avec celles des *Ip* calculées à partir des donnés *in situ*. De légères différences sont identifiables pour le type de temps 4 où l'*Ip* d'ERA–40 donne des anomalies négatives moins fortes. Dans le nord-ouest, les différences entre les deux jeux de données sont plus importantes, comme dans le cas des types de

temps 3 et 7, où de fortes anomalies respectivement positives et négatives de pluie n'ont pas été identifiées avec les données d'ERA–40.

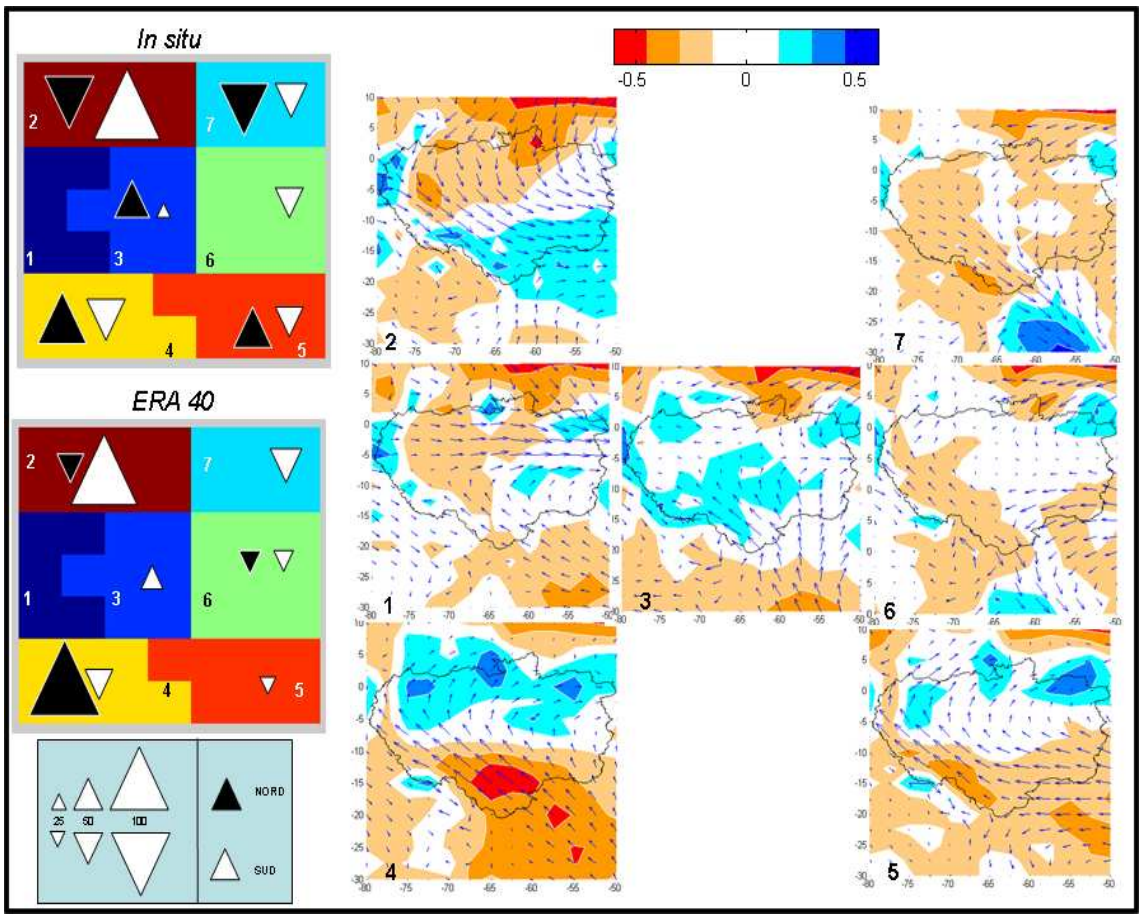


FIGURE 4.17 – Anomalies du vent à 850hPa pour chaque type de temps en MAM. Les couleurs représentent les anomalies de pluie simulées par ERA-40. A gauche apparaît l'*Ip* associé à chaque type de temps (comme dans la Figure 4.13), calculé à partir des donneés de stations *in-situ* (en haut) et d'ERA-40 (en bas).

Malgré les différences décrites, les structures spatiales de la pluie semblent très cohérentes avec les types de circulation (Figure 4.17). Le type de temps 7 où la présence du NWEA et du LLJ emporte la vapeur d'eau hors du bassin genère de la convergence et de fortes pluies dans bassin de La Plata alors que des anomalies négatives de pluie s'installent dans l'ensemble de l'Amazonie. Dans le type de temps 2, la progression vers le nord d'une anomalie cyclonique sur le bassin de La Plata et des anomalies de vent de sud déplace la convergence et la pluie vers le sud du BA, mais de fortes anomalies négatives persistent dans le nord-ouest. L'inversion du NWEA déplace ensuite la pluie vers le centre du bassin (type de temps 3). Ce type de temps est donc associé à des anomalies plus faibles de pluies mais positives dans le sud et le nord-ouest. Les anomalies de vent de sud se renforcent (type de temps 4) et la pluie devient très forte dans le nord et nord-est du bassin, en même temps que de fortes anomalies négatives de pluie s'installent dans toute la partie sud du

bassin (principalement dans la plaine bolivienne et le nord-ouest de La Plata). Des conditions plus ou moins semblables caractérisent le type de temps 5 où la pluie est forte dans l'extrême nord et nord-est du bassin. Finalement les fortes anomalies de vents de sud disparaissent, liée au renforcement de l'AAS et au creusement de la dépression du Chaco. Cette situation donne des conditions moins pluvieuses sur le BA tandis que la pluie réapparaît sur le bassin de La Plata.

On vérifie ainsi grâce aux données ERA–40 que la convergence omniprésente dans le nord-est du BA qui est en pleine saison des pluies correspond bien à des précipitations pour tous les types de temps. Par ailleurs on observe presque toujours (sauf dans le type de temps 7) des maxima de pluies dans les concavités de la chaîne des Andes, en particulier en Équateur et dans le sud-est du Pérou, là où sont enregistrées des pluies annuelles supérieures à 6 000 mm (Churuyaco en Colombie, Reventador en Équateur et Paucartambo en Pérou Figure 3.11 de la partie 3.3).

La même méthodologie a été appliquée pour les trois autres saisons.

4.4.4 Les types de temps pendant les autres saisons

En DJF, SON et JJA, certains types de temps sont similaires à ceux de MAM alors que d'autres sont spécifiques à ces saisons. Les différences les plus importantes apparaissent en DJF tandis qu'entre MAM, JJA et SON il existe beaucoup de ressemblances, en particulier pour la séquence qui va du type de temps 2 au type de temps 7.

Type de temps 2. Pendant toutes les saisons ce type de temps est caractérisé par une valeur d'*Ip* négative au nord-ouest et positive dans le sud. Comme cela a été décrit en MAM, il est caractérisé par des valeurs négatives de géopotentiel sur le BA et un affaiblissement de l'AAS dont la position latitudinale varie en fonction de la saison, ce qui donne lieu à des anomalies de vent qui varient de l'ouest (MAM et DJF), au nord-ouest (en SON, JJA et pendant le type de temps 6 en DJF, situé dans la partie haute de la Kc comme le type de temps 2 ; Figures 4.18, 4.19, 4.21, 4.22, 4.24 et 4.25). Ces différentes orientations des vents donnent lieu à des pluies, non seulement dans le sud-ouest du BA, mais aussi dans l'est du BA, dans le centre-est du Brésil et le sud-est du Brésil, respectivement (Figures 4.20, 4.23, 4.26 pour JJA, SON et DJF, respectivement). Ces configurations correspondent à la phase positive de la SACZ tel qu'elle a été décrite par Nogues-Peagle and Mo (1997) et dont les auteurs ont montré qu'elle présente une certaine variabilité spatiale (Carvalho et al., 2002; Ronchail and Cochonneau, 2002; Liebmann et al., 2004). En DJF, la somme des fréquences moyennes des type de temps 2 et 6 est importante (27% des cas contre 16% en moyenne), ce qui est cohérent avec le fait que la SACZ soit un phénomène plutôt estival. En JJA par contre, l'absence de configuration avec vent d'ouest sur l'Amazonie explique l'absence totale de précipitation dans le sud-est du BA pendant cette saison.

Type de temps 3. Ce type de temps n'existe pas en DJF. Pendant les autres

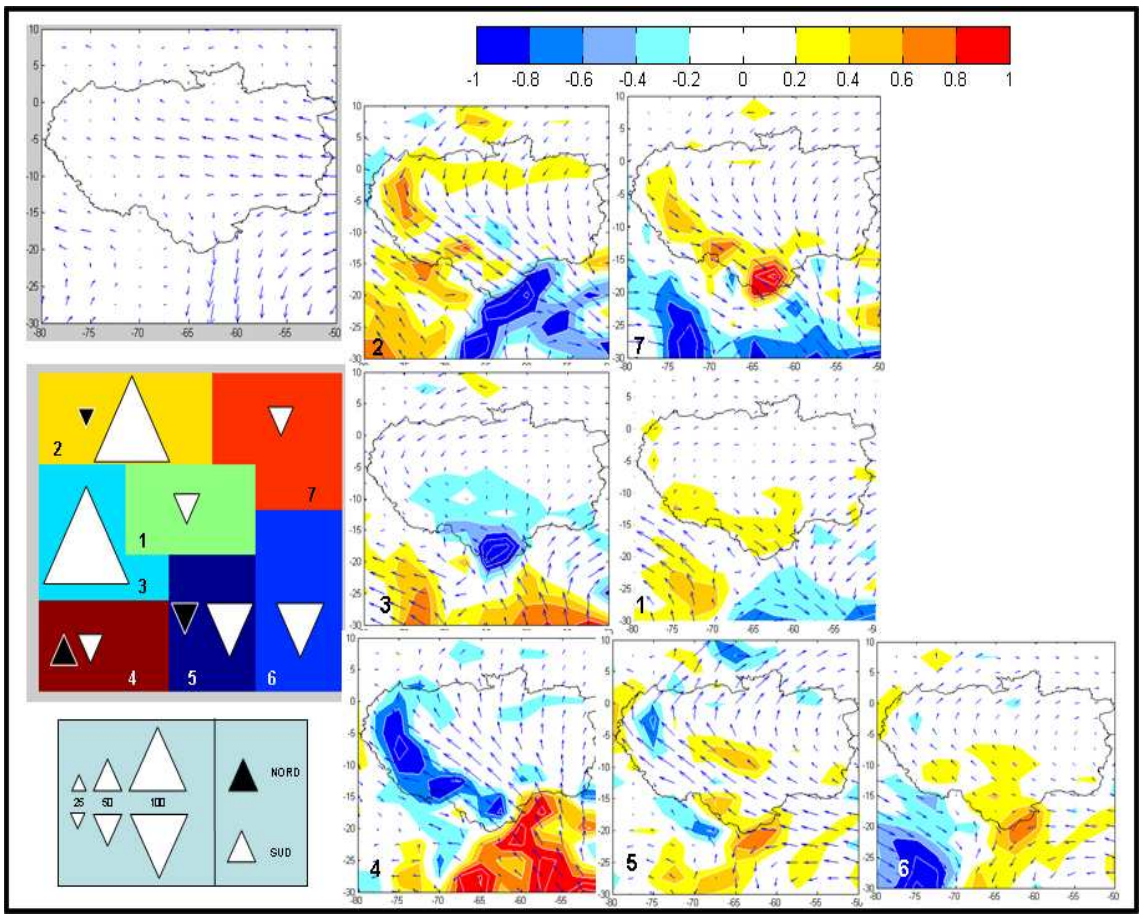


FIGURE 4.18 – Comme la Figure 4.13, mais pour JJA.

saisons, il est caractérisé par des pluies au sud-ouest du BA (un peu plus au nord que dans le type de temps 2 donnant un *Ip* positif dans le sud). Il est caractérisé par un renforcement du géopotentiel sur le Chaco, condition qui favorise l'incursion de vent de sud vers le BA et leur convergence, sur le sud-ouest du BA, avec le NWEA (Figure 4.13, 4.16, 4.18, 4.19, 4.21 et 4.22). Néanmoins en MAM l'anomalie de vent de sud se trouve à une latitude plus basse et il pleut sur tout l'ouest du BA, ce qui fait que MAM est la seule saison avec une *Ip* positive au nord.

Type de temps 4. Il est très semblable à celui de MAM pendant toutes les saisons. Le passage d'une onde est particulièrement visible avec des anomalies de géopotentiel négative au niveau de l'APS, positive sur l'ensemble du continent et centrée sur le Chaco et négative au niveau de l'AAS. Ceci génère de fortes anomalies de vent de sud, y compris des inversions du LLJ (Figure 4.16, 4.19, 4.22 et 4.25). En DJF, les anomalies de géopotentiel sont situées un peu plus au nord. Pendant toutes les saisons l'*Ip* est positif au nord-ouest et négatif au sud (le contraire de ce qui était observé pendant le type de temps 2).

Type de temps 5. Il est aussi très semblable d'une saison à l'autre et est caractérisé par des anomalies positives de géopotentiel sur tout le continent comme

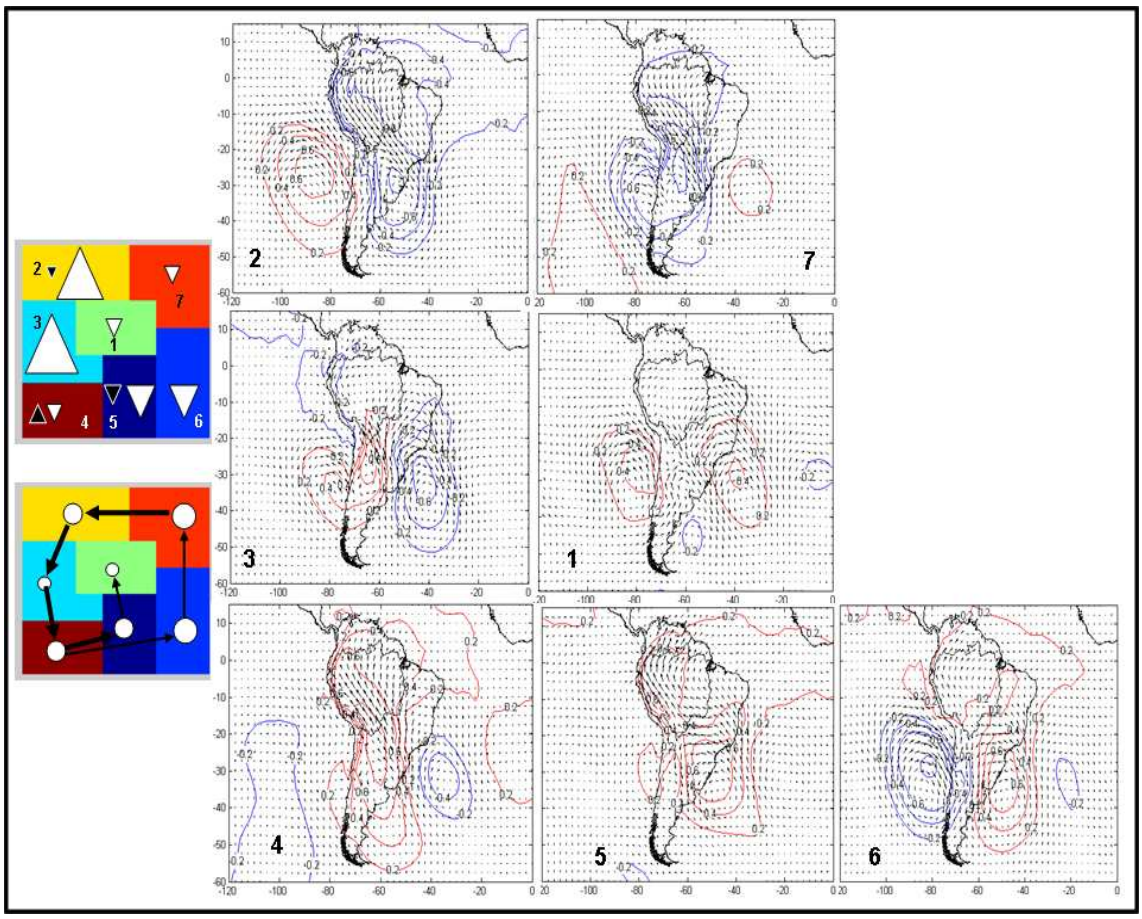


FIGURE 4.19 – Comme la Figure 4.17, mais pour JJA. A droite et en haut, persistance et trajectoire des types de temps (comme décrits dans la Figure 4.15).

précédemment et par le renforcement de l'AAS. Cette configuration génère des anomalies de vent de sud-est le long des Andes et des anomalies de vents de nord sur La Plata. Elle correspond à la phase inverse du type de temps 2 (Figure 4.16, 4.19, 4.22 et 4.25). Pendant toutes les saisons, on observe un *Ip* positif (négatif) au nord-ouest (sud), sauf en JJA où l'anomalie de géopotentiel est située plus au nord, ne permettant pas de convergence au nord (Figure 4.18). Le passage le plus probable se fait vers le type de temps 6 (en MAM, JJA et SON). En JJA une autre probabilité de passage s'observe vers le type de temps 1 et en DJF le passage se fait uniquement vers le type de temps 1.

Type de temps 6. En DJF ce type de temps n'est pas observé. En MAM et SON il correspond à une transition vers l'affaiblissement du géopotentiel sur le Chaco, ce qui maintient les anomalies de vent de nord sur La Plata tandis que l'anomalie de vent de sud-est diminue dans le BA (Figures 4.16 et 4.22). Ces conditions sont peu favorables à la pluie dans l'ensemble du BA ce qui est confirmé par la pluie d'ERA-40 (Figures 4.17 et 4.23) et par un *Ip* toujours négatif dans le sud. En SON les alizés de nord-est sont plus faibles donnant lieu à de très faibles precipitations dans le nord-ouest (Figures 4.22 et 4.23). En JJA les anomalies du géopotentiel sont

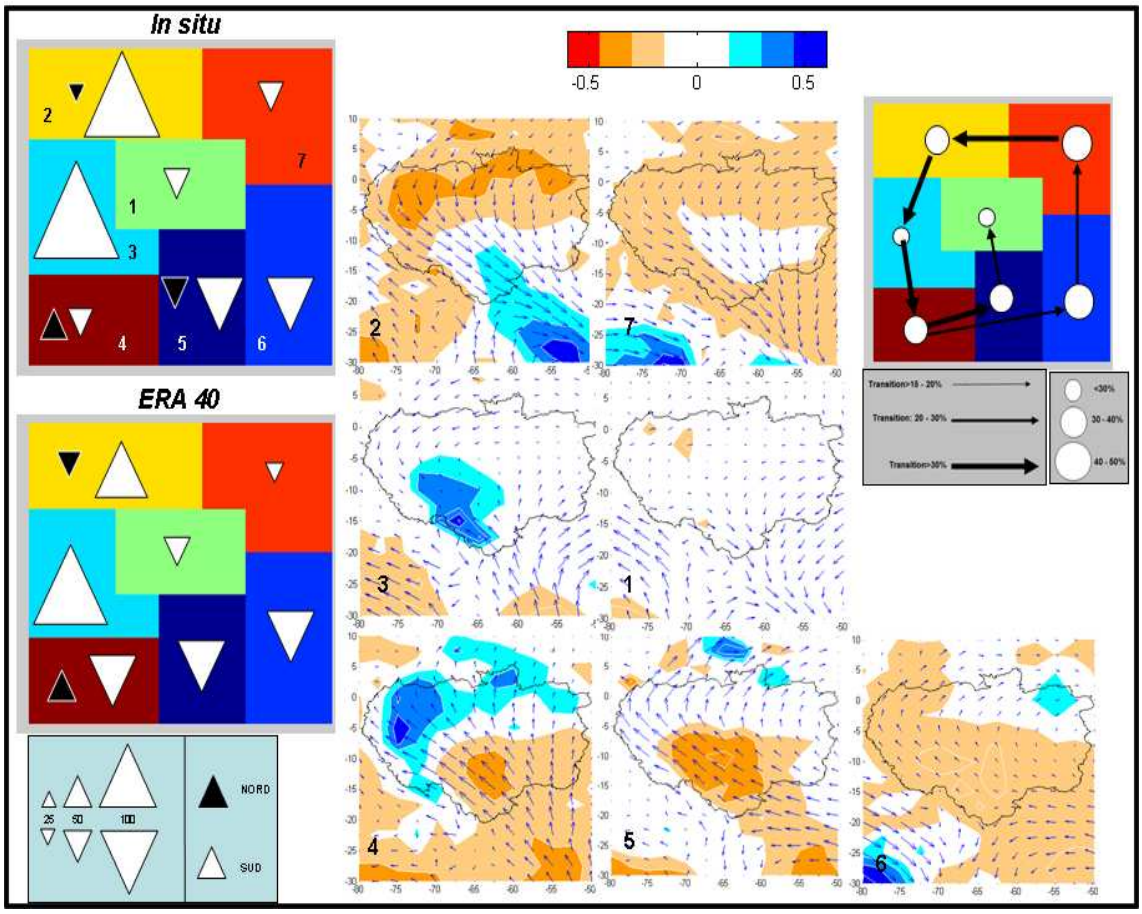


FIGURE 4.20 – Comme la Figure 4.16, mais pour JJA.

plus fortes ; cependant il n'y a pas de centre de bas géopotentiel sur le Chaco, comme dans les conditions moyennes saisonnières (Figure 4.19) ce qui donne lieu à moins de convergence sur La Plata (Figure 4.18). Le type de temps 1 de JJA présente des configurations de transition relativement semblables.

