



HAL
open science

MODULATIONS INTRASAISSONNIÈRES DE LA MOUSSON D'AFRIQUE DE L'OUEST ET IMPACTS SUR LES VECTEURS DU PALUDISME À NDIOP (SÉNÉGAL) : DIAGNOSTICS ET PRÉVISIBILITÉ

Samuel Louvet

► **To cite this version:**

Samuel Louvet. MODULATIONS INTRASAISSONNIÈRES DE LA MOUSSON D'AFRIQUE DE L'OUEST ET IMPACTS SUR LES VECTEURS DU PALUDISME À NDIOP (SÉNÉGAL) : DIAGNOSTICS ET PRÉVISIBILITÉ. Climatologie. Université de Bourgogne, 2008. Français. NNT : . tel-00333234

HAL Id: tel-00333234

<https://theses.hal.science/tel-00333234>

Submitted on 22 Oct 2008

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 DE BOURGOGNE
ÉCOLE DOCTORALE « ENVIRONNEMENT, SANTÉ/STIC »

THÈSE

présentée par

Samuel LOUVET

pour l'obtention du titre de

Docteur

Discipline Géographie – Option Climatologie

**MODULATIONS INTRASAISSONNIÈRES DE LA MOUSSON D'AFRIQUE DE
L'OUEST ET IMPACTS SUR LES VECTEURS DU PALUDISME À NDIOP
(SÉNÉGAL) : DIAGNOSTICS ET PRÉVISIBILITÉ**

Directeurs de Thèse

Bernard FONTAINE et Pascal ROUCOU

Jury

**M. Sylvain BIGOT
M. Benjamin SULTAN
M. Jean-François TRAPE
M. Gil MAHÉ**

**Rapporteur
Rapporteur
Examineur
Examineur**

Remerciements

Tout d'abord je tiens à exprimer ma plus profonde gratitude à Bernard Fontaine et Pascal Roucou. Leurs gentillesse, patience à mon égard, disponibilité et grande connaissance du climat d'Afrique de l'Ouest ont été des éléments indispensables à la réalisation de mon travail de thèse. Leur implication ainsi que l'amitié qu'ils m'ont portée vont bien au-delà du simple rôle de directeur de thèse. Je tiens ici à les en remercier.

Merci à Jean-François Trape de m'avoir permis l'accès aux données du projet Dielmo-Ndiop ainsi que la possibilité de travailler dans son unité de recherches à Dakar. Ses conseils ont également été précieux. J'associe à ces remerciements les personnes de son laboratoire (UR77 de l'IRD : Paludologie Afrotropicale) qui ont facilité l'étude d'impact entreprise au cours de cette thèse.

Je suis également très reconnaissant envers Sylvain Bigot et Benjamin Sultan d'avoir accepté d'être rapporteurs de cette thèse. Benjamin suit avec attention mes travaux de recherches depuis mon année de DEA. J'en suis flatté et tiens à l'en remercier. Ma gratitude va aussi à Gil Mahé pour avoir accepté avec enthousiasme d'être examinateur de ma thèse.

Un remerciement spécial est ici adressé à Pascal Oettli, « grand maître informaticien » du CRC et ami. Je crois qu'il a su trouver une clé à tous les problèmes techniques que je n'arrivais pas à surmonter, je tiens ici à l'en remercier vivement.

Toutes les personnes qui m'ont hébergé lors de mon dernier semestre dijonnais méritent d'être citées ici tant leur amitié et hospitalité ont été importantes pour moi : Aline, Charles, Nicolas, Luc D., Côme, Hyppolite et bien sur Ploom. Je réserve à cette dernière une « spéciale dédicace » pour son soutien INFALLIBLE en toutes circonstances. Je n'oublie pas non plus mes nombreux co-locataires, Julien en tête.

Merci également à toutes les personnes que j'ai côtoyées au CRC et au département de géographie, notamment mes nombreux camarades de bureau : Karine, Marie-Laure, Viviane, Yves, Expédit, Gratien, Jean-Pierre, Sylvain, Nicolas et Julien. Merci Michèle pour la relecture attentive de ma thèse.