Le type de temps 7. L'alternance d'anomalies positive sur l'océan Pacifique sud, négative sur le Chaco et une grande partie du continent et positive sur l'Atlantique sud correspond à l'antiphase du type de temps 4. Ces conditions favorisent les anomalies de vent de nord depuis l'ouest de l'Amazone jusqu'à La Plata et la mise en place du NWEA et du LLJ. Cette configuration correspond à la phase négative de SACZ (Nogues-Peagle and Mo, 1997; Liebmann et al., 2004). On la retrouve en MAM, JJA et SON mais en DJF, par contre, aucun type de temps ne présente des anomalies de vents de nord aussi importantes, dans le sens où elles ne se développent pas jusqu'à La Plata (Figure 4.19). Ce type de temps présente dans tous les cas des *Ip* négatif dans le sud et le nord-ouest et les données ERA–40 montrent la même chose dans l'ensemble du BA (Figures 4.17, 4.20 et 4.23). De plus, la convergence et la pluie sont présentes dans le bassin de La Plata (Figures 4.13, 4.18 et 4.21). La forte fréquence de ce type de temps en JJA est cohérente avec le petit maximun de pluie hivernal sur La Plata. Le passage le plus probable est vers le type de temps 2,

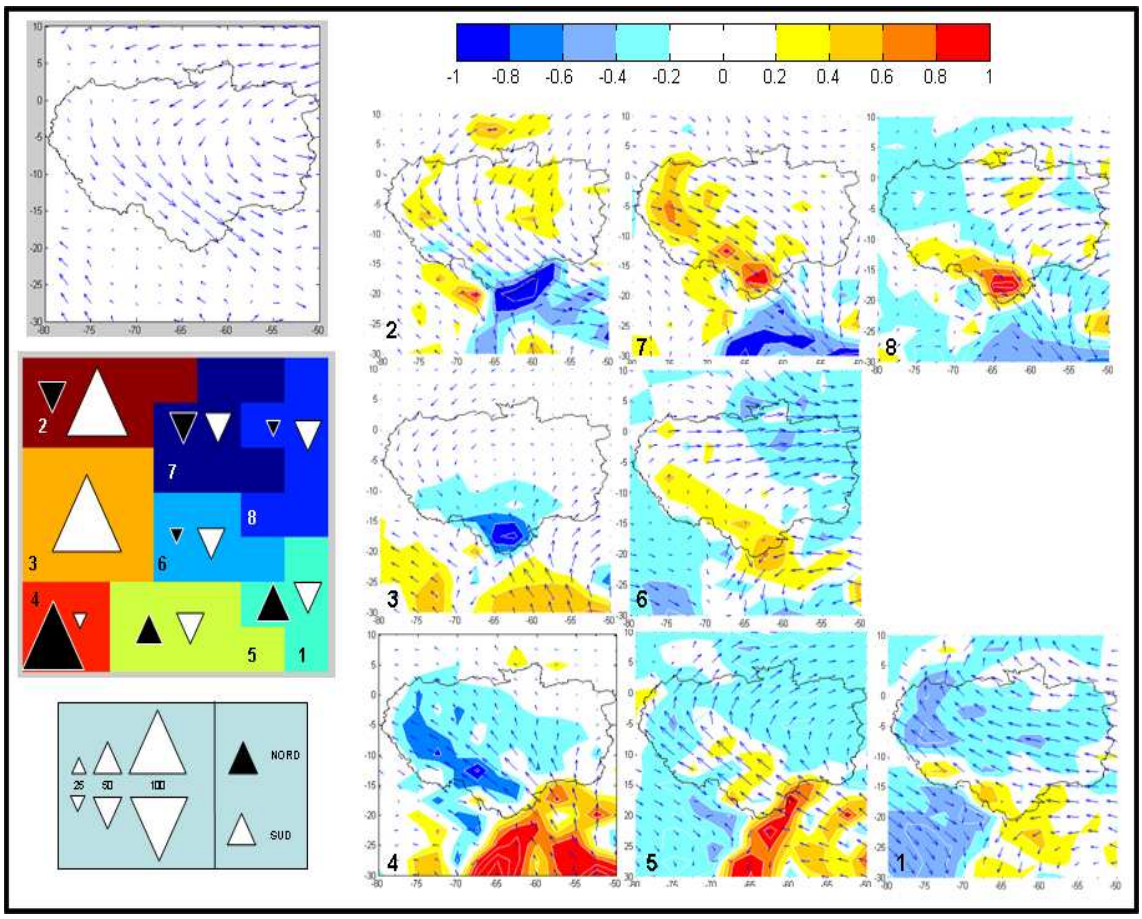


FIGURE 4.21 – Comme la Figure 4.13, mais pour SON.

ce qui achève le "circuit" de l'organisation temporelle des types de temps, semblable pendant les saisons intermédiaires et en hiver.

Types de temps spécifiques à certaines saisons : Le type de temps 1 de MAM (décrit antérieurement) est aussi présent en DJF (type de temps 1) et est caractérisé par des anomalies négatives très faibles et mal structurées du géopotentiel sur l'Amazonie (marais barométrique), avec un fort affaiblissement des alizés et aucune anomalie d'*Ip*. Ce type de temps est transitoire (situé au centre de la Kc ; Figures 4.16 et 4.25).

Le type de temps 3 en DJF correspond également à des conditions de marais barométrique mais avec un géopotentiel sur l'Amazonie légèrement supérieur à la moyenne et un renforcement des alizées de nord-ouest et sud-est (antiphase du type de temps 1 de DJF et MAM). En DJF, les types de temps 1 et 3 représentent 32% des cas, ce qui est exceptionnel par rapport aux autres saisons et cohérent avec le fait que DJF est la saison la plus chaude et que les perturbations extratropicales sont décalées vers le sud.

Le type de temps 1 en JJA correspond à une transition entre les types de temps

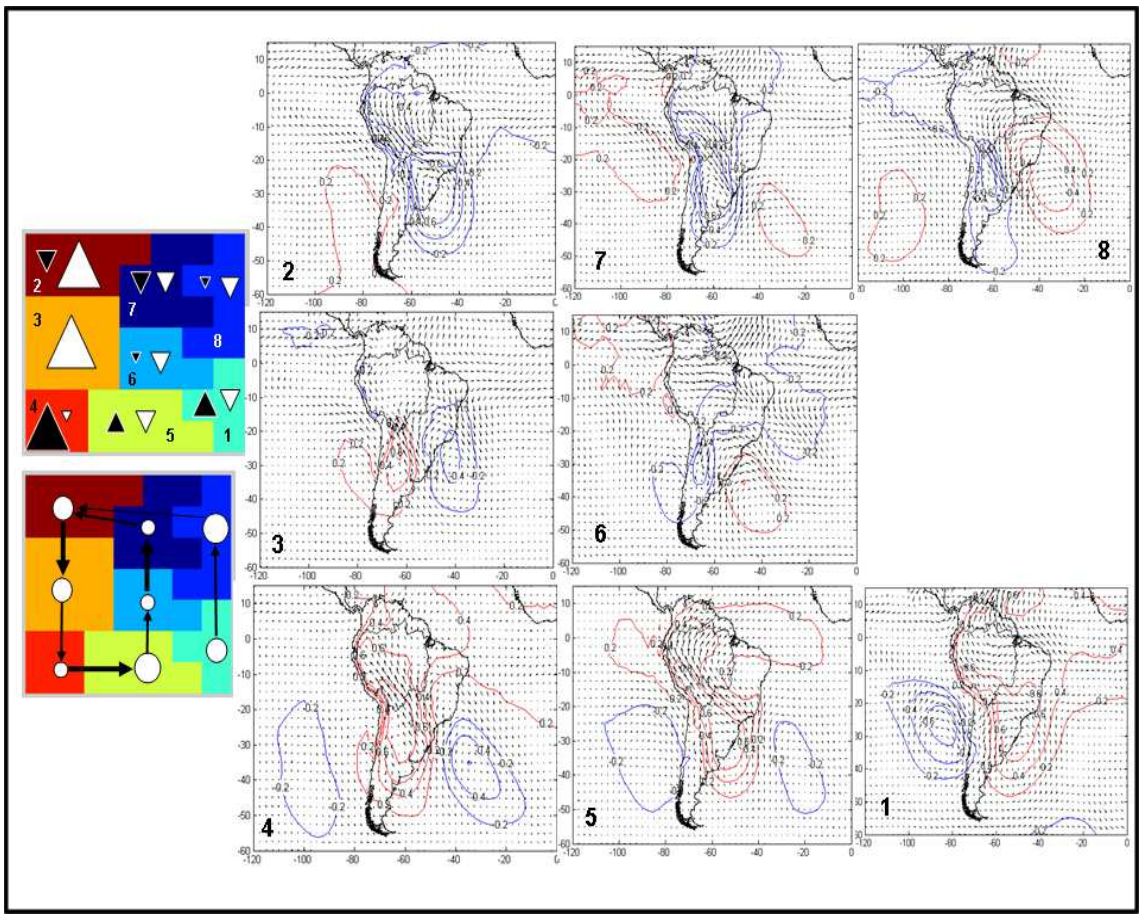


FIGURE 4.22 – Comme la Figure 4.17, mais pour SON. A droite, persistance et trajectoire des types de temps (comme décrits dans la Figure 4.15).

5 et 7, avec des vents de nord-ouest sur le bassin de La Plata et sur le sud de l'Amazone qui ne proviennent pas du nord de l'Amazonie (absence de mousson en hiver), mais sont dirigés par une anomalie positive de l'AAS (Figure 4.18 et 4.19).

Les types de temps 1 et 8 en SON correspondent à un "chemin alternatif" aux types de temps 5 et 7 pour passer du type de temps 4 au type de temps 2 (de la partie base à la partie haute de la Kc ; Figures 4.21 et 4.22). Le type de temps 1 (8) est une variante du type de temps 5 (7). Une césure de plus haut niveau de l'arbre hiérarchique de SON les aurait sans doute regroupés.

4.4.5 Chiffres caractéristiques des types de temps

La Table 4.1 présente des valeurs caractéristiques pour chaque type de temps tout au long de l'année et permet d'apprécier les principales différences entre les deux régions lors de chaque saison.

La distribution des journées par type de temps semble uniforme, mais elle est légèrement plus dispersée en SON et DJF où le nombre de jours varient de 177 à

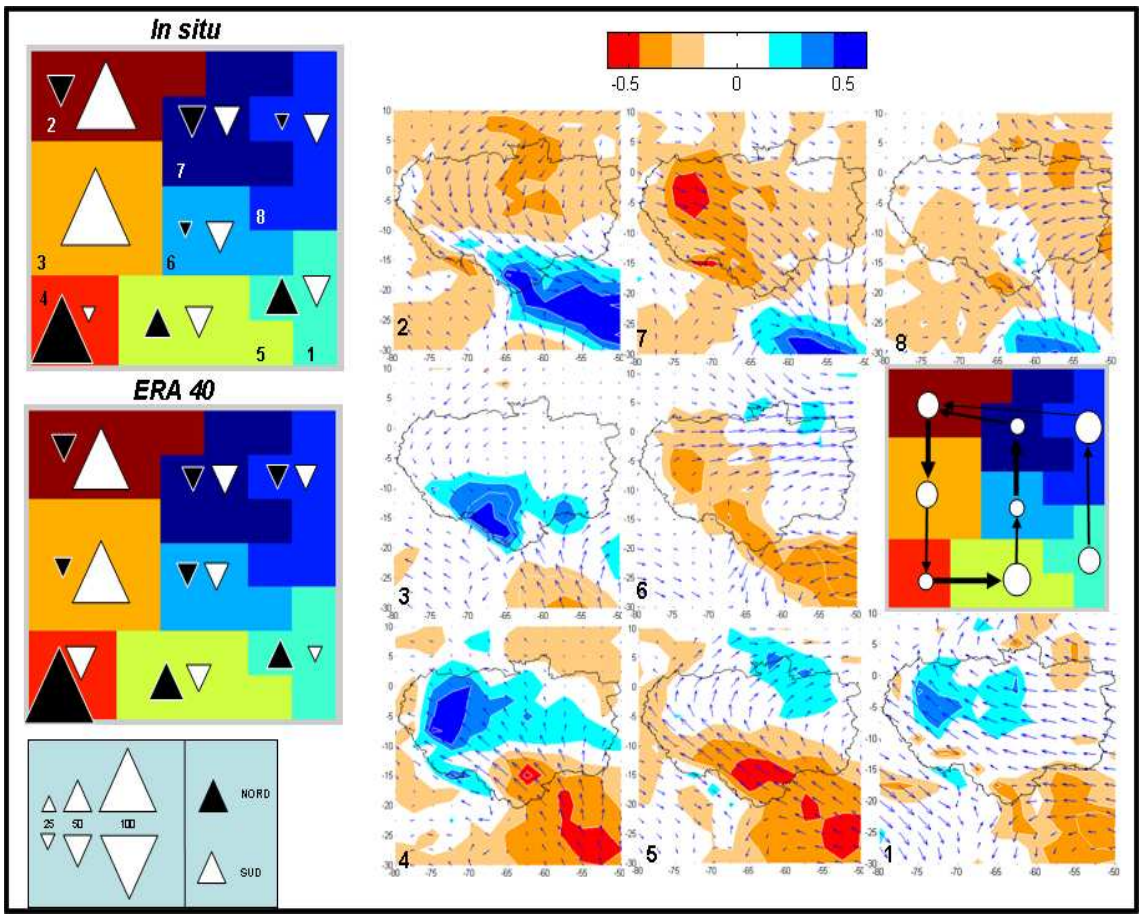


FIGURE 4.23 – Comme la Figure 4.16, mais pour SON.

438 (7 à 18% des jours ; types de temps 4 et 3 respectivement) pour SON et de 221 à 596 (9 à 24% des jours, types de temps 2 et 4 respectivement) pour DJF. La pluie moyenne associée aux types de temps est toujours cohérente avec les valeurs d'*Ip* correspondant et elle donne une idée claire de la différence, en mm, de la pluie entre une région et une autre. Dans le nord–ouest la valeur la plus basse correspond à 5.2 mm/jour en SON et un maximum de 12.1 mm/jour est calculé en MAM. Dans le sud par contre, la valeur la plus faible est de 0.2 mm/jour en JJA et la plus forte de 10.3 mm/jour en DJF. Une autre caractéristique importante est le pourcentage de jours où la lame d'eau dans chaque région est égale à zéro. Dans le nord–ouest la pluie n'est presque jamais nulle ; le pourcentage passe de zéro en MAM et SON à 5.9% en DJF. Dans le sud, il est beaucoup plus élevé et varie de 2.4% en DJF à 89.9% en JJA, résultat qui montre la forte saisonnalité dans cette région. Le coefficient de variabilité de la pluie à l'intérieur de chaque type de temps est aussi plus faible et uniforme dans le nord–ouest, où la valeur la plus faible est de 0.31 en SON et la plus forte est de 0.53 en DJF. Dans le sud, par contre, les valeurs sont plus élevées et plus variables : on passe de 0.43 pendant la saison de pluies (DJF) à 3.17 pendant la saison sèche (JJA). Finalement, les valeurs maximales de pluie pour chaque type de temps montrent que c'est dans le sud que se produisent généralement les pluies les plus extrêmes (mais aussi les plus courtes, sauf en JJA où le rôle des perturbations

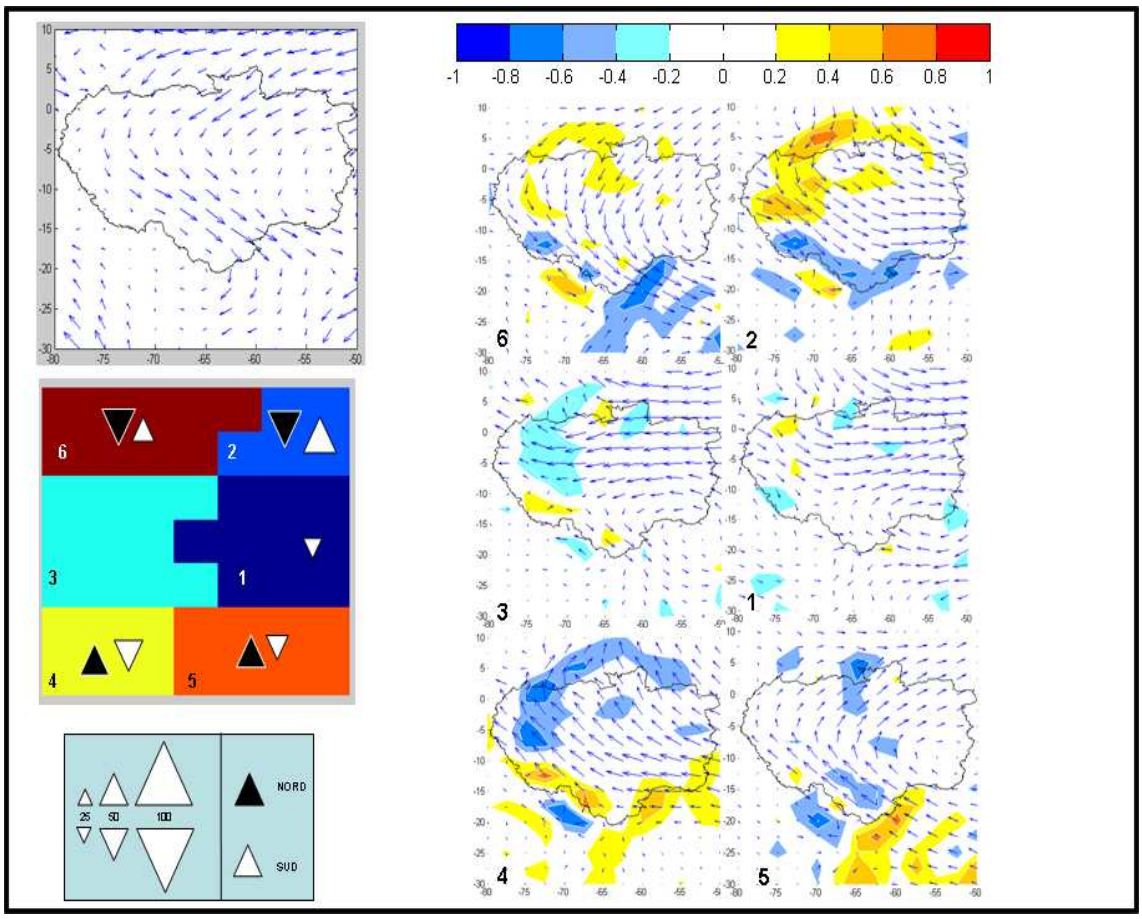


FIGURE 4.24 – Comme la Figure 4.13, mais pour DJF.

extra-tropicals est important). Durant le type de temps 2 en MAM, par exemple, la valeur maximale dans le sud est de 83.7 mm/jour et de 35 mm/jour dans le nord-ouest ; néanmoins la pluie moyenne est similaire dans les deux régions (7.4 et 7.5 mm dans le sud et le nord respectivement).

Ces différentes caractéristiques des types de temps montrent que notre méthode a été capable de distinguer les conditions atmosphériques qui favorisent la pluie sur deux régions qui présentent des saisonnalités et des distributions de fréquence différentes.

4.5 Conclusions

Après avoir détaillé les caractéristiques des types de temps pour chaque saison, on peut constater que les conditions synoptiques régionales favorables à la pluie sont proches quelque soit la saison. De plus, la séquence de passage d'un type de temps à l'autre et l'évolution spatiale de la pluie sont similaires. Néanmoins, l'analyse saisonnière des types de temps a permis de reconnaître l'origine des conditions associées

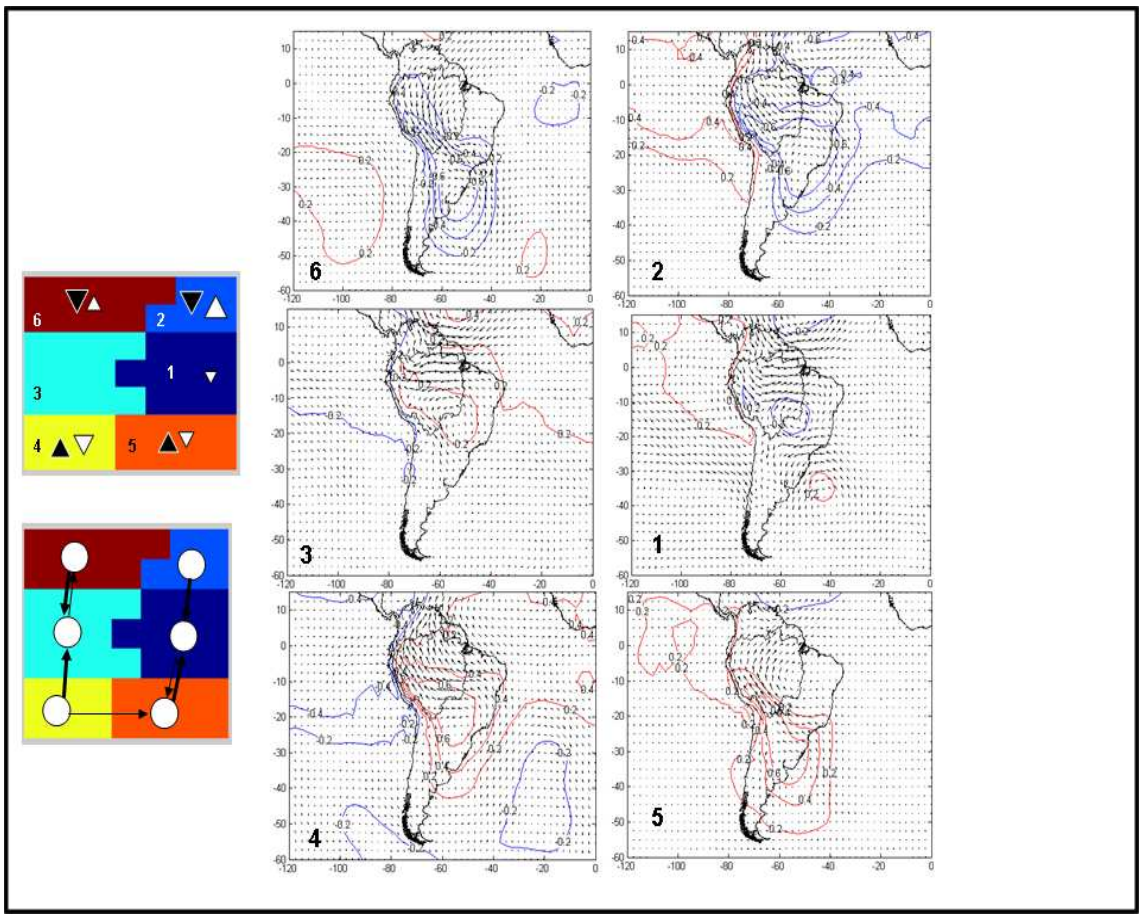


FIGURE 4.25 – Comme la Figure 4.17, mais pour DJF. A droite, persistance et trajectoire des types de temps (comme décrits dans la Figure 4.15).

à la pluie et qui définissent chaque type de temps selon les saisons (absence de mousson en hiver, marais barométrique en été) ; cela est particulièrement important pour la prévision des pluies (comme cela sera présenté dans le Chapitre 5).

La Table 4.2 synthétise les principales caractéristiques de chaque type de temps tout au long de l'année et permet de distinguer les similarités et différences de ces caractéristiques d'une saison à l'autre. De plus les Figures 4.27 a et b montrent un schéma simplifié des conditions de circulation associées à la pluie dans le sud et le nord-ouest

La pluie dans le sud (Type de temps N ; Figure 4.27) est observée en relation avec le passage d'une perturbation avec un flux de nord-ouest sur son flanc oriental et un flux de sud sur son flanc occidental. Dans le sud, les pluies extrêmes sont le résultat d'une convergence très nettement liée à des vents de directions opposés (NWEA et vents du sud, Figure 4.27 a), ce qui donne lieu à des très fortes pluies, même supérieurs à celles du nord-ouest. Habituellement, le type de temps suivant (N+1) présente un renforcement des flux de sud et l'affaiblissement du NWEA (ou inversion du NWEA et du LLJ) ; la convergence et la pluie sont alors déplacées plus

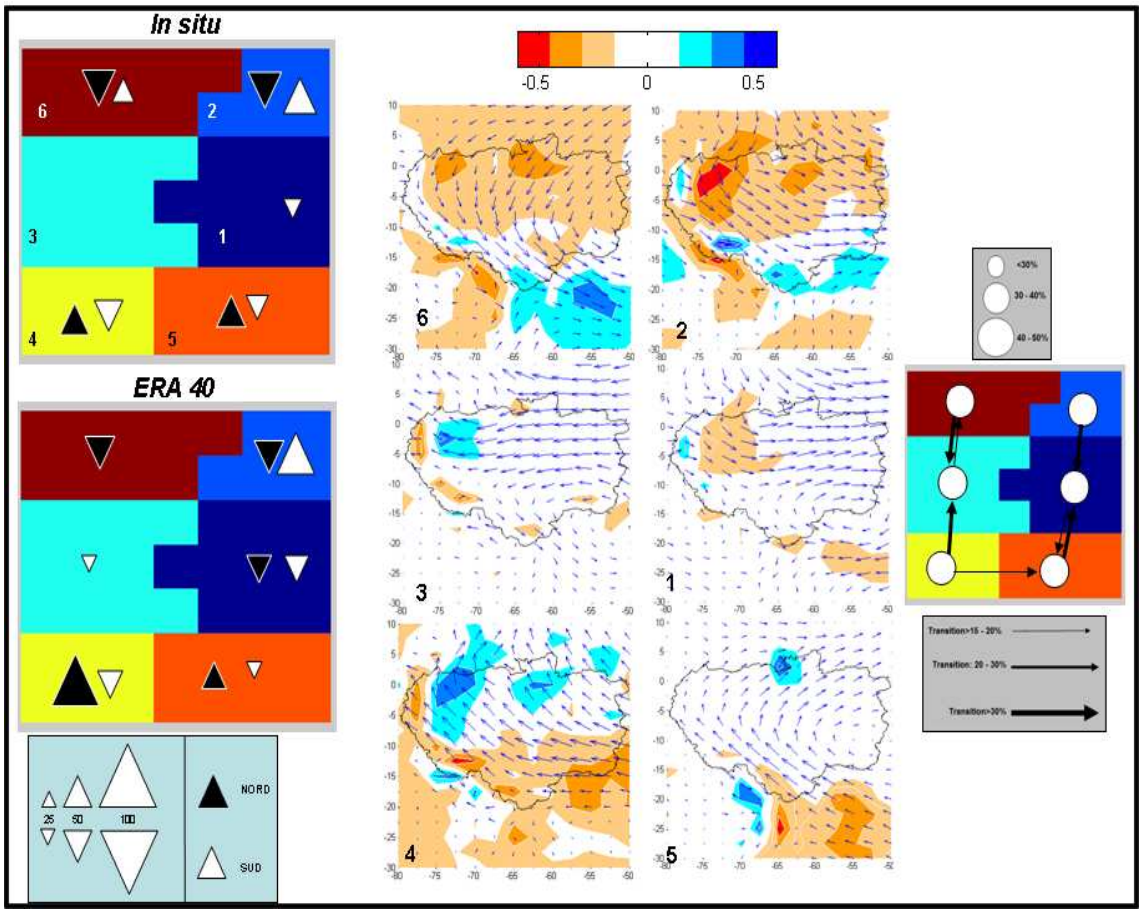


FIGURE 4.26 – Comme la Figure 16, mais pour DJF.

au nord, généralement jusqu'à 10°S environ.

La pluie au nord-ouest est habituellement observée lors du type de temps suivant (N+2 ; Figure 4.27), caractérisé par de fortes anomalies positives de géopotentiel centrées sur le Chaco et qui intéressent une grande partie du continent. La perturbation est donc déplacée vers le nord-est (Figure 4.27 b). La pluie dans le nord-ouest est alors associée à la convergence de l'alizé d'est et du vent de sud-est le long des Andes (inversion du NWEA et du LLJ).

La saison estivale (DJF) est caracterisée par des anomalies de géopotentiel très faibles (marais barométrique) qui n'ont pas d'équivalent durant les autres saisons (sauf le type de temps 1 en MAM). En effet, pendant la saison estivale les perturbations extratropicales sont plus faibles et moins fréquentes et donc organisent moins les champs de géopotentiel dans la région tropicale. Pendant cette saison les valeurs d'*Ip* sont plus faibles et les pluies ne sont prévisibles que lors de types de temps liés aux perturbations extratropicales avec de forts anomalies de géopotentiel. Des marais barométriques sont aussi observés en MAM quand le continent est encore chaud, mais ne sont pas observés en SON, saison qui succède à la période plus froide. Enfin, les perturbations extra-tropicales et les anomalies de géopotentiel sont

	Type de temps	% N Jours	Pluie N-O (mm)	Pluie S-O (mm)	%Pluie=o N-O	%Pluie=o S-O	Max N-O	Max S-O
MAM	1	13	**8.6**	4.8	0.6	23.8	33.9	38.6
	2	16	**7.5**	**7.4**	0.5	5.9	35.0	83.7
	3	14	**12.0**	**6.2**	0.0	13.0	47.2	55.1
	4	13	**12.1**	**2.3**	0.3	50.2	48.5	26.0
	5	13	**11.2**	**3.3**	0.3	33.0	44.1	28.9
	6	18	10.0	**3.4**	0.0	23.4	34.8	43.2
	7	13	**8.9**	**3.4**	0.3	21.2	24.6	25.2
JJA	Type de temps	% N Jours	Pluie N-O (mm)	Pluie S-O (mm)	%Pluie=o N-O	%Pluie=o S-O	Max N-O	Max S-O
	1	12	7.0	**0.3**	1.0	76.8	23.4	21.4
	2	17	**6.5**	**1.5**	1.7	51.4	30.7	26.0
	3	16	**7.6**	**2.1**	0.3	47.1	35.0	37.0
	4	13	**8.6**	**0.4**	1.2	77.3	39.6	34.0
	5	10	**6.9**	**0.2**	2.0	85.9	24.3	6.3
	6	16	**6.9**	**0.2**	2.5	89.9	26.2	22.4
	7	16	7.3	**0.5**	0.2	74.7	29.9	33.1
SON	Type de temps	% N Jours	Pluie N-O (mm)	Pluie S-O (mm)	%Pluie=o N-O	%Pluie=o S-O	Max N-O	Max S-O
	1	9	**8.2**	**3.3**	0.0	30.8	31.2	44.5
	2	16	**5.4**	**6.8**	1.6	14.7	27.7	42.7
	3	18	**7.5**	**8.1**	0.9	12.3	39.1	58.2
	4	7	**9.8**	**3.4**	0.6	38.4	40.0	41.1
	5	13	7.2	**1.9**	1.5	61.4	26.2	37.9
	6	10	**6.2**	**2.7**	1.6	39.2	36.0	24.1
	7	13	**5.2**	**2.8**	2.3	35.7	27.0	29.5
	8	15	7.1	**3.1**	0.6	31.1	25.7	52.1
DJF	Type de temps	% N Jours	Pluie N-O (mm)	Pluie S-O (mm)	%Pluie=o N-O	%Pluie=o S-O	Max N-O	Max S-O
	1	21	**8.3**	**7.2**	0.8	5.8	33.2	43.2
	2	9	**5.7**	**10.3**	5.9	7.7	26.0	73.0
	3	11	**9.7**	**8.0**	0.7	4.0	49.4	54.1
	4	24	**11.1**	**6.3**	0.0	7.3	39.6	33.3
	5	15	**9.7**	7.1	0.0	10.9	41.7	42.2
	6	18	**7.3**	**9.0**	3.8	2.4	41.6	65.5

TABLE 4.1 – Caractéristiques associées aux types de temps pour chaque saison : fréquence, pluie moyenne, fréquences des pluies nulles et valeurs maximales (Max) de pluie par jour dans le sud et le nord-ouest. En gras, valeurs de pluie significativement différentes de la moyenne selon le test de Student (p>0.95).

plus fortes en hiver austral (JJA) que pendant les autres saisons.

Cette analyse a montré l'importance de l'ondulation du Jet et de la variabilité du géopotentiel principalement dans la région du Chaco et sur les deux océans subtropicaux (Figure 4.27). Par conséquent des alternances de NWEA (y compris le LLJ) et de vents du sud des moyennes latitudes sont observées tout au long de l'année et génèrent des fortes pluies alternativement dans le sud ou le nord-ouest du BA.

Cette migration des vents de sud vers le nord de l'Amérique du Sud, a été décrite principalement durant l'été (Gan and Rao, 1994; Garreaud and Wallace, 1998). Différents travaux, basés sur des observations atmosphériques journalières, ont montré de remarquables similitudes avec le passage d'un type de temps à l'autre décrit dans cette étude (Gan and Rao, 1994; Garreaud and Wallace, 1998; Marengo et al., 2004; Gan et al., 2004, etc). Néanmoins une définition des types de temps et de leurs relations avec la pluie dans le bassin amazonien constitue l'originalité de ce travail.

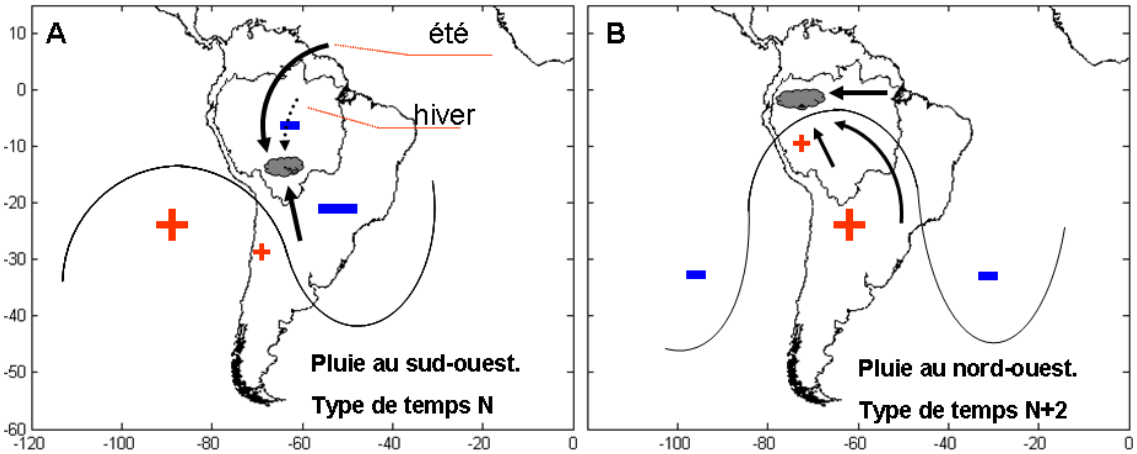


FIGURE 4.27 – Schéma simplifié de la circulation atmosphérique à 850hPa associée à la pluie dans A) le sud et B) le nord–ouest du BA. Les signes positifs et négatifs correspondent aux anomalies de géopotentiel et les flèches représentent les anomalies de vent.

Par ailleurs, la pluie d'ERA-40 montre une relativement bonne cohérence avec la pluie in situ, notamment dans le sud et sa distribution spatiale permet de connaître l'évolution spatio-temporelle de la pluie dans l'ensemble du BA (Figures 4.17, 4.19, 4.22 et 4.25). La pluie d'ERA-40, nous permet de confirmer que le sud (Amazonie péruvienne et bolivienne principalement) et le nord-ouest (nord du Pérou, Équateur, Colombie et nord-ouest du Brésil) sont les deux régions de plus forte variabilité pluviométrique, à l'échelle synoptique, comme aux échelles interannuelle et pluriannuelles (Chapitre 3).

	Type de temps	*Ip* N-O	*Ip* S	Persistance	Transition vers	Alizés	NWEA	PS	Chaco	AS
MAM	1			30 - 40%		Faibles				+
	2	- - -	+++	30 - 40%	3	Forts		+	--	---
	3	++	+	<30%	4	Faibles			++	--
	4	+++	- - -	30 - 40%	5		-	--	+++	-
	5	++	- -	30 - 40%	6				++	+++
	6		--	30 - 40%	7		+		--	+
	7	- - -	- -	30 - 40%	2	Fortes	+	+	---	+

	Type de temps	*Ip* N-O	*Ip* S	Persistance	Transition vers	Alizés	NWEA	PS	Chaco	AS
JJA	1		--	<30%				++		++
	2	-	+++	30 - 40%	3	Faibles	+	+++	-	---
	3		+++	<30%	4	Forts		+	+++	---
	4	++	--	30 - 40%	5 ; 6		-	-	+++	--
	5	--	---	30 - 40%	1		-		++	+++
	6		---	40 - 50%	7	Faibles		---	-	+++
	7		--	40 - 50%	2		+	+	---	+

	Type de temps	*Ip* N-O	*Ip* S	Persistance	Transition vers	Alizés	NWEA	PS	Chaco	AS
SON	1	++	--	30 - 40%	8	Forts		---	+	++
	2	--	+++	30 - 40%	3		+	+	+	--
	3		+++	30 - 40%	4				++	--
	4	+++	-	<30%	5		-	-	+++	--
	5	++	--	40 - 50%	6		-	-	+++	+
	6	-	--	<30%	7	Faibles			--	+
	7	--	--	<30%	2	Faibles	+	+	---	+
	8	-	--	40 - 50%	8	Forts		+	---	++

	Type de temps	*Ip* N-O	*Ip* S	Persistance	Transition vers	Alizés	NWEA	PS	Chaco	AS
DJF	1		-	40 - 50%	5	Forts				
	2	--	++	40 - 50%	1	Forts		+	-	--
	3			40 - 50%	6	Faibles				
	4	++	--	40 - 50%	3 ; 5	Faibles		-	+++	-
	5	++	--	40 - 50%	1		-		+++	+++
	6	--	++	40 - 50%	3		+	+	---	

TABLE 4.2 – Principales caractéristiques des types de temps pour chaque saison et pour chaque région (N–O corresponde au nord-ouest et S le sud). Les trois dernières colonnes représentent les anomalies de géopotentiel sur le Pacifique sud, sur le Chaco et sur l'Atlantique sud (PS, Chaco et AS, respectivement).

CHAPITRE 5

Types de temps : facteurs explicatifs de la variabilité hydrologique

Dans les Chapitres 2 et 3, nous avons mis en évidence le lien entre la variabilité des extrêmes hydrologique dans le cours principal de l'Amazone et des modes de variabilité pluviométrique régionale opposés. Tout d'abord, rappelons les :

- Une forte diminution des pluies dans le sud et le sud-ouest du bassin amazonien (Bolivie, et sud du Brésil et du Pérou), principalement pendant la période pluvieuse de cette région (DJF). Cette diminution est observée depuis le début des années 1980 et est plus marquée à partir des années 1990 (Figures 3.29 et 2.10 b).

- Une diminution des pluies pendant la période la moins pluvieuse (SON) dans le nord-ouest du bassin (nord du Pérou, Équateur, Colombie et nord-ouest du Brésil), plus marquée à partir des années 1990 (Figures 3.32 et 2.10 a).

- Un mode de variabilité décennal durant la période pluvieuse (MAM) du nord-ouest du bassin, qui est plus humide (sèche) pendant la décennie de 1970 et après 1990 (dans les années 1980) (Figures 3.30 et 2.10 a).

Ce chapitre est une tentative préliminaire d'utilisation des types de temps comme facteurs explicatifs de la variabilité hydrologique. Il ne prétend pas fournir une analyse exhaustive des liens entre types de temps et hydrologie mais ouvrir quelques pistes qui mériteront de plus amples développements. Dans la première partie nous cherchons des liens entre la variabilité interannuelle des pluies dans le nord-ouest et le sud-ouest du bassin amazonien et l'évolution des types de temps. Ceci nous permet d'évaluer leur capacité, donc celle de la variabilité synoptique, à reproduire la variabilité interannuelle des pluies et des débits. Une analyse conjointe de la variabilité interannuelle du vent et de la divergence est destinée à compléter l'information éventuellement non prise en compte par la variabilité synoptique (les types de temps). Dans la deuxième partie de ce chapitre nous cherchons à expliquer, à partir des occurrences de types de temps, des événements extrêmes dans deux sous bassins, celui du Madeira à Porto Velho dans le sud-ouest, et celui du Rio Negro à Serrinha dans le nord–ouest.

5.1 Evolution des types de temps et relations avec la pluie

Pour associer la variabilité interannuelle des pluies aux différents types de temps documentés dans le chapitre précédent, nous calculons la fréquence d'occurrence des types de temps pour chaque saison. Néanmoins, la variabilité pluviométrique interannuelle ne peut pas être associée uniquement aux changements de la fréquence interannuelle des types de temps, puisque les conditions d'humidité des types de temps peuvent aussi changer d'une année à l'autre (changement de la "caractéristique" des

types de temps). La quantité de pluie *Ni* de l'année *i* est alors décomposée en la probabilité de pluie pour chaque type de temps *pik* multipliée par la fréquence de chaque type de temps *nik*, comme le montre l'équation 5.1 (Moron et al., 2008).

$$N_i = \sum_{k=1}^{K} (p_{ik}.n_{ik}) \tag{5.1}$$

Pour mesurer l'importance relative de la fréquence et de la caractéristique des types de temps sur les événements pluvieux, deux modèles de corrélations multiples sont utilisés. Le premier modèle corrèle la fréquence de chaque type de temps (*nik*) et l'anomalie de pluie observée dans chaque région d'étude (*nik* est utilisé comme prédicteur de la pluie). Le modèle n'admet comme régresseurs, parmi tous les types de temps, que ceux qui expliquent significativement une partie du résidu dans une corrélation multiple incrémentielle ascendante entre fréquences des types de temps et pluie. Ce sont ceux qui sont liés significativement avec la pluviométrie de la région. De même le deuxième modèle est construit entre "la caractéristique" des types de temps (*pik*) et les anomalies de pluie observées. A la différence de *nik*, la valeur de *pik* est particulière pour chaque région étudiée.

5.1.1 Evolution des types de temps en DJF et la pluie dans le sud

La pluie prévue à partir de *nik* est reconstruite à partir des types de temps 4, 6 et 5 (Figures 4.24, 4.25 et 4.26). Sa variabilité interannuelle est fortement déterminée par les types de temps 4 et 6 (de façon négative et positive, respectivement) et permet d'expliquer en partie les pluies observées dans la plaine bolivienne (r=0.60, p>99%). En particulier la diminution des pluies à partir de 1992 est reproduite par la pluie prévue à partir de *nik*, donc cette diminution semble être liée à la variabilité de la fréquence des types de temps (Figure 5.1 a).

La pluie estimée à partir de *pik*, calculée à partir des caractéristiques des types de temps 4, 5 et 6, est elle aussi fortement corrélée à la pluie observée au pas de temps interannuel (r = 0.68, p>99%), mais les anomalies négatives observées à partir de 1992 ne sont pas expliquées par les caractéristiques (Figure 5.1 b). La corrélation glissante sur 5 ans entre les deux séries de pluie montre que le lien est en effet meilleur avant qu'après 1990 (r=0.84, p>99% avant 1990).

Avant 1990, la variabilité interannuelle des pluies semble être liée à la fois aux fréquences et caractéristiques des types de temps, tandis qu'après 1990 la forte diminution des pluies dans la plaine bolivienne est principalement influencée par la diminution de la fréquence des types de temps pluvieux.

Pour connaître les principaux modes de variabilité interannuelle des variables dynamiques de l'atmosphère, une analyse en composantes principales (ACP) est réalisée sur le vent zonal, le vent méridien et la divergence des vents à 850hPa (u850, v850 et d850) dans le BA. Les résultats obtenus en DJF montrent que la convergence des vents est plus faible dans l'Amazonie bolivienne après 1982 à cause

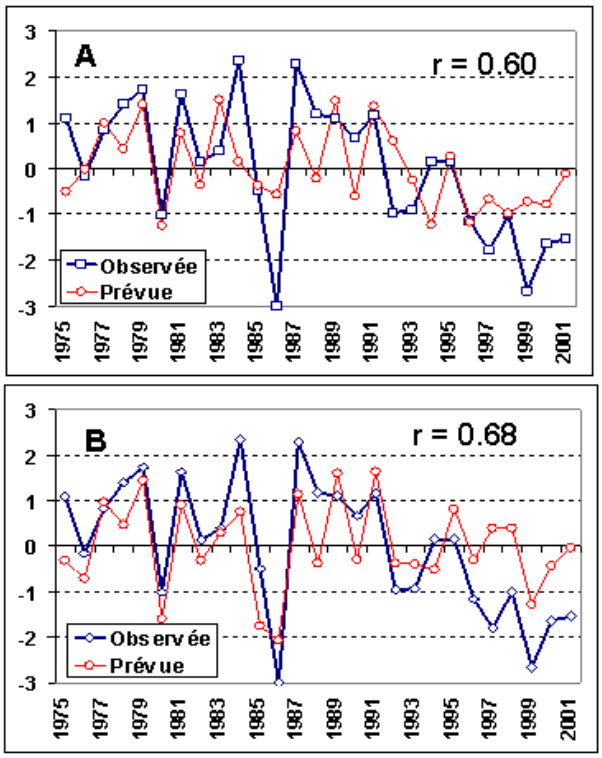


FIGURE 5.1 – Pluie observée dans la plaine bolivienne (ligne bleu) et pluie prévue (ligne rouge) en valeurs centrées réduites, calculées à partir (A) des fréquences des types de temps 4, 5, et 6 et (B) des caractéristiques des types de temps 4, 5 et 6, pour la période 1975–2001. La valeur du coefficient de corrélation (r) entre les deux séries de pluies est indiquée.

d'un affaiblissement des vents d'est et de nord et donc du flux de mousson (Figure 5.2 a). Cette variabilité des conditions atmosphériques est cohérente avec la rupture et la diminution des pluies observées après 1984 dans le sud du BA (dans la fenêtre 55–80°W et 10–21°S. Figure 5.2 b) et dans les courbes des pluies observées et prévues à partir de la fréquence des types de temps. On peut supposer que l'affaiblissement du flux de mousson à partir du milieu des années 1980, fait diminuer la fréquence du type de temps 6 et augmenter celle des types de temps 4 et 5, et/ou que la quantité de vapeur d'eau advectée diminue (augmente) lors du type de temps 6 (des types de temps 4 et 5).

5.1.2 Evolution des types de temps en SON et la pluie dans le nord-ouest

La pluie prévue à partir de *nik* est calculée à partir des types de temps 5, 6, 4 et 3 et est fortement déterminée par les types de temps 5 et 4 (Figures 4.21, 4.22 et 4.23). La corrélation entre les deux séries de pluie est de 0.68 (p>99% ; Figure 5.3 a). La pluie prévue par *pik* (avec les types de temps 5, 6, 3 et 2), principalement déterminée par les types de temps 5 et 2 (relations positive et négativement respecti-

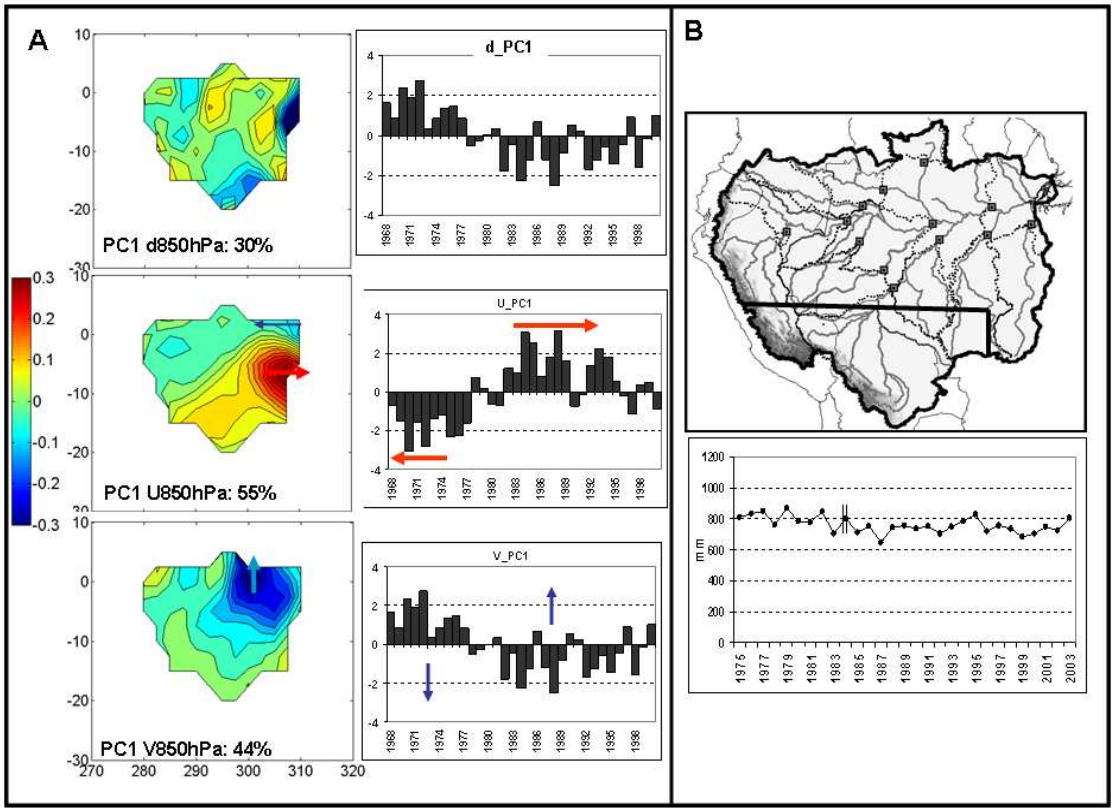


FIGURE 5.2 – A) Premier mode de variabilité spatio-temporelle de la divergence (en haut), du vent zonal (au centre) et du vent méridien (en bas) à 850hPa, résultant d'ACP sur le bassin amazonien en DJF. Les données proviennent du ECMWF pour la période de 1968 à 2000. Les flèches montrent les directions des anomalies pluri-annuelles de vents dans l'est du BA pour u, dans le nord-est du BA pour v (i.e. plus de vent d'est entre 1968 et 1977 dans l'est du BA). B) en bas à droite, la lame d'eau moyenne sur la région sud-ouest du BA (délimitée en haut à droite). La barre verticale indique le moment de la rupture dans la série (1984) et des valeurs plus faibles après cette date.

vement), montre une meilleure capacité à prévoir la pluie durant la fin de la période étudiée. En effet, la corrélation glissante sur 5 ans montre de très fortes valeurs à partir de 1988 (r=0.66 p>99% et 0.83 p>99%, avant et après 1988 ; Figure 5.3 b). La diminution des pluies en SON à partir de 1989 dans le nord-ouest peut être liée à une modification des caractéristiques des types de temps, en particulier à la diminution d'advection d'humidité vers cette région, alors que la variabilité interannuelle observée auparavant est plus en relation avec une modification des fréquences des types de temps.