Un grand merci à toute ma famille qui m'a toujours soutenu lors de mes longues études et à Sophie bien entendu.

Je tiens également à remercier le programme international AMMA qui a soutenu les déplacements nécessaires à ma thèse (missions et colloques). Ce programme a été le bénéficiaire d'une contribution majeure du sixième Programme-Cadre de Recherche et Développement de la Communauté Européenne.

SOMMAIRE

SOMMAIRE.....	1
LISTE DES ACRONYMES.....	3
INTRODUCTION GÉNÉRALE	5
CHAPITRE 1 : LA MOUSSON OUEST-AFRICAINE : CADRE PHYSIQUE, MÉTHODES, DONNÉES ET ÉVOLUTION SAISONNIÈRE MOYENNE DU SYSTÈME DE MOUSSON	11
1.1 LE CADRE PHYSIQUE	11
1.1.1 <i>Situation géographique.....</i>	<i>11</i>
1.1.2 <i>La mousson d'Afrique de l'Ouest</i>	<i>14</i>
1.2 LES MOYENS DE DIAGNOSTIC	24
1.2.1 <i>Les données</i>	<i>24</i>
1.2.2 <i>Les méthodes d'analyse.....</i>	<i>31</i>
1.3 LA VARIABILITÉ DES PRÉCIPITATIONS AUX ÉCHELLES INTRASAISONNIÈRE ET SAISONNIÈRE	37
1.3.1 <i>Modulation intrasaisonnière des précipitations et hypothèses : ce que l'on sait.....</i>	<i>37</i>
1.3.2 <i>Évolution saisonnière moyenne des précipitations et conditions atmosphériques</i>	<i>39</i>
1.4 SYNTHÈSE DE CHAPITRE.....	46
CHAPITRE 2 : LA QUESTION D'UNE MÉMOIRE INTERANNUELLE EN AFRIQUE DE L'OUEST.....	49
INTRODUCTION	49
2.1 L'HUMIDITÉ DES SOLS EN AFRIQUE DE L'OUEST	51
2.1.1 <i>Fluctuations à l'échelle interannuelle.....</i>	<i>51</i>
2.1.2 <i>Fluctuations à l'échelle annuelle.....</i>	<i>52</i>
2.2 RÔLE ET IMPACTS DES CONDITIONS EXCEPTIONNELLES D'HUMIDITÉ DURANT LA PHASE DE RETRAIT DE LA MOUSSON	54
2.2.1 <i>L'humidité des sols</i>	<i>54</i>
2.2.2 <i>Les précipitations</i>	<i>63</i>
2.2.3 <i>Les flux de chaleur surface-atmosphère.....</i>	<i>65</i>
2.2.4 <i>La persistance temporelle.....</i>	<i>66</i>
2.3 SYNTHÈSE DE CHAPITRE ET HYPOTHÈSES SUR LES PROCESSUS IMPLIQUÉS	67
CHAPITRE 3 : MODULATIONS INTRASAISONNIÈRES DES PRÉCIPITATIONS OUEST-AFRICAINES.....	71
INTRODUCTION	71
3.1 DÉTERMINATION DES FRÉQUENCES DES PRINCIPAUX MODES DE VARIABILITÉ PLUVIOMÉTRIQUE.....	72
3.2 MODULATIONS INTRASAISONNIÈRES DES PRÉCIPITATIONS.....	76
3.2.1 <i>L'approche par champ</i>	<i>76</i>
3.2.2 <i>L'approche par indice spatial</i>	<i>89</i>
3.3 LES CHAMPS ATMOSPHÉRIQUES ET DE PRÉCIPITATIONS ASSOCIÉS AUX FINS DE PAUSES	95
3.4 MODULATIONS INTRASAISONNIÈRES AU SÉNÉGAL.....	103
3.4.1 <i>Données et méthodes de constitutions des indices.....</i>	<i>103</i>
3.4.2 <i>Cycles saisonniers moyens des indices pluviométriques</i>	<i>105</i>
3.4.3 <i>La variabilité intrasaisonnière des précipitations au Sénégal</i>	<i>106</i>
3.5 SYNTHÈSE DE CHAPITRE.....	111
CHAPITRE 4 : DÉMARRAGE DE LA SAISON DES PLUIES SOUDANO-SAHÉLIENNE : DÉFINITION, DÉTECTION ET PRÉVISIBILITÉ	113
4.1 DÉFINITION ET DÉTERMINATION DU DÉMARRAGE DE LA SAISON DES PLUIES SOUDANO-SAHÉLIENNE	114
4.1.1 <i>Les dates de démarrage.....</i>	<i>115</i>
4.2 LES DIFFÉRENTS TYPES D'ÉVOLUTION SAISONNIÈRE DE L'INDICE DE DÉMARRAGE	116
4.3 LES SIGNAUX CLIMATIQUES ASSOCIÉS AU DÉMARRAGE DE LA SAISON DES PLUIES SOUDANO-SAHÉLIENNE	120
4.3.1 <i>Les précipitations</i>	<i>120</i>