L'axe 1 de d850 montre durant cette saison une diminution de la convergence à partir des années 1980 dans la région nord (elle est moins claire à l'extrémité nord-ouest du BA ; Figure 5.4 a). Cette diminution de la convergence est liée à une affaiblissement des vents d'est après 1980 et une intensification du NWEA après

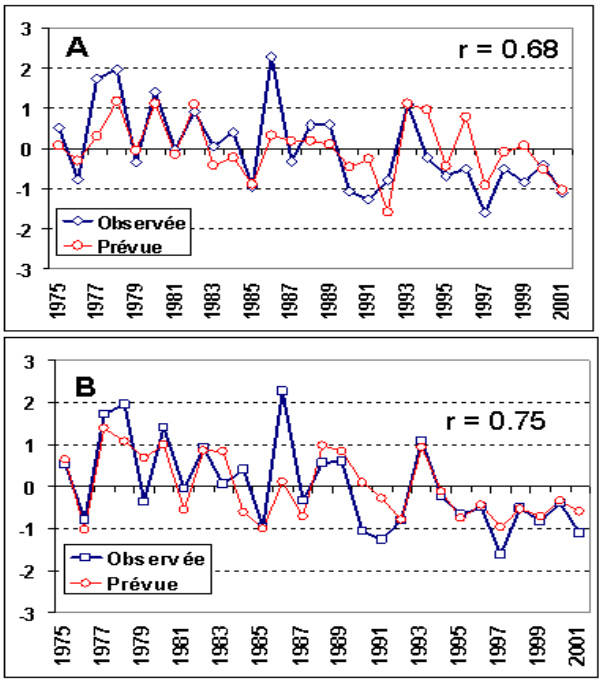


FIGURE 5.3 – Comme dans la Figure 5.1 mais pour SON. Les pluies prévues sont calculées à partir d'une corrélation multiple entre la pluie observée et (A) des fréquences des types de temps 5, 6, 4 et 3 et (B) des caractéristiques des types de temps 5, 6, 3 et 2, pour la période 1975–2001.

1985 (axe 1 de u850 et axe 2 du v850 ; Figure 5.4 a). On peut donc supposer, que l'intensification du NWEA et l'affaiblissement du vent d'est fait diminuer (augmenter) la quantité de vapeur d'eau advectée lors de types de temps 5 et 4 (types de temps 2). A partir des années 1980 on observe des conditions dynamiques moins favorables à la pluie qui pourraient expliquer la diminution consécutive des pluies dans le nord-ouest (fenêtre 65-80°W et 5°N-5°S ; Figure 5.4 b). D'autres types de temps, comme les 3 et 6, aussi importants pour déterminer la pluie prévue, sont caractérisés par des anomalies faibles de vent, ce qui fait qu'ils sont plus difficiles à associer à la variabilité interannuel du vent.

5.1.3 Evolution des types de temps en MAM et la pluie dans le nord-ouest

La capacité de prévision de la pluie dans le nord-ouest par les types de temps est bien plus faible en MAM. Les corrélations multiples calculées entre les anomalies de pluie et les valeurs *nik* et *pik* des types de temps pluvieux 3 et 4, ne sont respectivement que de 0.45 et 0.46 (p>95% mais p<99%). Dans ce cas, la pluie observée montre un mode de variabilité décennal, avec de fortes valeurs entre 1975 et 1979 et 1993 et 2001, tandis qu'elles sont plus faibles entre 1980 et 1992 (Figure 5.5). Pendant MAM de fortes pluies sont associées à tous les types de temps dans la région nord-ouest (voir le faible pourcentage de jours où la pluie est égale à zéro en MAM, Table 4.1)

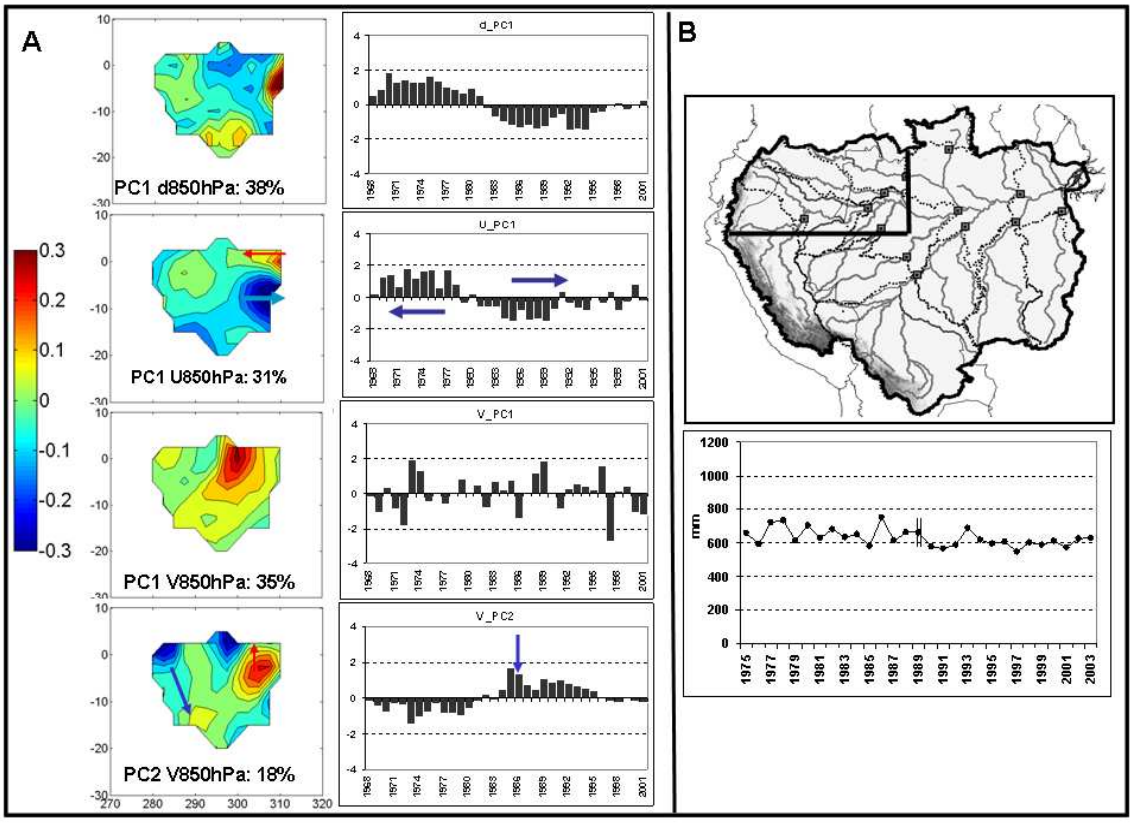


FIGURE 5.4 – A) comme la Figure 5.2 a mais pour SON ; l'axe 2 de v850 est aussi montré. L'axe 1 de v850 est présenté mais n'est pas utilisée pour expliquer la variabilité des pluies à long terme. B) comme la Figure 5.2 b mais pour SON et pour la région nord-ouest (délimitée en haut). Dans ce cas la barre verticale indique la rupture de 1989.

et le manque d'information, notamment sur la thermodynamique de l'atmosphère (indices de convection par exemple), pourrait être une cause de la plus faible capacité de prévision de la pluie durant cette saison.

Cependant l'analyse de la variabilité interannuelle et à long terme des variables dynamiques de l'atmosphère permet de constater que les vents de sud-est sont plus forts dans le BA pendant les années 1970, ralentis dans les 1980 et reviennent à des valeurs moyennes ou positives dans les années 1990 ; cela est particulièrement clair en regardant l'axe 1 de u850 et l'axe 2 de v850 (Figure 5.6 a). De plus, entre 1992 et 1998, de fortes anomalies de vents de sud sont observées dans l'ensemble du BA (affaiblissement de la mousson ; axes 1 et 2 de V850). L'intensification des anomalies des vents de sud-est fait supposer une intensification du flux de vapeur d'eau dans le nord-ouest du BA lors des types de temps 4 et 3. Cette augmentation du transport de vapeur d'eau après 1992 a été constatée dans le Chapitre 3 (Figure 3.25 d).

En conclusion, les fréquences et caractéristiques des types de temps, construites à partir de la variabilité synoptique de l'atmosphère, permettent d'expliquer une

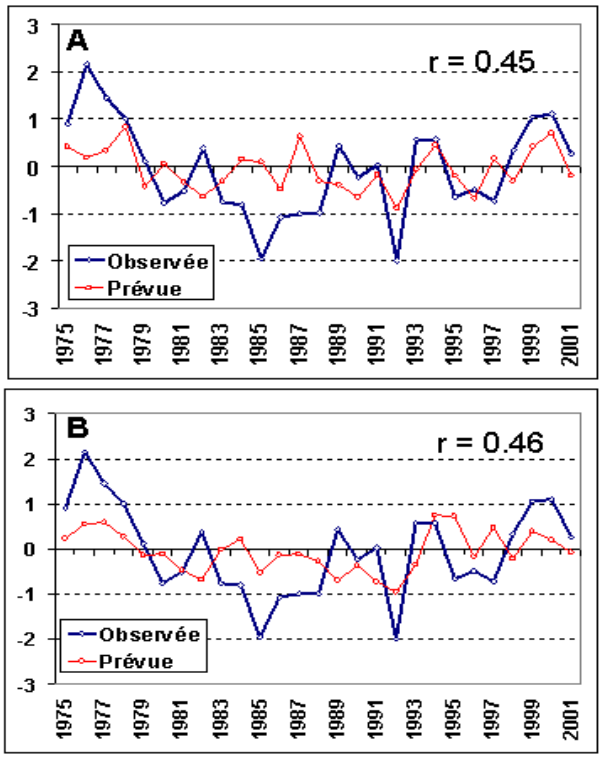


FIGURE 5.5 – Comme les Figures 5.1 et 5.3 mais pour MAM. La pluie prévue est calculée à partir des fréquences et caractéristiques des types de temps 3 et 4.

bonne partie de la variabilité pluriannuelle des pluies (en particulier en DJF dans le sud et en SON dans le nord-ouest). Cependant les types de temps ont plus de difficulté à expliquer les pluies dans le cas de MAM dans le nord-ouest. Dans le cas de DJF et SON, les séries prévues à partir de *nik* et de *pik* ne sont pas indépendantes l'une de l'autre (des corrélations significatives sont calculées entre les deux séries prévues de pluies pour DJF et SON). Cela suggère-t-il une relation entre fréquence et caractéristique des types de temps ? Cette question mérite un développement plus précis dans le futur. De même, l'analyse interannuelle des principales variables atmosphériques qui contrôlent la pluie, permettent d'expliquer de manière complémentaire la variabilité pluviométrique du BA durant les dernières décennies. Néanmoins, l'influence de la variabilité atmosphérique à plus basse fréquence sur les types de temps n'est pas claire pour l'instant et une analyse plus détaillée mériterait d'être développée ultérieurement. Dans ce but nous pourrions essayer de déterminer les types de temps en conservant la variabilité synoptique et interannuelle mais après avoir supprimé les moyennes saisonnières normales des données atmosphériques.

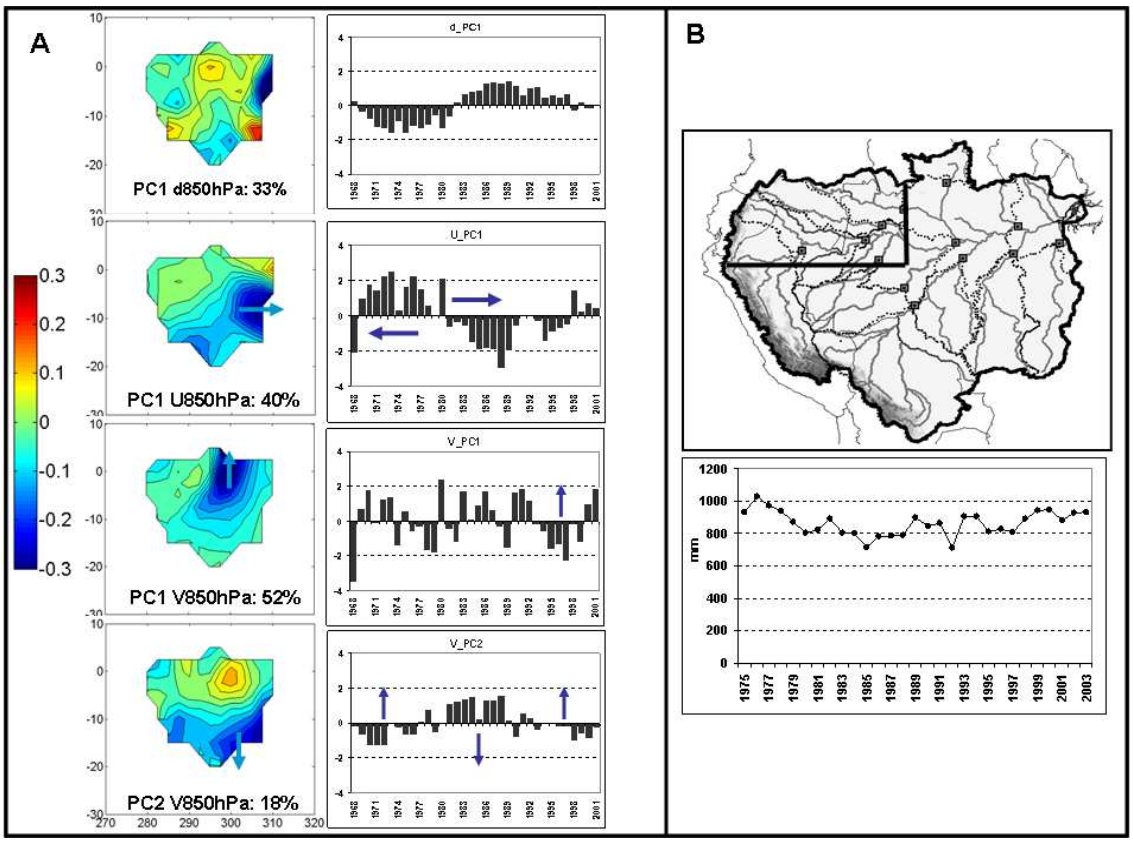


FIGURE 5.6 – Comme la Figure 5.4 mais pour MAM.

5.2 Relation entre les types de temps et des événements hydrologiques extrêmes

Dans cette section, nous analysons la relation entre les événements hydrologiques extrêmes dans deux sous bassins et la fréquence et/ou la présence/absence de certains types de temps. Pour cela, deux régions soumises à différents régimes pluviométriques et à des variabilités hydrologiques opposées sont retenues : le bassin du Madeira à Porto Velho dans le sud-ouest et celui du Rio Negro à Serrinha dans le nord-ouest (Figure 2.1).

5.2.1 La plus grande crue du Madeira à Porto Velho en 1997

Les crues à Porto Velho sont plus faibles dans les années 1990 que pendant la décennie précédente. Néanmoins, pendant les mois d'avril et de mai 1997 on observe la plus importante crue jamais enregistrée depuis la fin des années 1960 ; le débit atteint 49 700 m^3/s, soit 30% de plus que la crue moyenne. Le bassin du Madeira a un régime pluviométrique très marqué, avec de fortes pluies en DJF et une période de faibles précipitations entre mai et septembre (Figure 5.7 b, Figures 2.1 et 3.16 d). Par conséquent, la saison des pluies est essentielle puisqu'elle contribue en grande partie à la pluie annuelle.

En DJF les types de temps associés aux plus fortes pluies dans le bassin du Madeira sont les types de temps 2 (9% des jours) et 6 (18% des jours), donc nous portons une attention particulière au type de temps 6 (le plus fréquent). En MAM, JJA et SON, les types de temps les plus pluvieux sont respectivement les types de temps 2, 3 et 2 (Figures 4.26, 4.17, 4.20, 4.23 et Table 4.1). Les anomalies de fréquence d'occurrence de ces types de temps sont calculées pour les années qui précèdent et qui suivent la crue de 1997 (Table 5.1) et des diagrammes circulaires permettent de visualiser les anomalies d'occurrence de chaque type de temps pendant les trimestres DJF et MAM de ces années (Figures 5.8 et 5.9 respectivement).

	1996				1997				1998			
	DJF	MAM	JJA	SON	DJF	MAM	JJA	SON	DJF	MAM	JJA	SON
TT	6	2	3	2	6	2	3	2	6	2	3	2
Anom.	**23/17**	13/14	**8/15**	13/14	**26/17**	**22/14**	**20/15**	9/14	**21/17**	11/14	**16/15**	**20/14**
Rang	2/27				1/27	1/27	2/27		3/27			1/27
pluie (mm)	**723/615**	340/375	25/74	363/395	640/615	**511/375**	80/74	**295/395**	590/615	335/375	77/74	**575/395**

Table 5.1 – Caractéristiques des types de temps et de la pluie un an avant et après la plus forte crue dans le bassin du Madeira à Porto Velho (en 1997). TT= type de temps le plus pluvieux dans la région pour chaque saison. Anom.= Nombre de fois où le TT est observé et la moyenne 1975-2001. Rang= rang de la fréquence du type de temps dans la période 1975–2001. Dans la dernière ligne, pluie du trimestre et pluie saisonnière moyenne. En gras anomalies significatives de fréquences des types de temps et des pluies selon le test de Student (p>0.95)

En DJF 1995–1996, le type de temps 6 se produit 23 fois (phénomène qui n'a jamais été observé auparavant) alors qu'il est observé 17 fois en moyenne. Les types de temps 2 (pluvieux), 1 et 5 (très peu pluvieux) sont moins fréquents (Figure 5.8). Pendant cette saison 723 mm de pluie sont enregistrés (615 mm en moyenne). Néanmoins le débit de crue de MAM 1996 n'est pas différent du débit de crue moyen car l'aquifère nécessite probablement d'être rechargé après les crues relativement faibles de la période 1994-96 (Figure 5.7 a).

A la fin de l'année 1996, les types de temps associés à la pluie n'ont pas d'occurrences supérieures à leurs moyennes et la pluie observée reste relativement faible. Mais, en DJF 1996-1997, le type de temps 6 est observé 26 fois (anomalie encore supérieure à celle observée l'année précédente ; Figure 5.8) ce qui fait que le débit à Porto Velho dépasse déjà la crue moyenne en mars 1997 alors que le pic est habituellement observé en avril (Figure 5.7 b). En DJF une forte occurrence du type de temps 1 est aussi observée, ce type de temps est caractérisé par une anomalie négative du géopotentiel dans le sud-est du BA, une valeur importante de pluie journalière moyenne (Table 4.1) mais de faibles pluies maximales, ce qui est cohérent avec sa valeur négative d'Ip (Figure 5.8). La pluie associée aux types de temps 6 et 1 en 1996-1997 est de 231 et 264 mm respectivement, ce qui est exceptionel pour le type de temps 1. On peut donc supposer des caractéristiques de géopotentiel et de

vent changeantes au sein de ce type de temps. La pluie totale des types de temps 6 et 1 représente 78% de la pluie de la saison.

En MAM 1997 le type de temps 2 (le plus pluvieux en MAM) se produit pour la première fois durant 22 jours (contre 14 jours en moyenne). En MAM 1997 une forte fréquence du type de temps 2 est liée à une claire diminution des types de temps neutres 3 et 1 (Figure 5.9). La pluie enregistrée en MAM 1997 atteint 511 mm valeur très supérieure aux 375 mm habituels. Le débit d'avril est alors le plus élevé jamais observé et il reste au dessus de la normale jusqu'au mois de juillet suivant. En DJF 1997-1998, la forte anomalie de type de temps 6 persiste ; il est observé 21 fois, ce qui est la troisième plus forte valeur pendant la période d'étude. Mais le type de temps très pluvieux de MAM ne s'observe que 11 fois en MAM 1998. Le débit d'avril 1998 redescend alors vers des valeurs proches de la moyenne.

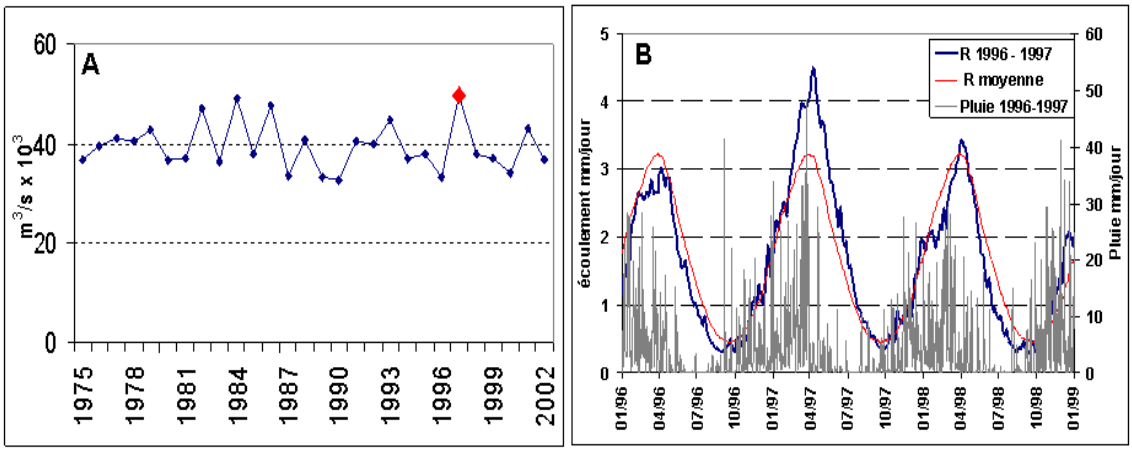


FIGURE 5.7 – A) Crue annuelle à Porto Velho pendant la période 1975–2002 en m^3/s x 10^3. Le point rouge indique la valeur la plus forte (1997). B) en bleu, écoulement journalier en mm à Porto Velho du 01/01/1996 au 01/01/1999, en rouge, écoulement journalier moyen en mm (1975–2002), en gris, lame d'eau journalière en mm à Porto Velho.

L'exemple décrit ci-dessus confirme que la plus forte crue observée dans le Madeira est la conséquence d'occurrences consécutives et exceptionnelles de conditions atmosphériques favorables aux pluies (en DJF 1996–97 et MAM 1997).

La plus faible crue à Porto Velho se produit en 1990, mais le débit n'est inférieur que de 14% à celui de la crue moyenne. Le type de temps 6, correspondant à la pluie en DJF est identique à la valeur moyenne (17 fois). Néanmoins, en MAM 1989, le type de temps 2, le plus pluvieux, n'est observé que 7 fois, la plus faible fréquence enregistrée pendant la période étudiée.

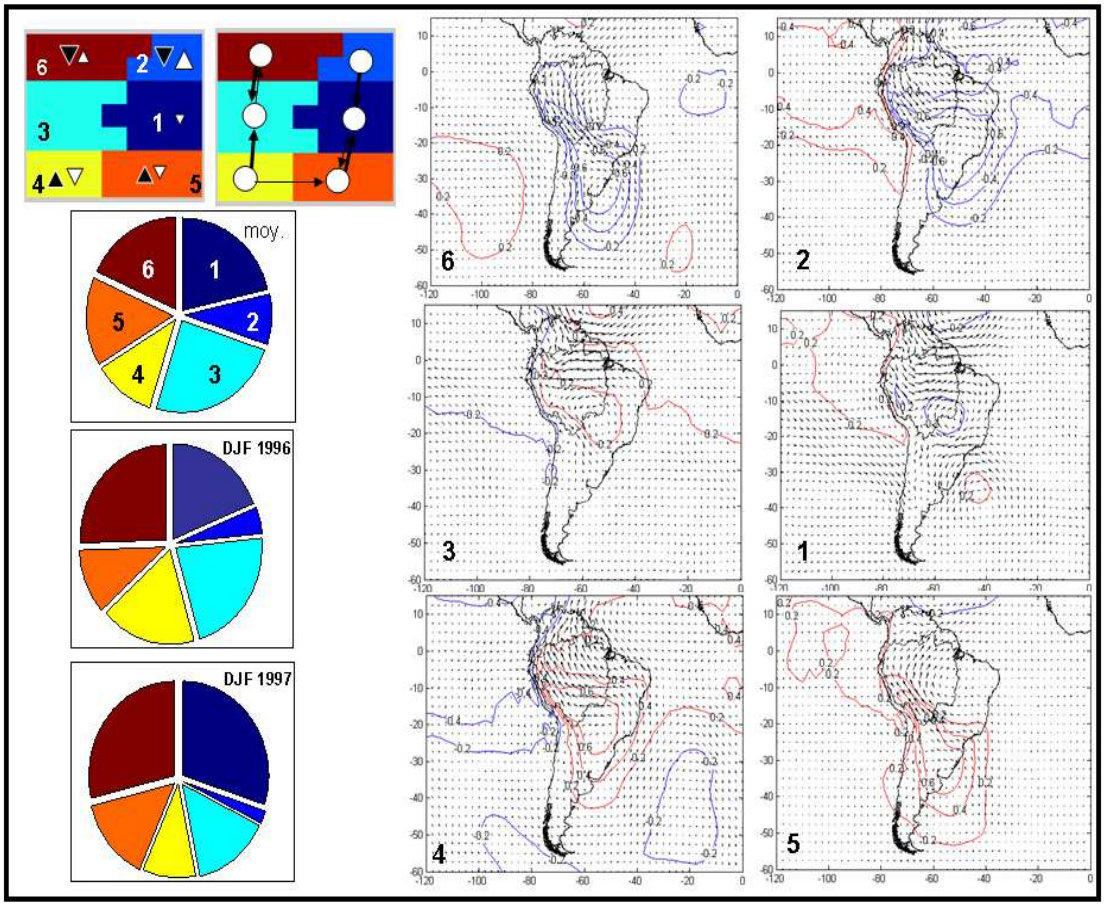


FIGURE 5.8 – A droite, types de temps en DJF. A gauche et en haut, *Ip*, persistance et trajectoire des types de temps (comme dans la figure 4.26). A gauche et en bas, trois diagrammes circulaires montrant la distribution des types de temps lors d'une saison DJF normale (1975-2002), en DJF 1996 et en DJF 1997.

5.2.2 Les crues extrêmes à Serrinha sur le Rio Negro

La station hydrométrique de Serrinha enregistre les débits de la partie nord-ouest du Rio Negro. Ce sous bassin est un des plus pluvieux de l'Amazonie ; les pluies sont abondantes toute l'année avec un maximum de décembre à mai (Figures 2.1 et 3.16 a).

Pour comprendre la relation entre types de temps et crues dans ce sous bassin, nous nous intéresserons à la plus forte et la plus faible crue enregistrées à Serrinha (Figure 5.10), événements qui se sont produits en 1976 lors d'une année Niña (SOI très positif entre 1974 et 1976) et en 1992 lors d'un événement Niño (SOI très négatif entre 1990 et 1994), respectivement.

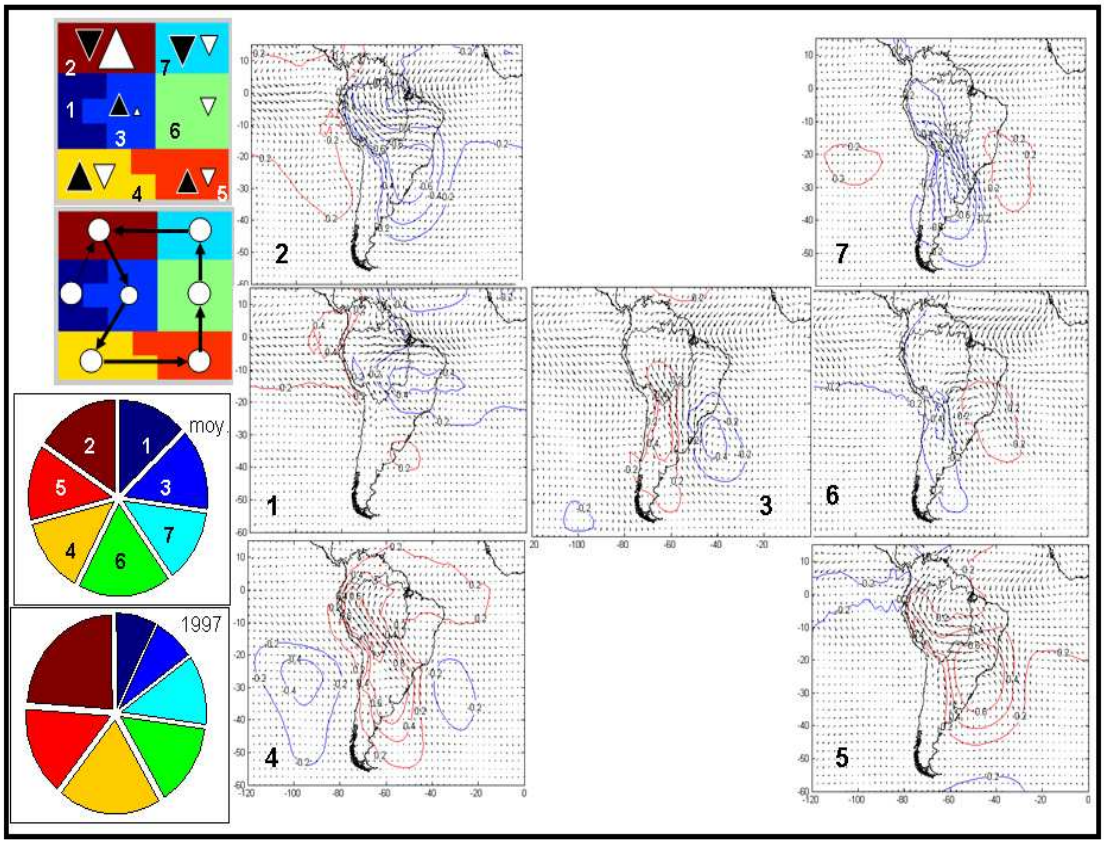


FIGURE 5.9 – Comme la Figure 5.8 mais pour MAM.

La crue de 1976

Le type de temps 4 est le plus pluvieux dans le nord-ouest pendant toutes les saisons. En DJF et MAM le type de temps 5 est également pluvieux, mais il est caractérisé par une valeur de pluie moyenne inférieure à celle du type de temps 4 (Table 4.1). En 1975, aucune anomalie significative n'apparaît ni dans les débits ni au niveau des types de temps les plus pluvieux dans cette région. Néanmoins, en DJF 1975-1976 des anomalies du type de temps 4 commencent à être observées (12 occurrences au lieu de 10 en moyenne ; Figures 5.11), tandis que le type de temps 5 ne montre aucune anomalie. En MAM l'occurrence du type de temps 4 est plus fréquente (16 fois sur 12 en moyenne ; Table 5.2 et Figure 5.12) mais le type de temps 5 est moins fréquent (8 fois sur 12 en moyenne). En MAM le type de temps 5 est moins pluvieux et il présente aussi des pluies extrêmes moins fortes (valeur d'Ip plus faibles) que pour le type de temps 4. Ces caractéristiques du type de temps 5 en MAM peuvent expliquer qu'il soit moins associé aux forts débits. Au total, de décembre 1975 à mai 1976, le type de temps 4 est dénombré 28 fois au lieu de 22 (troisième plus forte valeur entre 1975 et 2001). Ces anomalies donnent au total, pour DJFMAM, 1750 mm de pluie, tandis que la pluie moyenne pour ces six mois est de 1550 mm (deuxième plus forte valeur entre 1975 et 2001). En conséquence, la crue la plus forte de la période est observée dès début juin 1976 ce qui est précoce par rapport à la date

habituelle (juillet). Le débit atteint 34 000 m^3/s, tandis que la crue moyenne est de 26 000 m^3/s (30% de plus ; Figure 5.10 a et b). Durant les deux saisons suivantes on ne remarque aucune anomalie ni pour les types de temps ni pour les pluies, donc le débit revient à des conditions normales début août 1976 et il est légèrement inférieur à la moyenne entre septembre et décembre 1976 (Figure 5.10 b).

	1976				1992			
	DJF	MAM	JJA	SON	DJF	MAM	JJA	SON
Type de temps	4	4	4	4	4	4	4	4
Anomalie	**12/10**	**16/12**	11/12	4/7	**6/10**	**8/12**	12/12	7/7
Rang	5/27	5/27			27/27	20/27		
Rang DJF+MAM		3/27				26/27		
pluie (mm)	**706/653**	**1036/914**	805/852	570/631	**515/653**	**755/914**	750/852	525/631

Table 5.2 – Comme la Table 5.1 mais pour Serrinha. Ici sont montrées les valeurs des années 1976 (crue la plus forte) et 1992 (crue la plus faible).

La crue de 1992

En 1991, le débit à Serrinha n'est pas différent du débit moyen mais il est légèrement supérieur pendant une courte période entre juillet et août. Après octobre 1991, le débit commence à être sensiblement inférieur à la moyenne. A la fin février 1992 le débit parvient à 2900 m^3/s, ce qui est significativement inférieur à la moyenne du débit minimal (6000 m^3/s). Pendant les mois suivants, l'anomalie négative du débit est encore plus forte. Le débit ne revient à des conditions normales qu'à la fin août, au moment où l'on observe, très tardivement, le débit le plus élevé de l'année 1992 (23 000 m^3/s), la plus faible crue de la période 1968–2002 (Figures 5.10 a et b).

En DJF le type de temps 4, très pluvieux, est très rare, alors que le type de temps 6 (très peu pluvieux) est très fréquent (Figure 5.11). Cette anomalie persiste en MAM. La forte diminution des types de temps 4 s'accompagne d'une augmentation des types de temps 1 et 3 qui sont caractérisés par un affaiblissement des alizés (Figure 5.12). Pendant DJFMAM les types de temps 4, correspondant à la pluie, ne se produisent que pendant 14 jours, contre 22 en moyenne, soit la plus faible valeur exceptée celle de 1981. La pluie accumulée pendant ces six mois n'est que de 1270 mm, la plus petite quantité de pluie mesurée pendant la période 1975–2003 (1450 mm en moyenne). Pendant les saisons suivantes il n'y a pas d'anomalies de fréquence des types de temps (Table 5.2). La pluie de JJASON est de 1275 mm (contre 1450 mm en moyenne), valeur comparable à celle de DJFMAM. Par conséquent le débit de la deuxième partie de 1992 revient à des conditions moyennes (Figure 5.10 b).

Dans le nord-ouest du bassin amazonien, la saisonnalité est très faible (Figure 3.18) ; donc le rôle de l'aquifère est moins important que dans le sud (comme dans le cas du Madeira). Pour cette raison, la relation entre types de temps pluvieux et débits est plus directe dans le nord que dans le sud. Dans le cas de Serrinha, la corrélation linéaire entre la fréquence des types de temps 4 de DJF et MAM et le

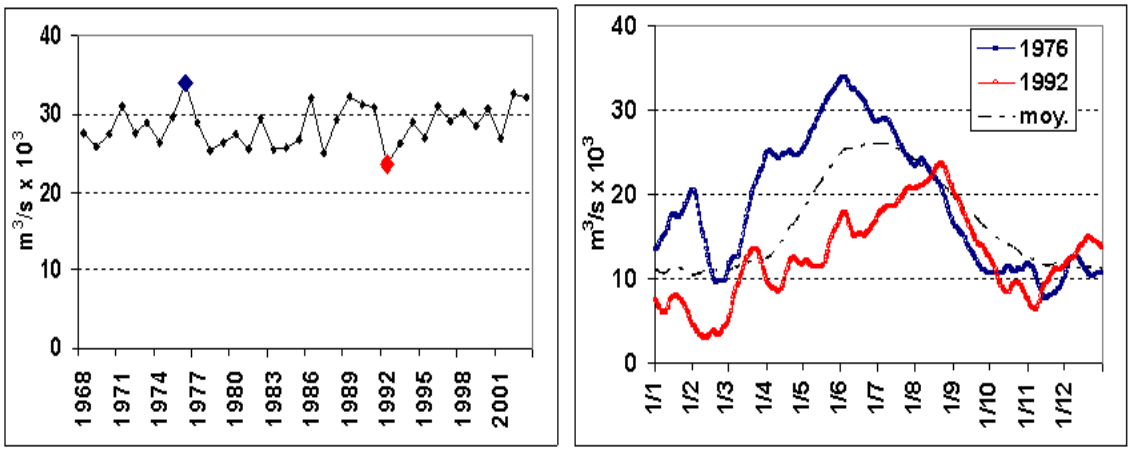


FIGURE 5.10 – A) Comme la Figure 5.7 mais pour Serrinha. Le point bleu (rouge) montre la crue la plus haute (basse) de la période 1968–2002. B) Débits journaliers moyens en m^3/s x10^3 en 1976 et 1992 (lignes bleu et rouge respectivement) et débit moyenne journalier (ligne pointillée).

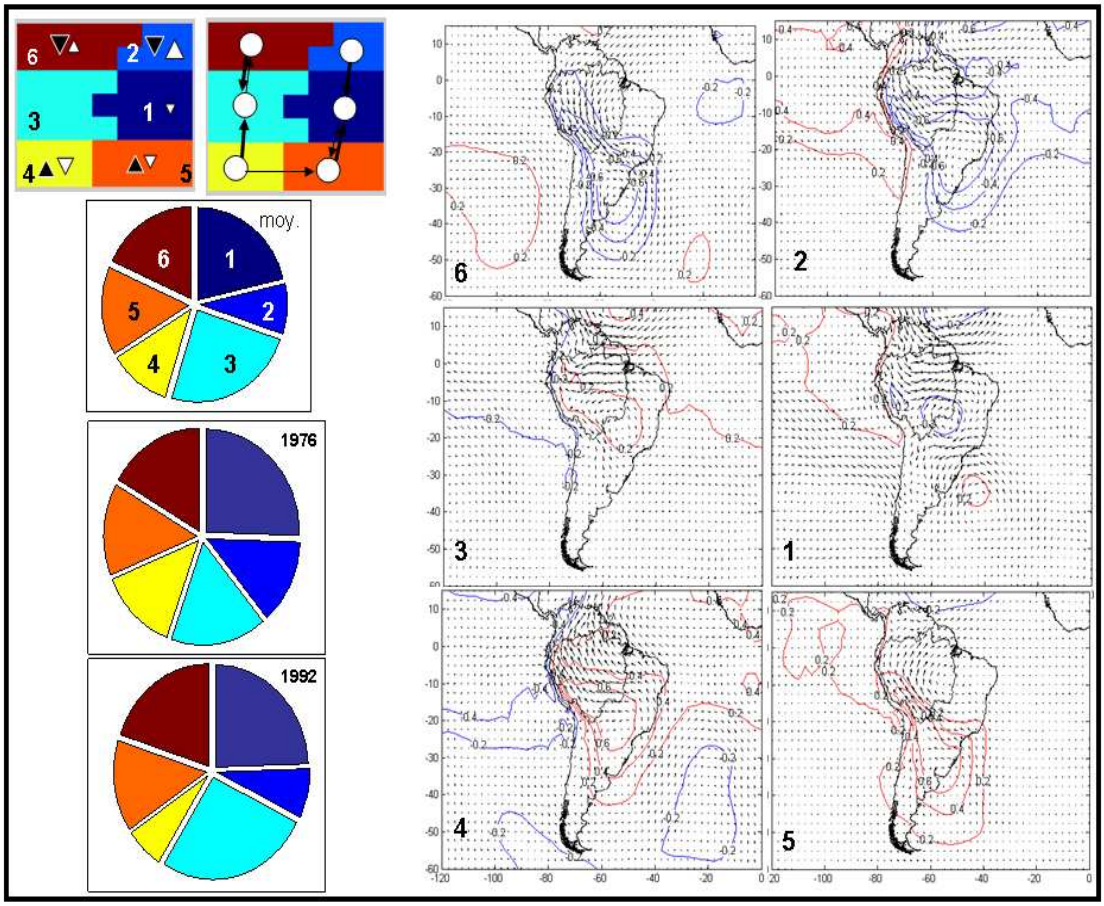


FIGURE 5.11 – Comme la Figure 5.8. Dans ce cas la distribution des types de temps est montrée pour DJF en 1976 et 1992.

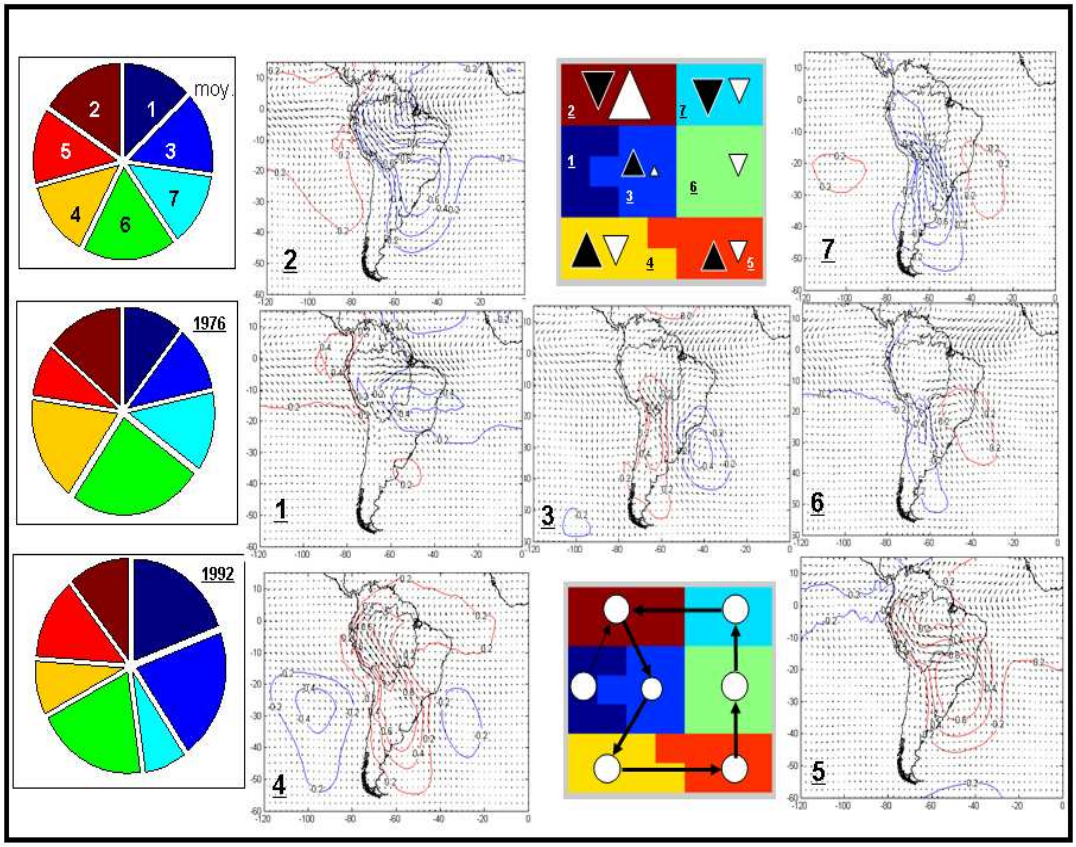


FIGURE 5.12 – Comme la Figure 5.9. Dans ce cas la distribution des types de temps est montrée pour MAM en 1976 et 1992.

débit de crue atteint 0.49 (p>99%).

En conclusion, des événements hydrologiques extraordinaires correspondent aussi à des épisodes particuliers au niveau des types de temps qui permettent d'expliquer une bonne partie de l'ampleur de la crue dans les deux sous bassins témoins. Ce résultat laisse présager que la connaissance des types de temps et de leur fréquence pourrait permettre une meilleur prévision de l'ampleur des crues et des étiages dans les sous bassins de l'Amazone. Par ailleurs, on a pu constater que la fréquence des types de temps n'explique pas toutes les anomalies de débits, une analyse plus précise en considérant l'évolution des types de temps en relation avec des condition de humidité et convection atmosphérique, permettra éventuellement d'améliorer les résultats ici présentés.

CHAPITRE 6

Conclusion générale et perspectives

6.1 Conclusions

La question scientifique fondamentale de ce travail était la suivante : *Quel est le rôle de la variabilité climatique sur celle de l'hydrologie du bassin amazonien ?*

Bien que le bassin amazonien soit, par sa taille, son débit moyen et la biodiversité qu'il abrite, le plus important bassin versant de la planète, le thème des impacts du climat sur l'hydrologie a été peu abordé et documenté. Les caractéristiques hydro–climatiques moyennes du bassin sont elles-mêmes relativement peu connues, notamment dans l'Amazonie des pays andins (Bolivie, Pérou, Equateur et Colombie). De la problématique centrale de la thèse ont découlé des questions connexes relatives à **la variabilité interannuelle à pluriannuelle des pluies et des débits :**

- Quels sont les modes de variabilité des pluies et des débits qui caractérisent le bassin amazonien ? Comment s'organisent-t-ils dans l'espace et le temps ? Y a-t-il une variabilité caractéristique des pays andins ?
- Existent–ils des tendances et/ou des ruptures dans les séries ? Comment les très bas étiages de 2005 dans l'ouest amazonien et les très fortes crues de 2006 sur le cours principal s'inscrivent–ils dans ces évolutions ?
- La variabilité hydrologique observée dans le cours principal est–elle bien expliquée par la variabilité pluviométrique ?

Les liens entre pluies et débits nous ont ensuite naturellement amené à nous interroger sur les facteurs climatiques (dynamique atmosphérique, températures de surface océanique-SST) qui modulent les variabilités pluviométriques régionales. Les questions suivantes ont ainsi été abordées :

- Y-a-t-il des liens entre la variabilité hydrologique, celle de la circulation atmosphérique à grande échelle et celle des températures de surface des océans voisins, aux échelles interannuelles, décennales et à long terme ?
- Quelles sont les conditions synoptiques typiques et récurrentes de l'atmosphère dans la région amazonienne (types de temps) et comment sont-elles liées à la variabilité hydrologique régionale (désagrégation) ?

Après l'Introduction (Chapitre 1), nous nous appuyons dans la première partie du travail (Chapitre 2) sur une base de données inédite, constituée par le débit journalier de 18 stations hydrologiques pendant la période 1974–2004 pour analyser la variabilité des extrêmes hydrologiques (débits de crue et débits d'étiage) dans l'ensemble du bassin amazonien. L'analyse des régimes des débits met en évidence la diversité des cycle hydrologiques et permet de comprendre la complexité du régime dans le cours principal (à Óbidos). L'analyse des tendances et de la variabilité spatio-temporelle des séries de débit, à partir de coefficients de corrélation (de Pearson, Spearman et Kendal), de tests de rupture et d'analyses en composantes principales (ACP) montrent entre 1974 et 2004 une diminution générale des débits d'étiage, particulièrement forte dans les bassins du sud, et une augmentation des débits de crues

dans les bassins du nord-ouest. Cette opposition entre sud et nord-ouest est encore plus marquée depuis le début des années 1990 et concerne notamment les bassins des pays andins. Notre analyse montre que la diminution des débits d'étiage et le maintien de valeurs élevées de débits de crues à Óbidos après 1970 (Callède et al., 2004) sont le résultat de variabilités hydrologiques régionales fortes et opposées à l'intérieur du bassin de l'Amazone.