4.3.2	<i>Température de surface et pression au niveau de la mer</i>	123
4.3.3	<i>Les champs de vent</i>	125
4.4	PRÉVISIBILITÉ DES DATES DE DÉMARRAGE DE LA SAISON DES PLUIES	130
4.4.1	<i>Prévision utilisant l'information « atmosphère »</i>	130
4.4.2	<i>La prévision utilisant l'information « précipitations »</i>	131
4.4.3	<i>Gradients d'ESH à 1 000 hPa et pression au niveau de la mer</i>	137
4.5	SYNTHÈSE DE CHAPITRE	140
CHAPITRE 5 : IMPACT DES FACTEURS CLIMATIQUES SUR LA PRÉSENCE SAISONNIÈRE DES PRINCIPAUX VECTEURS DU PALUDISME EN AFRIQUE SOUDANO-SAHÉLIENNE (NDIOP, SINE SALOUM, SÉNÉGAL)		143
5.1	INTRODUCTION ET GÉNÉRALITÉS SUR LE PALUDISME	143
5.1.1	<i>L'impact du climat sur le paludisme</i>	144
5.1.2	<i>Les vecteurs</i>	145
5.2	LA ZONE D'ÉTUDE	147
5.2.1	<i>Les sites étudiés</i>	147
5.2.2	<i>Les données entomologiques</i>	148
5.2.3	<i>Le climat de la zone d'étude</i>	149
5.3	LES DYNAMIQUES TEMPORELLES DES DENSITÉS VECTORIELLES AGRESSIVES	158
5.4	IMPACTS DES FACTEURS CLIMATIQUES SUR LES DENSITÉS VECTORIELLES AGRESSIVES	163
5.4.1	<i>Les premières attaques annuelles</i>	163
5.4.2	<i>Les densités agressives maximales annuelles et l'augmentation des densités agressives de 1999</i>	167
5.4.3	<i>Étude de prévisibilité des densités agressives</i>	176
5.5	SYNTHÈSE DE CHAPITRE	183
SYNTHÈSE GÉNÉRALE ET PERSPECTIVES		185
	RAPPEL DES OBJECTIFS ET SYNTHÈSE GÉNÉRALE	185
	PERSPECTIVES DE RECHERCHES	189
TABLE DES FIGURES		191
LISTE DES TABLEAUX		197
	BIBLIOGRAPHIE	201
	JURY, M.R., ENFIELD, D.B. ET MELICE, J.L., (2002) : TROPICAL MONSOONS AROUND AFRICA: STABILITY OF EL NIÑO–SOUTHERN OSCILLATION ASSOCIATIONS AND LINKS WITH CONTINENTAL CLIMATE. <i>JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH</i> . DOI:10.1029/2000JC000507.	205
ANNEXES		213