Dans la seconde étape de cette thèse (Chapitre 3) nous nous sommes attachés à qualifier la variabilité spatio-temporelle des pluies en analysant pour la première fois les données de 756 postes pluviométriques provenant de cinq pays du bassin amazonien, durant la période 1974–2003. Cette base de données, particulièrement riche en informations sur les pays andins (notamment Pérou, Équateur et Colombie) souligne le rôle important du relief, en particulier celui de l'exposition des stations au vent humide dominant, non seulement sur la distribution spatiale des pluies annuelles mais aussi sur les régimes pluviométriques. L'analyse de la variabilité interannuelle des pluies fait apparaître, entre 1964 et 2003, l'existence de variabilités à différentes échelles de temps, interannuelle, décennale et à long terme. Les données de pluie des pays andins, qui n'étaient pas prises en compte dans les travaux antérieurs, contribuent largement à la description de deux modes de variabilité des pluies à basse fréquence qui sont indispensables à la compréhension des tendances de l'hydrologie.

Une variabilité décennale prédomine durant les saisons les plus pluvieuses (de décembre à mai, DJF et MAM), avec une augmentation des pluies dans les années 70, une baisse ensuite et une nouvelle hausse depuis les années 1990 dans la région nord-ouest ; le contraire est observé dans le sud du bassin. Ce mode de variabilité explique l'augmentation récente des débits maximaux dans le nord-ouest du bassin, mais aussi la récente diminution des débits annuels dans le sud, puisque le débit de cette région à forte saisonnalité, dépend en grand partie de la pluie de la période pluvieuse (de décembre à février). L'augmentation des pluies en MAM dans le nord-ouest du bassin pendant les années 1990 est liée à une anomalie positive du géopotentiel à 850 hPa sur une grande partie du continent au sud de l'équateur, à un affaiblissement du vent de nord-ouest le long des Andes et à une augmentation de la convergence de vapeur d'eau dans le nord. Ces mêmes conditions expliquent aussi la réduction du transport de vapeur d'eau vers le sud du bassin et la diminution de la convergence dans la région sud-ouest. La variabilité décennale des pluies dans le nord-ouest est également liée à la variabilité décennale du Pacifique (PDO).

Pendant la période moins pluvieuse (de juin à novembre) un mode de variabilité à long terme prédomine, avec un changement brusque au début des années 1980 et moins de pluies ensuite dans le nord-ouest du bassin. Ce résultat explique la diminution des débits d'étiage dans les sous-bassins du nord-ouest. La variabilité à long terme des pluies et débits est liée à la variabilité à des SST de l'Atlantique tropical nord. Un déficit de pluies dans le nord-ouest du bassin amazonien est liée à des températures plus chaudes dans l'Atlantique nord et à une diminution de la convergence dans cette région à cause d'un affaiblisement des alizés et d'une intensification du vent le long des Andes.

Enfin, un mode de variabilité pluviométrique interannuel permet d'expliquer la variabilité des débits moyens annuels. La variabilité interannuelle des pluies et débits est liée à celle de l'ENSO ; elle est plus importante sur l'est du bassin (moins de pluie pendant les années El Niño). Ce signal s'affaiblit vers l'ouest et s'inverse dans la plaine bolivienne et la région andine du nord-ouest du bassin amazonien. La variabilité interannuelle des pluies est aussi liée à celle des SST de l'Atlantique tropical ; en effet des pluies plus importantes dans le centre et l'est du bassin amazonien sont observées quand l'Atlantique nord est froid.

La variabilité hydrologique du bassin amazonien est en bonne adéquation avec celle de la pluviométrie, comme cela est également montré par l'analyse du coefficient d'écoulement. Néanmoins, certains composantes de la relation pluie-débits (zones d'inondation, aquifères, déforestation, etc), très peu documentées jusqu'à présent, mériteront des développements ultérieurs. De plus, malgré l'importante quantité de postes pluviométriques réunis dans ce travail, la densité de stations par rapport à la taille du bassin est relativement faible de façon générale (756 postes répartis sur 6 millions de km^2) et en particulier dans certaines régions (frontières entre Pérou et Équateur et Pérou et Bolivie, par exemple).

Après avoir montré le lien entre la variabilité climatique et celle des pluies aux échelles de temps longue, l'analyse à l'échelle de temps synoptique est abordée dans la troisième partie du travail (Chapitre 4). Une méthode neuronale (Cartes topologiques auto-organisatrices ou SOM) est employée pour identifier les types de temps caractéristiques de la circulation atmosphérique à grande échelle. Le vent dans la basse troposphère (850 hPa) issu des données de ré–analyses ERA-40 permet d'identifier les types de temps. Ceux-ci sont associés aux pluies quotidiennes dans la plaine bolivienne et le nord-ouest du bassin, c'est-à-dire les deux régions où la variabilité hydrologique est la plus forte. Nous montrons que le passage de perturbations extra tropicales dont la pénetration vers les basses latitudes est favorisée par les Andes, générent des anomalies meridiennes du géopotentiel, causes principales de la mise en place des types de temps et de la définition de leurs trajectoires temporelles. En effet, la pluie dans le sud du bassin est liée à de fortes anomalies simultanées de vent de nord-ouest (flux de mousson autour de l'été austral) et de vent de sud (provenant des régions extratropicales) et à leur convergence sur la plaine bolivienne. Ce type de temps se produit habituellement en présence d'anomalies négatives du géopotentiel centrées sur le nord-est du bassin de La Plata et d'anomalies positives à l'arrière, résultant d'une onde extratropicale. La pluie dans le nord-ouest du bassin est associée à des anomalies de vent de sud-est, faisant suite à des incursions de vent depuis les régions subtropicales, qui convergent avec les alizés de nord-est. Ce type de temps apparaît lorsque d'importantes anomalies positives de géopotentiel sont centrées dans la région du Chaco et est donc consécutif aux types de temps pluvieux dans le sud. A la différence des autres saisons, pendant l'été austral (DJF), les types de temps ont des caractéristiques plus spécifiques, notamment à cause d'anomalies de géopotentiel plus faibles (marais barométrique, perturbations extra–tropicales plus faibles), ce qui donne lieu à une moindre organisation spatiale et temporelle des types de temps pendant cette saison.

Dans le Chapitre 5, nous nous sommes demandés dans quelle mesure la fréquence et les caractéristiques des types de temps permettent d'expliquer la variabilité pluriannuelle de la pluie et des événements hydrologiques extrêmes. Des séries de pluie ont été reconstituées à partir, d'une part de la fréquence des types de temps associés à la pluie dans les deux régions d'analyse et d'autre part de leurs caractéristiques (conditions d'humidité d'un type de temps une année donnée). Nous avons également analysé la variabilité pluriannuelle des variables atmosphériques qui définissent les types de temps. Cette analyse a permis de comprendre, de manière complémentaire, la relation entre types de temps et pluviométrie. Finalement des événements hydrologiques extrêmes observés dans deux sous-bassins témoins (celui du Madeira à Porto Velho dans le sud-ouest et celui du Rio Negro à Serrinha dans le nord-ouest) ont été mis en relation avec des anomalies des types de temps. La plus forte crue à Porto Velho en mai 1997 est expliquée par une récurrence exceptionnelle des types de temps associés à la pluie dans cette région pendant les mois de décembre 1996 à mai 1997. De la même façon, la plus forte crue à Serrinha en juin 1976 est liée à de très fortes anomalies de fréquence des types de temps pluvieux dans cette région de décembre 1975 à mai 1976. Ces résultats mettent en évidence que les événements hydrologiques extrêmes peuvent être liées aux anomalies synoptiques exceptionnelles de la circulation atmosphérique à grande échelle.

6.2 Perspectives

Les différents résultats de cette thèse ouvrent de nombreuses perspectives qui peuvent être déclinées selon quatre axes : la prévision hydrologique, l'impact du changement climatique sur l'hydrologie du bassin amazonien, l'impact des changements d'usage du sol sur l'hydrologie et l'impact du climat sur le transfert de matières et la dynamique fluviale dans le bassin amazonien.

6.2.1 La prévision hydrologique dans le bassin amazonien

La définition des types de temps dans le bassin amazonien, leur caractérisation en terme d'évolution et d'organisation dans le temps et l'espace (trajectoires et persistances des types de temps), ainsi que leur relation avec la pluie régionale et les événements hydrologiques extrêmes, permettent d'envisager une étude de la prévision hydrologique à partir de la circulation atmosphérique à grande échelle.

Avec une vision plutôt théorique, nous pourrions chercher à comprendre si les systèmes ondulatoires qui sous-tendent la caractérisation des types de temps sont prévisibles au pas de temps intra-saisonnier, si en particulier ils sont liés à l'oscillation de Madden-Julian (MJO). De plus, à la suite de Jones and Carvalho (2006) qui mettent en évidence des phases pluriannuelle de plus forte et plus basse activité de la MJO, nous pourrions vérifier si la variabilité pluriannuelle des pluies est liée à celle de la MJO.

Dans un contexte plus opérationnel, diverses pistes permettraient d'améliorer la définition des types de temps et peut-être leur lien avec les précipitations. Des informations relatives à la convection et à l'humidité de l'air complèteraient sans doute celles données par les variables dynamiques que nous avons utilisées. Par ailleurs, des données atmosphériques, non pas filtrées à haute fréquence (60 jours), mais auxquelles on aurait soustrait la moyenne saisonnière à long terme, conserveraint leur variabilité synoptique et leur variabilité interannuelle. Ainsi, ne se poserait plus, ou moins, le problème de la variabilité interannuelle des caractéristiques des types de temps. Cette méthodologie donnerait la possibilité de faire de la prévision opérationnelle puisque la moyenne à long terme est connue (ce qui n'est pas le cas de la variabilité au cours d'une saison). En effet, on pourrait, à partir des prévisions des services météorologiques et de la désagrégation statistique, inférer types de temps et pluies. Et bien sûr comparer les qualités des prévisions obtenues par prévision classique et celles obtenues au moyen des types de temps.

6.2.2 L'impact du changement climatique sur l'hydrologie du bassin amazonien

Le changement climatique et ses impacts sanitaires, sociaux, économiques, etc, sont des sujets d'intérêt pour la société. Dans le cadre du programme REGYNA (Régionalisation des précipitations et impacts hydrologiques et agronomiques du

changement climatique en régions vulnérables), il est prévu d'analyser les impacts du changement climatique sur l'hydrologie du bassin amazonien et d'évaluer les incertitudes dans les projections des modèles de prévision du climat. Ce projet sera l'occasion de vérifier si dans la région amazonienne les modèles couplés de circulation générale issus de l'IPCC–AR4 reproduisent les types de temps et les pluies mises en évidence dans ce travail. Dans l'affirmative, il sera intéressant d'examiner ce que seront les types de temps dans le futur (nature, fréquence, caractéristiques, etc) et de comparer les pluies du futur données par les simulations et celles issues des types de temps du futur.

Enfin il sera utile d'examiner l'évolution des débits dans le bassin amazonien, au moyen des pluies futures et grâce à des modèles hydrologiques, par exemple le modèle ORCHIDEE de l'IPSL.

6.2.3 L'impact des changements d'usage de sol sur l'hydrologie du bassin Amazonien

Dans ce travail, nous avons mis en évidence la variabilité hydrologique régionale en Amazonie et sa contribution à l'explication de la variabilité dans le cours principal. Nous avons constaté par ailleurs que la variabilité climatique régionale, à différents échelles de temps, est un facteur explicatif important de la variabilité hydrologique. Néanmoins, la variabilité climatique explique-t-elle la totalité de la variabilité hydrologique ? Ou d'autres facteurs, comme les changements d'occupation du sol, expliquent-ils aussi une partie de la variabilité hydrologique mise en évidence ? Plus précisément, l'importante surface déforestée dans le sud et l'est du bassin (Amazonie bolivienne et sud et est de l'Amazonie Brésilenne) a-t-elle des impacts sur la diminution de pluies observées dans cette région (à cause de la diminution de l'évapotraspiration) ? Des incertitudes persistent sur ce sujet qui nécessiteront des études plus précises dans le futur.

Pour essayer de différencier la variabilité hydrologique attribuée au climat et celle attribuée aux changements d'occupation du sol, un premier pas serait de tester à l'aide d'un modèle hydrologique, ce qu'aurait été la variabilité observée de l'hydrologie s'il n'y avait pas eu de changements dans la couverture forestière dans le sud et l'est du bassin. Des études de sensibilité à différentes scénarios d'occupation du sol, permettraient par ailleurs d'évaluer le futur de l'hydrologie.

6.2.4 L'impact de la variabilité climatique sur le transfert de matières des Andes vers l'océan Atlantique

Les Andes ne correspondent qu'à 11% de la superficie du bassin mais de cette région provient presque la totalité des sédiments qui transitent par l'Amazone (Guyot et al., 2007) ; pour cette raison, dans le cadre du programme HYBAM (Hydrologie et géodynamique du bassin amazonien), des efforts considérables ont été réalisés ces dernières années, pour comprendre la variabilité saisonnière et interannuelle des flux

sédimentaires et estimer le taux d'érosion moyen de la chaîne andine et le flux total de matériel sédimentaire exporté par l'Amazone vers l'Océan Atlantique. Un réseau de stations de mesures et des échantillons provenant de l'observatoire ORE–HYBAM (www.ore-hybam.org) ainsi que des techniques satellitaires ont permis de faire de premières estimations de la variabilité saisonnière et interannuelle du transport sédimentaire dans les différentes régions du bassin (Filizola, 2003; Guyot et al., 2005; Martinez et al., 2008).

A la suite de la thèse, nous pourrions vérifier s'il existe dans les séries temporelles de matières en suspension les mêmes tendances et ruptures que celles observées dans les débits et la pluviométrie de l'ensemble du bassin et des principaux sous-bassins de l'Amazone. Et de façon plus générale analyser l'impact de la variabilité spatio-temporelle des pluies et des débits sur le transports de sédiments dans les rivières andines (Martinez et al., 2008).

Une autre piste pourrait être l'analyse des liens entre la variabilité hydro-climatique et d'une part, celle de la dynamique fluviale, des méandres par exemple (Gautier et al., 2006) et d'autre part, celle de la navigabilité des rivières dont Guyot (2007), Marie (2007) et le MTC (2001) ont montré qu'elle est extrêmement variable d'une saison à l'autre et d'une année sur l'autre.

ANNEXE A

La variabilité du débit du Rio Amazonas au Pérou

Dans cette annexe, l'étude de la variabilité hydrologique du Rio Amazonas au Pérou, utilisé dans le Chapitre 2. Publié dans :
Climate Variability and Change–Hydrological Impacts (Proceedings of the Fifth FRIEND World Conference held at La Havana, Cuba, November 2006), IAHS Publ. 308 : 424–429, 2006.

La variabilité du débit du Rio Amazonas au Pérou

JHAN CARLO ESPINOZA VILLAR, PASCAL FRAIZY, JEAN LOUP GUYOT, JUAN JULIO ORDOÑEZ GALVEZ, RODRIGO POMBOSA, JOSYANE RONCHAIL.

Resumé

Le bassin amazonien péruvien (977 920 km^2, 76% de la superficie du Pérou) apporte au Brésil d'importants volumes d'eau. Les débits de l'Amazone au Pérou n'étaient pas connus. A partir des séries de hauteurs d'eau journalières aux stations de Tamshiyacu (1983–2005) et d'Iquitos (1969–2005, 50 km en aval) ainsi que des jaugeages réalisés par ADCP à Tamshiyacu depuis 2001, le débit à Tamshiyacu a été calculé (1969–2005). Le débit moyen de cette station, la seule jaugée sur l'Amazone au Pérou, est 25 000 m^3/s. Les données de pluie mensuelles de 234 postes pluviométriques ont été utilisées pour calculer la lame d'eau précipitée (1964–1997). Les précipitations moyennes annuelles sont de 1600 mm. Le relation pluies/débits annuels pour la période commune 1970–1997 est forte ($r^2 = 0.77$). On observe une tendance globale décroissante, de -0.83% et -0.81% respectivement pour les pluies et les débits sur la période de 28 années étudiées.
Mots clés hydrologie, Amazone, débit, pluie, Pérou

Variability in discharge of the Peruvian Amazon

Abstrac

The Peruvian Amazonian basin (977 920 km^2, 76% of the surface of Peru) is supposed to bring to Brazil an important volume of water. However, the discharge of the Peruvian Amazon was not known until now. In this work, the discharge at Tamshiyacu, the only gauging station available in the Peruvian Amazon basin, was calculated (1969–2005) using daily level flow data at Tamshiyacu (1983–2005) and at Iquitos (1969–2005, 50 km downstream), and gauging data measured by ADCP at Tamshiyacu since 2001. The annual average discharge at Tamshiyacu, is 25 000 m^3/s. Monthly rainfall datas from 234 raingauge stations were used to calculate the depth of runoff (1964–1997). The average precipitation is 1600 mm/year. The annual rainfall/discharge relationship for the common 1970–1997 period is high ($r^2 = 0.77$). During this period, decreasing tendencies are observed : -0.83% and -0.81% for rainfall and discharge, respectively.
Key words Amazon basin, Peru, discharge, rainfall

INTRODUCTION

Le bassin amazonien est le plus important bassin hydrographique de la planète ($6x10^6$ km^2), et le fleuve Amazone présente un débit moyen de 209 000 m^3/s (Molinier at al., 1996). Les études récentes réalisées au Brésil sur la variabilité de l'hydrologie de l'Amazone à Óbidos, la dernière station jaugée avant l'Océan Atlantique (1.93°S et 55.50°W, à 800 km de l'Océan), ont montré que la série 1945–1998 présentait une évolution sensible des pluies et des débits ces dernières années (Callède et al., 2004). A cette date, les données sur les bassins andins étaient peu nombreuses, et concernaient surtout le haut–bassin du Rio Madeira en Bolivie (Ronchail et al., 2005b), alors que le haut–bassin de l'Amazone–Solimões (Equateur et Pérou) restait peu documenté.

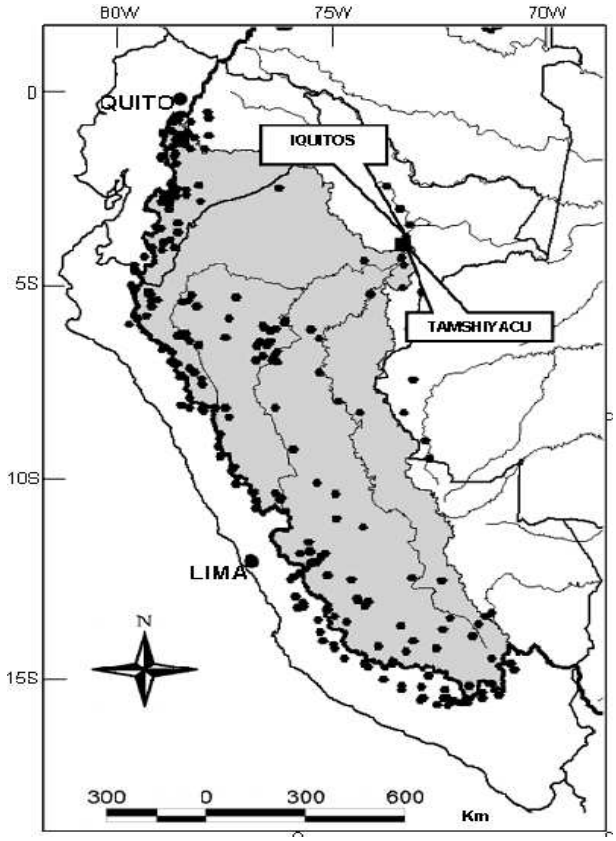


FIGURE A.1 – Carte du bassin du Rio Amazonas à la station de Tamshiyacu (fond gris) et localisation des postes pluviométriques (ronds noirs).

Au Pérou, alors que le bassin amazonien représente 76% du territoire et 98% des ressources hydriques du pays (DGAS: Dirección General de Aguas y Suelos, 1995), les études hydrologiques se sont essentiellement focalisées sur le versant Pacifique, où sont installées les principales villes du pays. Le programme HYBAM (convention IRD–SENAMHI–UNALM, www.mpl.ird.fr/hybam) réalise depuis 2001 des campagnes de mesure sur les principaux fleuves de l'Amazonie péruvienne (Yerren et al., 2004). La station hydrométrique de Tamshiyacu (Fig. A.1) est la première station

où sont mesurées les niveaux de l'Amazone, car située à l'aval de la confluence des rios Marañón et Ucayali. A cette station, qui draine un bassin de 726 400 km^2 dont 53% situés dans les Andes, l'Amazone transporte de grandes quantités de sédiments provenant de l'érosion des bassins montagneux d'Equateur et du Pérou.

DONNEES ET METHODES

Le bassin versant de l'Amazone à Tamshiyacu a été délimité à partir du modèle numérique de terrain SRTM, selon une procédure semi–automatique (Mialocq et al., 2005).

Les niveaux d'eau journaliers de l'Amazone à la station hydrométrique de Tamshiyacu (4.00°S et 73.16°W) sont mesurés par lecture d'une échelle limnimétrique 4 fois par jour, par un observateur du SENAMHI (Service National de Météorologie et d'Hydrologie, www.senamhi.gob.pe) depuis 1983. A cette station, une courbe d'étalonnage fiable a pu être construire par le programme HYBAM (Fig. A.2), grâce à 16 jaugeages réalisés de 2001 à 2005 par courantomètre à effet Doppler (ADCP), technique particulièrement bien adaptée aux grands fleuves amazoniens (Filizola and Guyot, 2004).

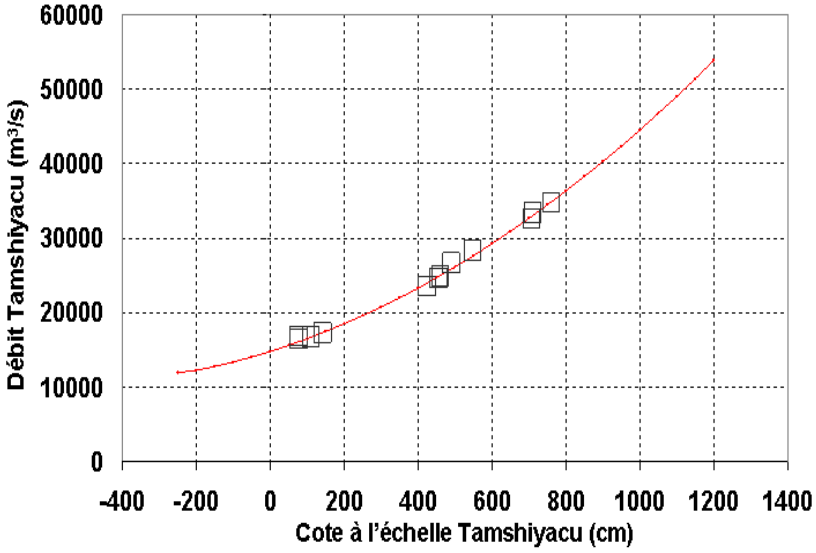


FIGURE A.2 – Jaugeages (carrés) et courbe d'étalonnage de la station de Tamshiyacu.

Les données de hauteurs d'eau de la station d'Iquitos (3.71°S et 73.25°W) gérée par ENAPU Pérou (Entreprise Nationale des Ports, www.enapu.com.pe) depuis 1969, ont permis d'étendre la série des débits de Tamshiyacu à la période 1969–2005 (Fig. A.3).