Liste des acronymes

ACCIES	Analyse du Changement Climatique et de ses Impacts sur l'Eau et la Santé
ACP	Analyse en Composantes Principales
AMIP	Atmospheric Model Intercomparison Project
AMJ	Avril-Mai-Juin
AMMA	Analyse Multidisciplinaire de la Mousson Africaine
API	Action Programmée Inter-organismes
ASECNA	Agence pour la Sécurité de la Navigation Aérienne en Afrique et à Madagascar
ATI	Action Thématique Interdépartementale
CAH	Classification Ascendante Hiérarchique
CATCH	Couplage de l'Atmosphère Tropicale et du Cycle Hydrologique
CIEH	Comité Inter-africain d'Etudes Hydrauliques
CILSS	Comité Inter-Etats de Lutte contre la Sécheresse au Sahel
CMAP	Climate Prediction Center Merged Analysis of Precipitation
COPT	Convection Profonde Tropicale
CPC	Climate Prediction Center
CRU	Climate Research Unit
DOE	Department of Energy
DA	Densité Agressive
DMN	Direction de Météorologie Nationale
ECMWF	European Center for Medium range Weather Forecasting
EM	Équateur Météorologique
ESH	Énergie Statique Humide
ER	Erreur Relative
ERA40	Forty years European Re-Analysis
ERS	European Remote Sensing Satelittes
FIT	Front InterTropical
GARP	Global Atmospheric Research Program
GATE	GARP Atlantic Tropical Experiment
GPCC	Global Precipitation Climatology Centre
GPCP	Global Precipitation Climatology Project
GTS	Global Telecommunications System
HAPEX Sahel	Hydrological and Atmospheric Pilot Experiment in the Sahel
IDD	Indice de Date de Démarrage
ISEC	Interactions Sociétés-Environnement-Climat
IRD	Institut de Recherche pour le Développement
JAS	Juillet-Août-Septembre
JEA	Jet d'Est Africain
JET	Jet d'Est Tropical
JFM	Janvier-Février-Mars
MJO	Madden-Julian Oscillation
MSU	Microwave Sounding Unit
NAO	North Atlantic Oscillation
NCAR	National Center for Atmospheric Research
NCEP	National Center for Environmental Prediction

Liste des acronymes

NDVI	Normalized Difference Vegetation Index
NWS	National Weather Service
NI	Northern Index
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration's
OLR	Outgoing Longwave Radiations
OND	Octobre-Novembre-Décembre
ORSTOM	Office de la recherche scientifique et technique outre-mer
RMSE	root mean square error
SI	Southern Index
SSM/I	Special Sensor Microwave/Imager
SWI	Soil Water Index
TOA	Terre-Océan-Atmosphère
TSM	Température de Surface de la Mer
VIF	Variance Inflation Factor
WAM	West African Monsoon
WAMP	West African Monsoon Project
ZCIT	Zone de Convergence Inter-tropicale

Introduction générale

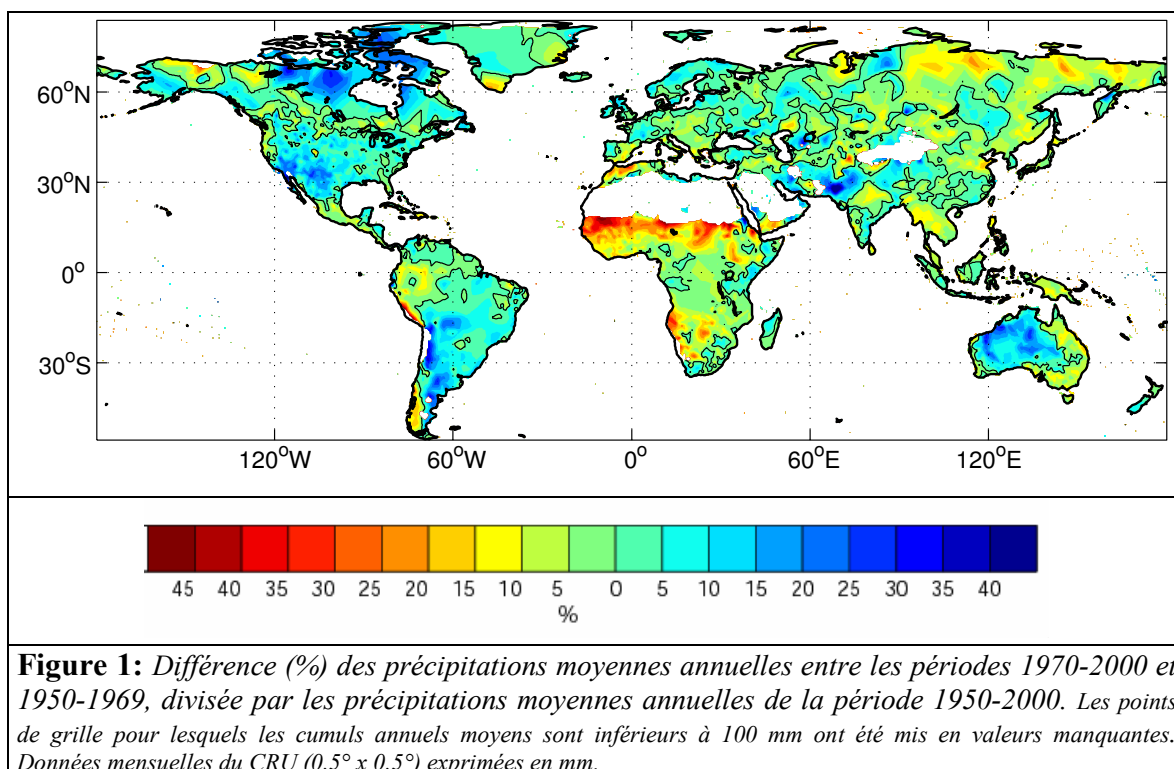
Cette thèse fait état de recherches en climatologie diagnostique visant à améliorer la connaissance de la variabilité climatique d'Afrique de l'Ouest, à l'échelle temporelle intrasaisonnière. L'intrasaisonnier (ou sub-saisonnier) est une échelle temporelle intermédiaire entre les variations basses fréquences (cycle annuel, variabilités interannuelle, décennale ou pluridécennale) et les fluctuations rapides (journalière et synoptique), dont la prise en compte est assez récente bien qu'elle intéresse directement des domaines variés, comme l'agronomie et la santé. En effet, jusqu'au début des années 90, les analyses portaient majoritairement sur les échelles annuelle, synoptique et interannuelle, en se focalisant souvent sur la période de péjoration pluviométrique 1970-1990 (Folland *et al.* 1986, Janicot et Fontaine 1993).

L'objet principal de cette étude est la pluviométrie qui, aux basses latitudes, représente le principal facteur de saisonnalité en l'absence de véritable hiver thermique, et dont la répartition spatio-temporelle conditionne le développement économique et la vie agricole des populations de ces milieux. Les impacts potentiels du climat dépendent, pour l'essentiel, de la dynamique du cycle de l'eau, puisque le développement suppose une gestion maîtrisée des ressources en eau. Or, en Afrique de l'Ouest, les sociétés sont particulièrement sensibles à ces aspects pour trois raisons :

- l'environnement dépend presque exclusivement de la qualité de la (ou des) saison(s) des pluies associée(s) à la circulation de mousson, qui concentre(nt), sur quelques semaines, la quasi-totalité des précipitations ;
- la biosphère est contrainte par cet environnement ;
- les rendements agricoles sont extrêmement sensibles à la distribution saisonnière des pluies sur la frange soudano-sahélienne (Sivakumar 1988 ; Sultan 2002).

L'Afrique de l'Ouest sub-saharienne est une des régions du monde qui a connu la plus forte diminution relative des précipitations au cours de la deuxième moitié du XX^e siècle (Figure 1). Cette phase de sécheresse a eu des conséquences catastrophiques sur les ressources alimentaires, l'économie et la santé des pays affectés (Folland *et al.* 1986). Sur le plan sanitaire, elle a fortement réduit la répartition, l'abondance et le taux d'infection des vecteurs du paludisme en raison de la modification de la durée de mise en eau des gîtes larvaires. Les effets sur l'intensité de la transmission du paludisme ont été si marqués qu'une "retraite du