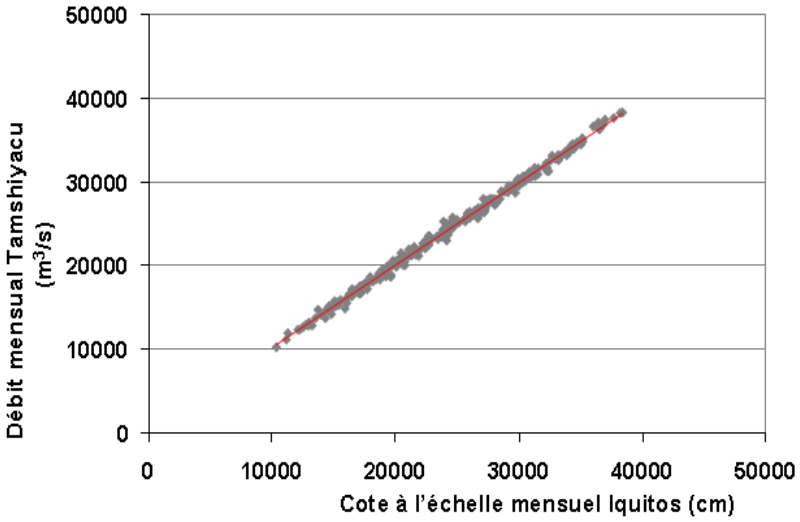


FIGURE A.3 – Corrélation entre hauteurs d'eau mensuelles à Iquitos et débits mensuels à Tamshiyacu ($r^2 = 0.996$) sur le Rio Amazonas.

Les données mensuelles de 375 postes pluviométriques (Fig. A.1) du SENAMHI Pérou et de l'INAMHI Equateur (Institut National de Météorologie et d'Hydrologie, www.inamhi.gov.ec) ont été critiquées par la Méthode du Vecteur Régional, MVR (Brunet-Moret, 1979), qui a permis d'éliminer les stations douteuses. La lame d'eau précipitée sur le bassin a été calculée au pas de temps mensuel, selon la méthode du "kriging" à partir des 234 stations validées (62% du total).

La gestion des séries hydrologiques, la construction de la courbe d'étalonnage, le calcul des débits, la critique des données pluviométriques (MVR), et le calcul des lames d'eau précipitées ont été réalisés avec le logiciel HYDRACCESS (Vauchel, 2005).

RESULTATS ET DISCUSSION

La série des débits mensuels observés à Tamshiyacu (Fig. A.4(a)) montre un débit moyen de 25 000 m^3/s, pour une valeur maximum de 38 950 m^3/s (avril 1971) et un débit minimum de 10 200 m^3/s (septembre 1995). La précipitation annuelle moyenne sur le bassin est de 1600 mm pour la période 1964–1997 (Fig. A.4(b)), avec une valeur maximum de 258 mm (février 1984) et minimum de 41 mm (juillet 1997). Le cycle hydrologique annuel débute en août pour les pluies et en octobre pour les débits (Fig. A.5). Le déphasage de deux mois entre pluies et débits correspond au temps de concentration du bassin versant.

Le cycle annuel des pluies dans le bassin est caractérisé par une grande hétérogénéité de comportements (Fig. A.6). Dans la plus grande partie du bassin, le régime

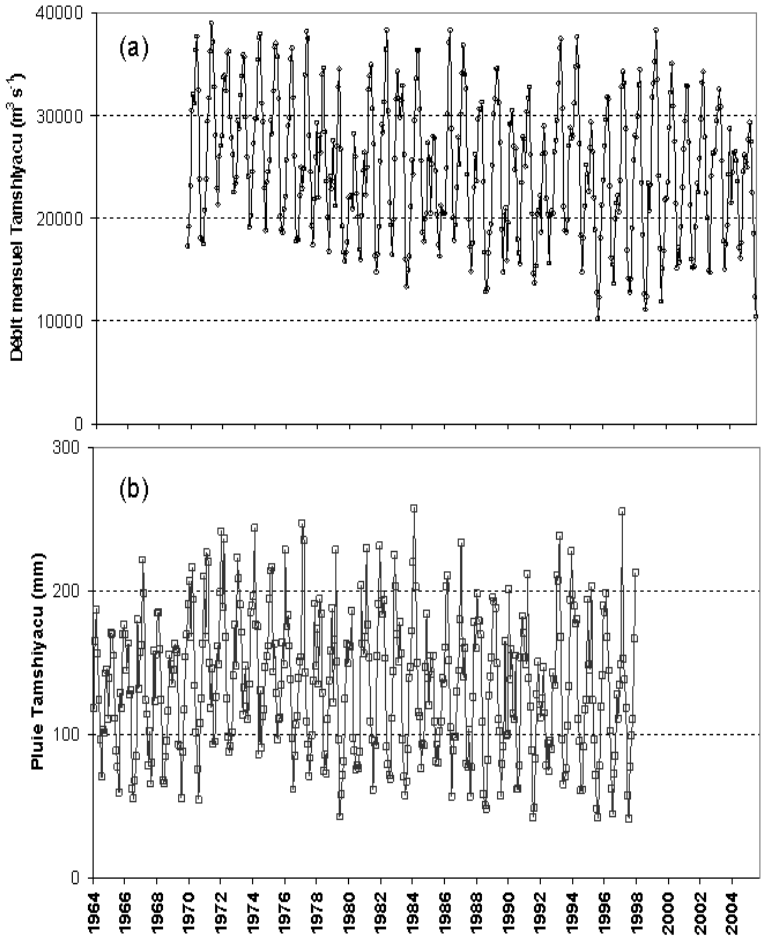


FIGURE A.4 – Rio Amazonas à Tamshiyacu : débits mensuels pour la période 1969–2005 (a), et précipitation moyenne sur le bassin de 1964 à 1997 (b), avec lignes de tendance.

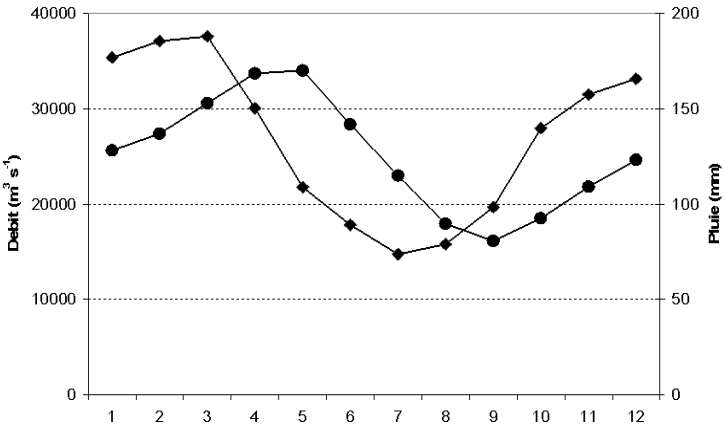


FIGURE A.5 – Cycle annuel moyen des débits (circules noirs) et des précipitations (carrées noirs) à Tamshiyacu (Rio Amazonas–Pérou)

des pluies est de type tropical, caractérisé par une saison pluvieuse qui s'accentue vers les basses latitudes et en s'éloignant des Andes. En Equateur, certaines stations pluviométriques appartenant au même sous–bassin, peuvent présenter simultanément des comportements différents voire opposés : régime uni modal ici, bimodal ailleurs, observation d'un maximum de pluie dans certaines stations alors que la saison est sèche dans d'autres (Laraque et al., 2004).

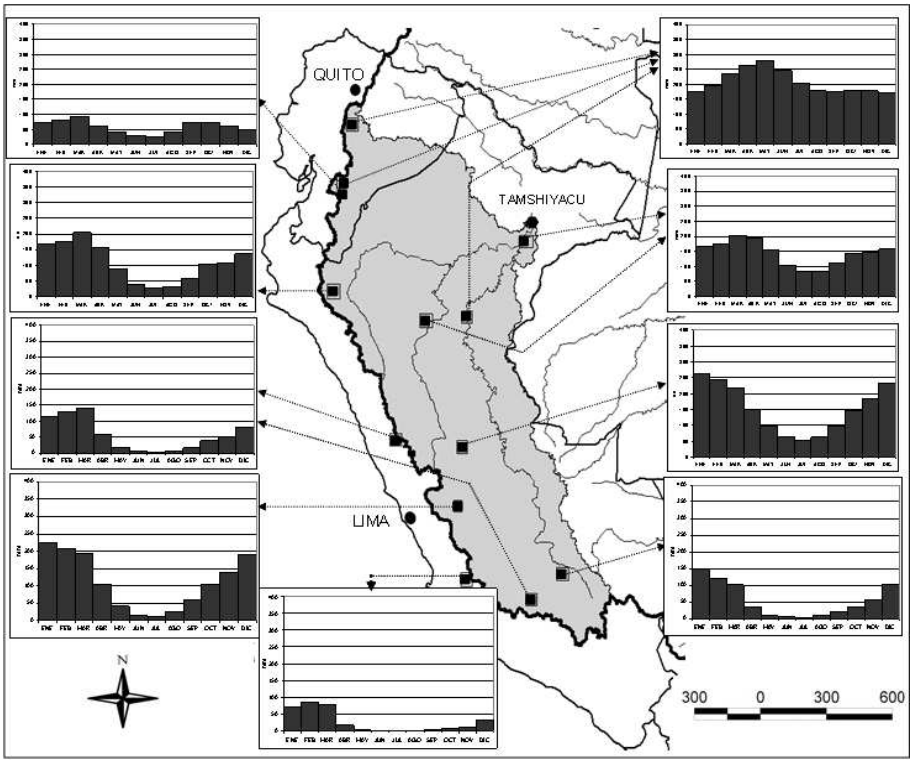


FIGURE A.6 – Régimes pluviométriques (de janvier à décembre) de quelques postes représentatifs du bassin de Tamshiyacu. Pluie mensuelle de 0 à 400 mm (ordonnées).)

Le coefficient de variation (CV) saisonnier est de 0.24 pour les débits mensuels et de 0.32 pour les pluies mensuelles. Le rapport des valeurs extrêmes du cycle saisonnier des débits mensuels est de 2.1, traduisant une forte régularité saisonnière des débits. Cette valeur est comparable à celle observée sur les stations du cours principal du Rio Solimões–Amazonas au Brésil (de 1.7 à 2.5), mais elle est inférieure à celles calculées sur les principaux affluents de l'Amazone, tant au Sud, en Bolivie, sur le Rio Beni (de 5 à 15), qu'au Nord, sur le Rio Negro (de 3 à 8) au Brésil (Molinier et al., 1996).

Le coefficient de variation interannuel est de 0.09 pour les pluies, mais aussi pour les débits, ce qui traduit là aussi l'extrême régularité multi–annuelle des régimes pluviométriques et hydrologiques de l'Amazone au Pérou, tout comme cela a été observé à Óbidos au Brésil (Callède et al., 2002).

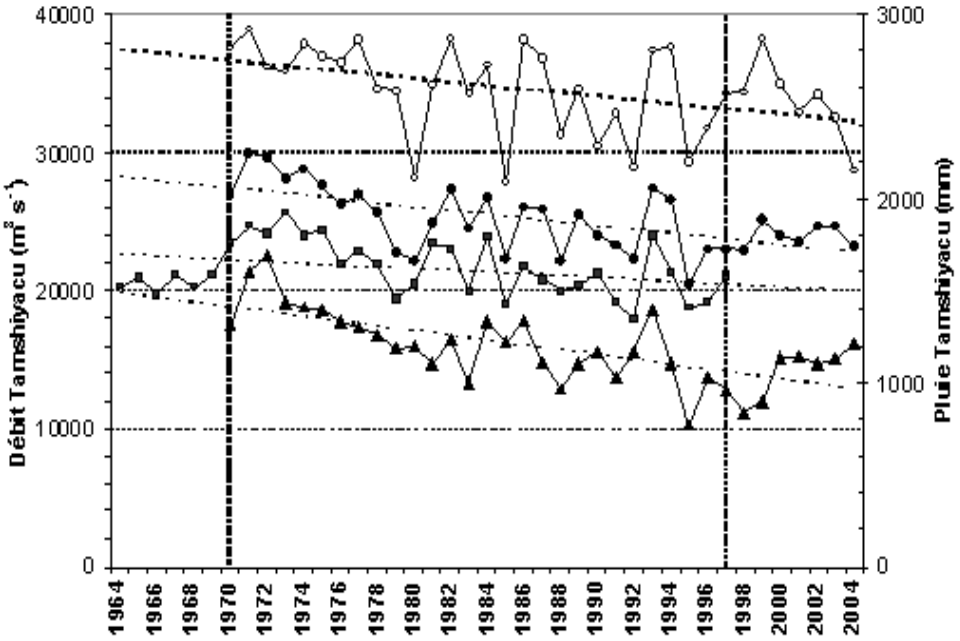


FIGURE A.7 – Rio Amazonas à Tamshiyacu : Variabilité interannuelle des pluies (carrées noirs) et des débits moyens (circules noirs), minimum (triangles noirs) et maximum (circles blanches) pour la période 1964–2005.

Pour la période commune d'observation des pluies et des débits (28 ans, 1970–1997), les valeurs annuelles (Fig. A.7) montrent une diminution nette des précipitations (–0.83% par an), comme des débits (-0.81% par an). Les débits annuels minimum et maximum décroissent également sur la période, avec des valeurs respectives de -0.61% et -1.68%. Il faut cependant signaler que les pluies de 1964 à 1970 présentent une tendance à l'augmentation, montrant que l'année 1970 pourrait ici aussi représenter une rupture dans la série comme cela a déjà été observé sur d'autres fleuves amazoniens (Callède et al., 2004; Labat et al., 2004). Enfin, le coefficient de détermination (r^2) entre lame d'eau précipitée et débit annuel est de 0.77.

Les débits observés à Tamshiyacu montrent des valeurs plus élevées durant la décennie des années 1970, du fait de l'augmentation des pluies à cette époque, comme cela a été également confirmé par d'autres études sur le bassin de l'Amazone au Brésil (Cutim et al., 2000; Callède et al., 2004). Aussi la décroissance observée sur la série 1970–1997, peut être le résultat de cette hydraulicité anormalement élevée des années 1970, d'une tendance générale à la diminution des pluies et des débits dans la région, ou bien entendu, d'une combinaison de ces deux facteurs.

CONCLUSION

Les résultats de cette étude, quoique préliminaires, présentent pour la première fois une série historique des débits de l'Amazone au Pérou. Les banques de données seront prochainement complétées, notamment en ce qui concerne les pluies pour la période 1998–2005, et des études plus fines par sous-bassins (Ucayali, Huallaga, Marañón, Napo) seront entreprises, afin de mieux comprendre le régime hydro-climatique du haut bassin de l'Amazone.

Bibliographie

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. Geofisica IPGH*, 44 :37–55.

Aceituno, P. and Montecinos, A. 1993. Circulation anomalies associated with dry and wet periods in the South American Altiplano. *Proc. Fourth Int. Conf. on Southern Hemisphere Meteorology*, Amer. Meteor. Soc.

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

Akkur, N., Cameron, I., Auliciems, A., and Verrall, K. 1992. Symoptic ozone risks at Brisbane, Australia–Prediction using multivariate analysis and rule induction. *In Proceedings of the International Clean Air Conference, Brisbane.*

Avissar, R. and 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.

Bárdossy, A., Muster, H., Duckstein, L., and Bogardi, I. 1994. Knowledge based classification of circulation patterns for stochastic precipitation modelling. *In Proceedings of International Conference on Stochastic Methods in Hydrology and Environmental Engineering, Waterloo, Ontario*, pages 201–215.

Barros, V., Gonzales, M., Liebmann, B., and Camilloni, I. 2000. Influence of the South Atlantic convergence zone and South Atlantic sea surface temperature on interannual summer raifall variability in Southern South America. *Theor. Appl. Climatol.*, 67 :123–133.

Bendix, J., Gammerler, S., Reudenbach, C., and 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., and G., W. 2006. Spatial and temporal rainfall variability in mountain areas : A case study from the south Ecuadorian Andes. *Journal of Hydrology*, 329 :413–421.

Cailas, M., Cavadias, G., and Gehr, R. 1986. Application of a nonparametric approach for monitoring and detecting trends in water quality data of the St. Lawrence River. *Water Poll. Res. J.*, 21 :153–167.

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

Callède, J., Guyot, J.-L., Ronchail, J., Molinier, M., and De Oliveira, E. 2002. L'Amazone à Óbidos (Brésil) : Étude statistique des débits et bilan hydrologique. *Hydrological Sciences Journal*, 47 :321–333.

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

Carvalho, L., Jones, C., and Ambrizzi, T. 2005. Opposite phases of the Antarctic Oscillation and relationships with intraseasonal to interannual activity in the Tropics during the austral summer. *Journal of climate*, 18 :702–718.

Carvalho, L., Jones, C., and Liebmann, B. 2002. Extreme precipitation events in southeastern South America and large-scale convective patterns in the South Atlantic Convergence Zone. *Journal of Climate*, 15 :2377–2394.

Carvalho, L., Jones, C., and Liebmann, B. 2004. The Southern Atlantic Convergence Zone : Intensity, form, persistence and relationships with intraseasonal to interannual activity and extreme rainfall. *Journal of Climate*, 17 :88–108.

Cavazos, T. 1999. Larege-scale circulation anomalies conducive to extreme events and simulation of daily rainfall in northeastern Mexico and southeastern Texas. *Journal of Climate*, 12 :1506–1523.

Chen, F. and 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, J., Del Genio, A., Carlson, B., and Bosilovich, M. 2008. The spatiotemporal structure of Twenty–Century climate variation in observations and Reanalyses. Part II : Pan-Decadal variability. *Journal of Climate*, 21 :2634–2650.

Chen, T., Yoon, J., St. Croix, K., and 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., and 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.

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

Costa, M. and Foley, J. 1999. Trends in the hydrologic cycle of the Amazon basin. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 104 :14189–14198.

Curtis, S. and 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.

Cutim, E., Molion, L., and Nechet, D. 2000. Chuvas na Amazônia durante o século XX. *XI Congrès brasileiro de Meteorologia, Rio de Janeiro, Brazil*, pages 1327–1333.

D'Almeida, C., Vorosmarty, C., Hurtt, G., Marengo, J., Dingman, S., and 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.

Davis, R., Dolan, R., and Demme, G. 1993. Synoptic climatology of atlantic coast northeasters. *International Journal of Climatology*, 13 :171–189.

Davis, R. and Kalkstein, L. 1990. Using a spatial synoptic climatological classification to assess changes in atmospheric pollution concentration. *Physical Geog.*, 11 :320–342.

DGAS : Dirección General de Aguas y Suelos 1995. Hacia una gestión integrada de los recursos hídricos en el Perú. *Ministerio de Agricultura, Perú.*

Diaz, H.-F. and Markgraf, V. 1992. El Niño : Historical and paleclimatic aspects of the southern oscillation. *Cambridge University Press*, Cambridge, UK :476pp.

Dillon, W. and Goldstein, M. 1984. Multivariate analysis. Methods and applications. *John Wiley and Sons*, pages 157–186.

Dirmeyer, P. and 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.

Dommenget, D. and Latif, M. 2002. A cautionary note on the interpretation of EOFs. *Journal of Climate*, 15 :216–225.

D'onofrio, A., Boulanger, J.-P., and Segura, E.-C. Submitted. A weather pattern classification system for regional climate downscaling of daily precipitation. *Climatic Change.*

Douglas, M., Nicolini, M., and Saulo, C. 1998. Observational evidences of a low level jet east of the Andes during January-March 1998. *Meteorologica*, 3 :63–72.

Dreyfus, G., Martinez, J.-M., Samuelides, M., Gordon, M., Badran, F., Thiria, S., and Hérault, L. 2002. Réseaux de neurones-Méthodologie et applications. *Eyrolles, coll. Algorithmes*, Paris, 2e edition.

Durbin, J. and Watson, G. 1950. Testing for serial correlation in least squares regression, i. *Biometrika*, 37 :409428.

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

Elsenbeer, H., Cassel, D.-K., and Zuniga, L. 1994. Throughfall in the terra firme forest of western Amazonia. *Journal of Hydrology*, 32 :30–44.

Eltahir, E. and Bras, R. 1994. Precipitation recycling in the Amazon Basin. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 120 :861–880.

Enfield, D., Mesa-Nuñes, A., and Timble, P. 2001. The Atlantic Multidecadal Oscillation and its relation to rainfall and river flows in the continental U.S. *Geophys. Res. Lett.*, 28 :2077–2080.

Enfield, D.-B. 1996. Relationships of inter–american rainfall to Tropical Atlantic and Pacific SST variability. *Geophys. Res. Lett.*, 23 :3305–3308.

Espinoza, J.-C., Fraizy, P., Guyot, J.-L., Ordoñez, J., Pombosa, R., and 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.-C., Guyot, J.-L., Ronchail, J., Cochonneau, G., Filizola, N., Fraizy, P., Noriega, L., de Oliveira, E., Ordoñez, J., and Vauchel, P. 2008a. Contrasting regional discharge evolutions in the Amazon basin (1974-2004). *Journal of Hydrology*, Submitted.

Espinoza, J.-C., Ronchail, J., Guyot, J.-L., Cocheneau, G., Filizola, N., Lavado, W., De Oliveira, E., Pombosa, R., and Vauchel, P. 2008b. Spatio - Temporal rainfall variability in the Amazon Basin Countries (Brazil, Peru, Bolivia, Colombia and Ecuador). *International Journal of Climatology*, Accepted.

Figueroa, S. and Nobre, C. 1990. Precipitation distribution over central and western tropical South America. *Climanalise*, 6 :36–40.

Filizola, N. 2003. Transfert sédimentaire actuel par les fleuves amazoniens. *Ph.D. Thesis. Paul Sabatier, Toulouse*, page 292.

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

Fisch, G., Marengo, J., and Nobre, C. 1998. Uma revisão geral sobre o clima da Amazônia. *Acta Amazônica*, 28 :101–126.

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

Francou, B. and Pizarro, L. 1985. El Niño y las sequías en los altos Andes centrales (Perú y Bolivia). *Bulletin de l'Institut Franais d'Études Andines*, 14 :1–18.

Franken, W., Leopold, P.-R., Matsui, E., and Ribeiro, M.-N.-G. 1982. Estudo da intercepcão da água de chuva em cobertura florestal amazônica do tipo terra firme. *Acta Amazônica*, 12 :327–331.

Fritsch, J.-M. 1986. L'augmentation du ruissellement après défrichement mécanisé de la forêt amazonienne. les bassins versants ECEREX en guyane française. *XIXe Jounées de l'Hydraulique. Société Hydrotechnique de France, Paris, France*, 8 :10pp.

Fu, R., Dickinson, R., Chen, M., and Wang, H. 2001. How the tropical sea surface temperatures influence the seasonal distribution precipitation in equatorial Amazonia ? *Journal of Climate*, 14 :4003–4026.

Fu, R., Zhu, B., and Dickinson, R. 1999. How the atmosphere and land surface influence seasonal changes of convection in the tropical Amazon ? *Journal of Climate*, 12 :1306–1321.

Gan, M., Kousky, V., and Ropelewsky, C. 2004. The South America Monsoon circulation and its relationship to rainfall over West–Central Brazil. *Journal of Climate*, 17 :47–66.

Gan, M. and Rao, V. 1994. The influence of the Andes Cordillera on transient disturbance. *Mon. Wea. Rev.*, 122 :1141–1157.

Gan, T. 1998. Hydroclimatic trends and possible climatic warming in the Californian prairies. *Water Resources Research*, 34 :3009–3015.

Garcia, N. and Mechoso, C. 2005. Variability in the discharge of South American rivers and in climate. *Hydrol. Sci. J.*, 50 :459–478.

García, N. and Vargas, W. 1998. The temporal climatic variability in the Rio de la Plata basin displayed by the river discharges. *Climatic Change*, 38 :359–379.

Garreaud, R. 2000. Cold air incursions over Subtropical South America : Mean structure and dynamics. *Monthly Weather Review*, 128 :2544–2559.

Garreaud, R. and Aceituno, P. 2001. Interannual rainfall variability over the South American Altiplano. *Journal of Climate*, 14 :2779–2789.

Garreaud, R., Vuille, M., and Clements, A. 2003. The climate of the Altiplano : Observed current conditions and past change mechanisms. *PALEO3*, 3054 :1–18.