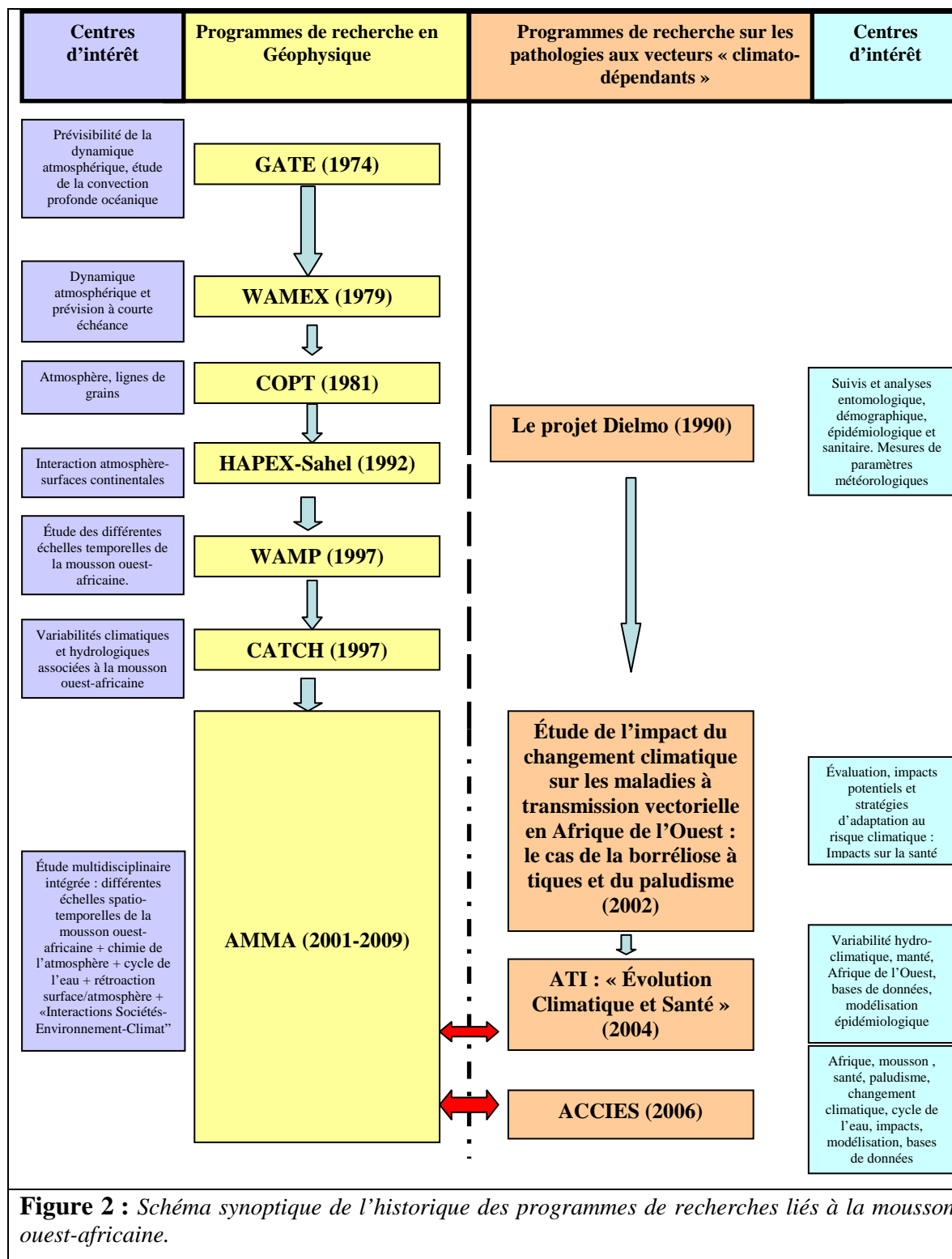
paludisme” a été observée (Mouchet *et al.* 1996), engendrant une perte d’immunité des populations. Celle-ci a pu occasionner des phénomènes épidémiques de grandes ampleur et gravité.



Ainsi, les incertitudes quant à l’origine des fluctuations du climat ouest-africain nécessitent de poursuivre les recherches sur les causes et la prévisibilité de cette variabilité et de ses impacts. Pour cela, plusieurs programmes de recherches, campagnes de mesures, et expériences de terrain ont vu le jour. Nous donnerons ici quelques exemples de ces grandes campagnes expérimentales, sans toutefois prétendre à l’exhaustivité, car l’historique (Figure 2) illustre bien l’évolution des centres d’intérêt de la climatologie tropicale ouest-africaine au cours des trois dernières décennies.