Garreaud, R., Vuille, M., Compagnucci, R., and Marengo, J. in press. Present–day South American Climate. *PALAEO3 Special Issue (LOTRED South America).*

Garreaud, R. and Wallace, J.-M. 1998. Summertime incursions of midlatitude air into subtropical and tropical South America. *Mon. Wea Rev.*, 126 :2713–2733.

Gautier, E., Brunstein, D., Vauchel, P., Roulet, M., Fuertes, O., Guyot, J.-L., Darrozes, J., and 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., Pérez-Iribarren, G., and Merchoso, C. 1998. A recent increasing trend in the stremflow of rivers in southeas–tern 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, C. 2007. Impact socio–économique de la migration des méandres du fleuve Ucayali sur la ville de pucallpa. *Université Aix–Marseille III*, page 50pp.

Guyot, J.-L. 1993. Hydrogéochimie des fleuves de l'Amazonie bolivienne. *Editions de lORSTOM. Paris.*, page 261pp.

Guyot, J.-L., Bazán, H., Fraizy, P., and Ordoñez, J. 2007. Suspended sediment yields in the Amazon basin of Peru, first estimation. *Water quality and sediment behaviour of the future : Predictions for the 21st Century. IAHS Publ.*, pages 1–8.

Guyot, J.-L., Callède, J., Molinier, M., Guimarães, W., and de Oliveira, E. 1998. La variabilité hydrologique actuelle dans le bassin amazonien. *Bull. Inst. Fr. études andines*, 27 :779–788.

Guyot, J.-L., Filizola, N., and Laraque, A. 2005. Régime et bilan du flux sédimentaire de l'Amazone à Óbidos (Pará, Brésil) de 1995 à 2003. *Seventh IAHS Scientific Assembly, Foz do Iguau.*

Hastenrath, S. 2006. Circulation and teleconnection mechanisms of Northeast Brazil droughts. *Progress in Oceanography*, 70 :407–415.

Hastenrath, S. and Heller, L. 1977. Dynamics of climatic hazards in northeast Brazil. *Quart. J.R. Met. Soc.*, 103 :77–92.

Henderson-Sellers, A., Dickinson, R., Durbidge, T., Kennedy, P., McGuffie, K., and Pitman, A. 1993. Tropical deforestation : modeling local to regional-scale climate change. *Journal of Geophysical Research*, 98 :7289–7315.

Hewitson, B. and Crane, R. 1994. Neural computing : Application in geography. *Kluwer Academic Publishers, Dordrecht.*

Hewitson, B. and Crane, R. 2002. Self organizing maps : Applications to synoptic climatology. *Climate Research*, 26 :1315–1337.

Hiez, G. 1977. L'homogénéité des données pluviométriques. *Cahier ORSTOM, série Hydrologie*, 14 :129–172.

Hiez, G., Cochonneau, G., Sèchet, P., and Medeiros Fernandes, U. 1991. Aplicaçao do método do Vetor Regional : analise da pluviometria anual da bacia amazônica. *IX Simposio Brasileiro de Recursos Hidricos. ABRH*, 1 :367–377.

Hirsch, R., Slack, J., and Smith, R. 1982. Techniques of trend analysis for monthly water quality data. *Water Resources Research*, 18 :107–121.

Horel, J., Hahmann, A., and Geisler, J. 1989. An investigation of the annual cycle of convective activity over the tropical Americas. *Journal of Climate*, 2 :1388–1403.

Houghton, R., Skole, D., Nobre, C., Hackler, J., Lawrence, K., and Chomentowski, W. 2000. Annual fluxes of carbon from deforestation and regrowth in the Brasilian Amazon. *Nature*, 403 :301–304.

Hubert, P., Bader, J., and Bendjoudi, H. 2007. Un siècle de débits annuels du fleuve Sénégal. *Hydrological Sciences Journal*, 52 :68–73.

Hubert, P., Carbonnel, J., and Chaouche, 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.

Hurell, J. 1995. Decadal trends in the North Atlantic Oscillation regional temperatures and precipitation. *Science*, 269 :675–679.

Hurrell, J., Kushnir, Y., Ottersen, G., and Visbeck, M. 2003. The North Atlantic Oscillation : Climate significance and environmental impacts. *Geophysical Monograph Series*, 134.

Huth, R. 2001. Disaggregating climatic trends by classification of circulation patterns. *International Journal of Climatology*, 21 :135–153.

IRD 2002. KHRONOSTAT : Software for statistical analysis of chronological series. *www.mpl.ird.fr/hydrologie/gbt/projets/iccare/khronost.htm.*

Jacon, G. and Cudo, K. 1989. Hidrologia Curva–Chave. Análise e traçado. *DNAEE Brasilia*, page 273pp.

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. New York*, 12 :147–218.

Jones, C. and Carvalho, L. 2006. Changes in the activity of the Madden-Julian Oscillation during 1958–2004. *Journal of Climate*, 19 :6353–6370.

Kane, R. 1997. Relationship of El Niño Southern Oscillation and Pacific sea surface temperature with rainfall in various regions of the globe. *Monthly Weather Review*, 125 :1792–1800.

Kendall, M. 1975. Rank correlation methods. *Grifin. UK.*

Kerr, R. 2000. A North Atlantic climate pacemaker for the centuries. *Science*, 228 :1984–1985.

Kodama, Y. 1992. Large–scale common features of subtropical precipitation zones (the baiu frontal zona, the SPCZ and the SACZ. Part I : Characteristic of subtropical frontal zones. *J. Meteor. Soc. Japan*, 70 :813–836.

Kohonen, T. Construction of similarity diagrams for phonemes by a self–organizing algorithm. *Report TKK-F-A463, Helsinki University of Technology, Espoo, Finland.*

Kohonen, T. 1984. Self organization and associative memory. *Berlin, Heidelberg : Springer-Verlag*, 2nd. Ed. :312pp.

Kohonen, T. 2001. Self–organizing maps. *Springer Series in Information Sciences, 30, Springer*, 3nd. Ed.

Kousky, V., Kayano, M., and Cavalcanti, I. 1984. A review of the southern oscillation : oceanic, atmospheric circulation changes and related anomalies. *Tellus*, 36 :490–504.

Krepper, C., Garcia, N., and Jones, P. 2008. Low–frequency response of the upper Paraná basin. *International Journal of Climatology*, 28 :351–360.

Labat, D., Ronchail, J., Callède, J., Guyot, J.-L., de Oliveira, E., and Guimarães, W. 2004. Wavelet analysis of Amazon hydrological regime variability. *Geophysical Research Letter*, 31 :L02501.

Labat, D., Ronchail, J., and Guyot, J.-L. 2005. Recent advances in wavelet analyses : Part 2 Amazon, Parana, Orinoco and Congo discharges time scale variability. *Journal of Hydrology*, 314 :289–311.

Lamb, H. 1950. Types and spells of weather around the year in the British isles : Annual trend, seasonal structure of the year, singularities. *QRJ Meteorological Societies*, 76 :393–429.

Laraque, A., Guyot, J.-L., and Pombosa, R. 2004. Hydroclimatologie du bassin amazonien en Equateur et son hydrosédimentologie (exemple du bassin du Napo). *IRD, IFEA, PETROECUADOR. Ecuador.*

Laraque, A., Ronchail, J., Cochonneau, G., Pombosa, R., and Guyot, J.-L. 2007. Heterogeneous distribution of rainfall and discharge regimes in the Ecuadorian Amazon basin. *Journal of hydrometeorology*, 8 :1364–1381.

Lau, K. and Wu, H. 2006. Detecting trends in tropical rainfall characteristics, 1979-2003. *International Journal of Climatology*, 27 :979–988.

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.

Lee, A. and Heghinian, S. 1977. A shift of the mean level in a sequence of independent normal random variables–A bayesian approach. *Technometrics*, 19 :503–511.

Leibmann, B., Kiladis, G., J., M., Ambrizzi, T., and J-D., G. 1999. Sub-monthly convective variability over South America and South Atlantic Aonvergence Zone. *Journal of Climate*, 11 :2898–2909.

Leloup, J. 2006. Influence du changement climatique sur les caractéristiques d'ENSO par méthodes neuronales. *PhD. Thesis. Paris, France*, page 167pp.

Lenters, J., Cook, K. H., and D., R. T. 1995. Comments on "on the influence of the Andes on the general circulation of the Southern hemisphere". *Journal of Climate*, 8 :2113–2115.

Lenters, J.-D. and Cook, K.-H. 1997. On the origin of the Bolivian high and related circulation features of the South Anerican climate. *J. Atmos. Sci.*, 54 :656–677.

Liebmann, B., Kiladis, G., Vera, C., Saulo, C., and Carvalho, L. 2004. Subseasonal variations of rainfall in South America in the Vicinity of the low-level jet east of the Andes and comparison to those in the South Atlantic Convergence Zone. *Journal of Climate*, 17 :3829–3842.

Liebmann, B. and Marengo, J. 2001. Interannual variability of the rainy season and rainfall in the Brazilian Amazonia. *Journal of Climatology*, 14 :4308–4318.

Liénou, G., Mahé, G., Paturel, J.-E., Servat, E., Sighomnou, D., Ekodeck, G., Dezzetter, A., and Dieulin, C. 2008. évolution des régimes hydrologiques en région équatoriale camerounaise : un impact de la variabilité climatique en Afrique équatoriale. *Hydrological Sciences Journal*, 53 :789–801.

Mantua, N., Hare, S., Zhang, Y., Wallace, J., and 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. 1995. Variations and changes in South American streamflow. *Climatic Change*, 31 :99–117.

Marengo, J. 2004. Interdecadal variability and trends of rainfall across the Amazon basin. *Theoretical and applied climatology*, 78 :79–96.

Marengo, J. and Hastenrath, S. 1993. Case studies of extreme climatic events in the Amazon basin. *Journal of Climate*, 6 :617–627.

Marengo, J. and 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. UK. :17–41pp.

Marengo, J., Nobre, C., Tomasella, J., Oyama, M., de Oliveira, G., de Oliveira, R., Camargo, H., and Alves, L. 2008. The drought in Amazonia in 2005. *Journal of Climate*, 21 :495–516.

Marengo, J., Soares, W, R., Saulo, C., and 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, J., Tomasella, J., and Uvo, C. 1998. Long–term stream flow and rainfall fluctuation in tropical South America : Amazonia, eastern Brazil, and northwest Peru. *Journal of Geophysical Research*, 103 :1775–1783.

Marie, M. 2007. Les conséquences des crues et des étiages sur le trafic fluvial, dans les ports d'Iquitos et de Yurimaguas (Amazonie péruvienne). *Université Paris 7. Denis Diderot. Mmoire*, page 90pp.

Marquez, J., Salati, E., and 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.

Martinez, J.-M., Guyot, J.-L., Filizola, N., and Sondag, F. 2008. Increase in suspended sediment yield of the amazon river assessed by monitoring network and satellite data. *Catena. Accepted.*

Matsuyama, H., Marengo, J., Obregón, G., and 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.

McLeod, A., Hipel, K., and Bodo, B. 1991. Trend assessment of water quality time series. *Water Resources Bull.*, 19 :537–547.

Meade, R., Rayol, J., da Conceicão, S., and Natividade, J. 1991. Backwather effects in the Amazon river Basin of Brazil. *Environment Geological and Water Sciences*, 18 :105–114.

Mestre, O. 2000. Méthodes statistiques pour l'homogénéisation de longues séries climatiques. *Universit Paul Sabatier, Toulouse*, page 229pp.

Mialocq, L., Acuña, M., Seyler, F., Yerren, J., and Guyot, J.-L. 2005. Extraction of the topographic limits of the Andean and Amazonian rivers basin from SRTM. *Isotopes tracers and remote sensing techniques for assessing water cycle variability. IAHS.*

Ministerio de Transportes y Comunicaciones, M. D. g. d. T. A. 2001. Transporte fluvial y vías navegables en el Perú. *MTC, Peru.*

Molinier, M., Guyot, J.-L., de Oliveira, E., and Guimares, V. 1996. Les régimes hydrologiques de l'Amazone et de ses affluents. *L'hydrologie tropicale : géoscience et outil pour le développement. IAHS Publ.*, 238 :209–222.

Molion, L. 1993. Amazonian rainfall and its variability. *Hydrological and water management in the humid tropics. Cambridge University press*, pages 99–111.

Molion, L. and Moraes, J. 1987. Oscilação sul e descarga de rios na América do Sul Tropical. *Revista Brasileira de Engenaria. Caderno Hidrológico*, 5 :53–63.

Moron, V., Bigot, S., and 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.

Moron, V., Robertson, A., Ward, M.-N., and Ndiaye, O. 2008. Weather types and rainfall over Senegal. Part I : Observational analysis. *Journal of Climate*, 21 :266–287.

Moron, V., Ward, N., and Navarra, A. 2001. Observed and sst–forced seasonal rainfall variability across Tropical America. *Int. J. Climatol.*, 21 :1467–1501.

Niang, A., Badran, F., Moulin, C., Crépon, M., and Thiria, S. 2006. Retrieval of aerosol type and optical thickness over the Mediterranean from seawifs images using an automaticneural classification method. *Remote sensing of Environment*, 100 :82–94.

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., and Shukla, J. 1991. Amazonian deforestation and regional climate change. *Journal of Climate*, 4 :957–988.

Nobre, P. and 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.

Nogues-Peagle, J. and Mo, K. 1997. Alternating wet and dry conditions over South America during summer. *Monthly Weather Review*, 125 :279–291.

Oliveira, A. and 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.

Olivera, F., Dodson, B., and Bristow, E. 2002. PrePro2002 User's Manual. *Texas University and Dodson Associates, Inc.*

Open-University 1989. Ocean circulation. *Oxford, Pergamon Press.*

Pasquini, A. and Depetris, P. 2007. Discharge trends and low dynamics of South American rivers draining the southern Atlantic seaboard : An overview. *Journal of Hydrology*, 333 :385–399.

Peixoto, J. and Oort, A. 1992. Physics of climate. *American institute of Physics*, New York :520pp.

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

Pilon, P., Condie, R., and Harvey, K. 1985. Consolidated frequency analysis package (CFA), User Manual of version 1 - DEC PRO series. *Water Resources Branch, Inland Water Directorate Environment.*

Polcher, J. and 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. 2004. La hidroclimatología de Colombia : Una síntesis desde la escala interdecadal hasta la escala diurna. *Revista de la Academia da Ciencias*, 28 :201–222.

Poveda, G. and Mesa, O. 1993. Metodologías de predicción de la hidrología colombiana considerando el evento de El Niño oscilación del sur (ENOS). *Atmósfera. Sociedad Colombiana de Meteorología*, 17.

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

Rabus, B., Eineder, M., Roth, A., and Bamler, R. 2003. The Shuttle Radar Topography Mission a new class of digital elevation models acquired by spaceborne radar. *Photo and Rem. Sen.*, 57 :241–262.

Rao, V., Cavalcanti, I., and 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. *World survey of climatology. Elsevier Scientific Publishin Company. New York*, 12 :219–293.

Rayner, N.-A., Parker, D.-E., Horton, E.-B., Folland, C.-K., Alexander, L.-V., Rowell, D.-P., Kent, E.-C., and Kaplan, A. 2003. Global analyses of sea surface temperature, sea ice and night marine air temperature since the late nineteenth century. *J. Geophys. Res.*, 108 :4407 doi : 10.1029/2002JD007460.

Richey, J., Nobre, C., and Deser, C. 1989. Amazon River discharge and climate variability. *Science*, 246 :101–103.

Richman, M. 1986. Rotation of Principal Components. *Journal of Climatology*, 6 :293–335.

Robertson, A. and Mechoso, C. 1998. Interanual and decadal cycles in river flow of southeastern of South America. *Journal of Climate*, 11 :2570–2581.

Robertson, A. and Mechoso, C. 2000. Interannual and interdecadal variability of the South Atlantic Convergence Zone. *J. Climate*, 11 :2947–2957.

Rocha, H., Nobre, C., and Barros, M. 1989. Variabilidade natural de longo prazo no ciclo hidrológico da Amazônia. *Climanálise*, 4 :36–42.

Roche, M., Aliaga, A., Campos, J., Pena, J., Cortes, J., and 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.

Roche, M. and Fernandez Jáuregui, C. 1988. Water resources, salinity and salt yields of the rivers of the Bolivian Amazon. *Journal of Hydrology*, 101 :305–331.

Rome, S. and Ronchail, J. 1998. La pluviométrie au Pérou pendant les phases ENSO et LNSO. *Bulletin de l'Institut Française d'Études Andines*, 27 :675–685.

Ronchail, J. 1985. Relation entre saisons remarquables avec la structure de latmosphère et les situations météorologiques sur l'altiplano boliviano-péruvien. *Rapport Provisoire PHICAB*, page 38pp.

Ronchail, J. 1989. Advections polaires en Bolivie : mise en évidence et caractérisation des effets climatiques. *Hydrol. Continent.*, 4 :49–56.

Ronchail, J. 1996. Variabilité pluridécénale 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 Française d'Études Andines*, 27 :687–698.

Ronchail, J., Bourel, L., Maurice-Bourgoin, L., Cocheneau, G., Vauchel, P., de Oliveira, E., Guyot, J.-L., Phillips, L., and Castro, A. 2003. Clima e hidrologia na região sudoeste da bacia Amazônica : Variabilidade no tempo e no espacço das relacões entre TSO e vazões. *I Símposio de Recursos Hídricos da Amazônia.*

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

Ronchail, J. and Cochonneau, G. 2002. Main patterns of summer rainfall variability and associated circulation in western and southern amazon. *Communication and paper (4 pages) at the/ VAMOS/CLIVAR Conference on South American low-level jet. Santa Cruz de la Sierra. 5–7 February.*

Ronchail, J., Cochonneau, G., Molinier, M., Guyot, J.-L., Goretti de Miranda Chaves, A., Guimarães, V., and 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. and 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.

Ronchail, J., Labat, D., Callède, J., Cochonneau, G., Guyot, J.-L., Filizola, N., and de Oliveira, E. 2005b. Discharge variability within the Amazon basin. *Climate variability and Change Hydrological Impacts. IAHS Publ.*, 296 :21–29.

Rossel, F., Goulven, P., and 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.

Sadourny, R. 1994. Le climat de la Terre. *Flammarion, collection Dominos. France*, page 126.

Salati, E., Márquez, J., and Molion, L. 1978. Origem e distribuição das chuvas na Amazônia. *Interciencia*, 3 :200–205.

Salati, E. and Vose, P. 1984. Amazon basin : a system in equilibrium. *Science*, 225 :129–138.

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

Schnur, R. and Lettenmaier, D. 1998. A case study of statistical dowscaling in Australia using weather classification by recursive partitioning. *Journal of Hydrology*, 212-213 :362–379.

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

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

Siegel, S. and 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., Sa, L., Alvala, R., M.O., A., P., A., Gielow, R., and 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. and Waylen, P. 1990. Spatial variability of annual precipitation and ENSO events in western Peru. *Hydrological Sciences Journal*, 35 :429–445.

Thiessen, A.-H. 1911. Precipitation averages for large areas. *Mon. Weather Rev.*, 39 :1082–1084.

Thiria, S., Lechevallier, Y., Gascuel, O., and Canu, S. 1997. Statistique et méthodes neuronales. *Dunod, Paris.*

Thompson, D.-W.-J. and Wallace, J.-M. 2000. Annular modes in the extratropical circulation. Part I : Month–to–month variability. *Journal of Climate*, 13 :1000–1016.

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

Turner, I. 2001. The ecology of trees in the Tropical Rain Forest. *Cambridge University Press*, 298pp.

UNESCO and WMO 2000. Glossaire international d'hydrologie. *Paris, France, 1 CD.*

Uppala, S., Kallberg, 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, L., 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., and Woollen, J. 2005. The era–40 re–analysis. *Quart. J. R. Meteorol. Soc.*, 131 :2961–3012.

Uvo, C. and Graham, N. 1998. Seasonal runoff forecast for northern South America : A statistical model. *Water Resources Research*, 34 :3515–3524.

Uvo, C., Repelli, C., Zebiak, S., and Kushnir, Y. 1998. The relationship between tropical pacific and atlantic SST and northeast Brazil monthly precipitation. *Journal of Climate*, 11 :551–562.

Uvo, C., Tolle, U., and Berndtsson, R. 2000. Forecasting discharge in Amazon using artificial neural networks. *International Journal of Climatology*, 20 :1495–1507.

Vauchel, P. 2005. HYDRACCESS : Software for Management and processing of Hydro - meteorological data. *www.mpl.ird.fr/hybam/outils/hydraccess.*

Vera, C., Higgins, W., Amador, J., Ambrizzi, T., Garreaud, R., Gochin, D., Gutzler, D., Lettenmaier, D., Marengo, J., Mechoso, C., Nogues-Paegle, J., Silva Diaz, P.-L., and Zhang, C. 2006. Towards a unified view of the American Monsoon System. *Journal of Climate*, 19 :4977–5000.

Vrac, M., Stein, K., Hayhoe, K., and Liang, X. 2007. A general method for validating statistical downscaling methods under future climate change. *Geophysical Research Letters*, 34 :L18701, doi : 10.1029/2007GL030295.

Vuille, M., Bradley, R., and Keiming, F. 2000. Interannual climate variability in the clentral Andes and its relation to tropical Pacific and Atlantic forcing. *Journal of Geophysical Research*, 105 :12447–12460.

Vuille, M. and F., K. 2004. Interannual variability of sumertime convective cloudiness and precipitation of central Andes derived from ISCCP-B3 data. *Journal of Climate*, 17 :3334–3348.

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

Wanner, H., Bronnimann, S., Casty, C., Gyalistras, D., Luterbacher, J., Schmutz, C., Stephenson, D., and Xoplaki, E. 2001. North Atlantic Oscillation : Concepts and studies. *Surveys in Geophysics*, 22 :321–382.

Weberbauer, A. 1945. El mundo vegetal de los Andes peruanos, estudio fitogeográfico. *Ministerio de Agricultura, Lima. Perú.*

Wolter, K. and Timlin, M. 1993. Monitoring ENSO in COADS with a seasonally adjusted principal component index. *Proc. of the 17th Climate Diagnostics Workshop, Norman, OK, NOAA/N MC/CAC, NSSL, Oklahoma Clim. Survey, CIMMS and the School of Meteor.*, Univ. of Oklahoma :52–57.

Yerren, J., Lavado, W., Fraizy, P., and Guyot, J.-L. 2004. Les régimes hydrologiques dans le bassin amazonien du Pérou. *Surface hydrology and water chemistry, LBA, Brasilia.*

Yu, Y., Zou, S., and Whittemore, D. 1993. Non parametric trend analysis of water quality data of river in Kansas. *Journal of Hydrology*, 150 :61–80.

Yue, S., Pilon, P., and Cavadias, J. 2002. Power of the Mann–Kendal and Spearman's rho test for detecting monotonic trend in hydrological series. *Journal of Hydrology*, 259 :254–271.

Zbigniew, W. 2004. Change detection in hydrological records - a review of the methodology. *Hydrological Sciences Journal*, 49 :7–119.

Zeng, N., Yoon, J., Marengo, J., Subramaniam, A., Nobre, C., Mariotti, A., and Neelin, J. 2008. Causes and impact of the 2005 Amazon drought. *Environmental Research Letters*, 3 :99pp.

Zhang, X., Harvey, K., Hogg, W., and Yuzyk, T. 2001. Trend in Canadian stream flow. *Water Resources Research*, 37 :987–998.

Zhang, X., Vincent, L., Hogg, W., and Niitsoo, A. 2000. Temperature and precipitation trend in Canada during the 20th century. *Atmos. Ocean*, 38 :395–429.

Zhang, Y., Wallace, J., and Battisti, D. 1997. ENSO–like interdecadal variability : 1900-93. *Journal of Climate*, 10 :1004–1020.

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

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

Zorita, E., Hughes, J.-P., Lettenmaier, D., and Von Storch, H. 1993. Stochastic characterization of regional circulation patterns for climate model diagnosis and estimation of local precipitation. *Max–Planck–Institut fur Meteorologie, Hamburg*, Report 109.