La première des campagnes de terrain est le GARP (Global Atmospheric Research Program) Atlantic Tropical Experiment (GATE, 1974, Reed *et al.* 1977, Thomson *et al.* 1979). Cette expérience, menée au large de l’Afrique de l’Ouest, avait pour but de mieux comprendre l’atmosphère tropicale de façon à mesurer sa prévisibilité. Puis, dans le cadre du GARP Global Experiment, la campagne WAMEX (West African Monsoon Experiment, 1979, Adejokun 1985) a documenté la saison des pluies 1979 dans des buts de prévision opérationnelle et de meilleure documentation de la dynamique atmosphérique. Après GATE et WAMEX, l’expérience COPT81 (Convection Profonde Tropicale, Roux 1987) a permis

d'améliorer la connaissance des dynamiques des lignes de grains africaines, et a montré que la simulation numérique permettait d'en retrouver les principales caractéristiques (Redelsperger et Lafore 1988 ; Lafore et Moncrief 1989). Plus récemment (1992), la France s'est particulièrement impliquée dans Hapex-Sahel (Hydrological and Atmospheric Pilot Experiment in the Sahel, Le Barbé et Lebel 1997, Taylor *et al.* 1997), dévolu à l'étude des propriétés des surfaces continentales, les recherches antérieures ayant plutôt porté sur l'atmosphère et le rôle joué par les océans. Ce programme a permis de préciser, notamment, les rétroactions climat-végétation. Quelques années plus tard (1997), le projet WAMP (West African Monsoon Project, Janicot 1997) s'est intéressé aux variabilités pluviométriques à plusieurs échelles temporelles, alors que le projet CATCH (1997, Afouda *et al.* 1998) prenait le relais d'Hapex-Sahel dans la recherche et la collecte d'informations concernant les interactions entre surface continentale et mousson ouest-africaine, en implantant un vaste réseau de mesures centré sur le Bénin. Ces programmes ont fait progresser la compréhension de la mousson africaine selon différentes échelles de temps et d'espace et ont mis à disposition des données plus réalistes. Malgré cela, d'abondantes lacunes demeurent : manque persistant de données *in situ*, faible compréhension de la variabilité intrasaisonnière, carences des modèles dynamiques à simuler le climat entraînant de grosses difficultés dans la prévision du climat en Afrique de l'Ouest. Il est donc apparu important de se concentrer plus encore sur les processus physiques et dynamiques impliqués, pour mieux cerner les mécanismes d'interactions au sein du système Terre-Océan-Atmosphère (TOA). C'est dans ce cadre que, sous l'impulsion d'une collaboration internationale à initiative française, le projet AMMA (Analyse Multidisciplinaire de la Mousson Africaine, AMMA 2002) s'est mis en place en 2001. Son originalité tient, d'une part, à l'ampleur de ses campagnes de mesures et dans son caractère multidisciplinaire (grand nombre de disciplines scientifiques et de groupes concernés). Par ailleurs, ce programme ambitieux comporte un volet novateur dédié aux « Interactions-Sociétés-Environnement-Climat » dans les domaines agronomiques, socio-économiques et sanitaires, dont le but est de proposer, à terme des stratégies adéquates de surveillance.



Du côté de la santé, jusqu'au début des années 2000, les projets de recherche en Afrique de l'Ouest n'avaient pas réellement tenu compte des variables géophysiques et de leurs impacts (cf le projet Dielmo lancé en 1990, Trape *et al.* 1994). Deux actions de recherche en lien avec AMMA se sont portées récemment sur ce sujet (les pathologies abordées sont la borréliose à tique, la fièvre hémorragique de Crimée-Congo, la fièvre de la

vallée du Rift, le paludisme et les méningites) en Afrique de l'Ouest. Il s'agit de l'Action Thématique Interdépartementale (ATI) « Évolution climatique et Santé » (2004) qui regroupe douze unités de l'IRD et du programme ACCIES (Analyse du Changement Climatique et de ses Impacts sur l'Eau et la Santé, 2006). Leur but est d'établir un diagnostic des relations entre différents paramètres climatiques et des facteurs clés de ces pathologies, de façon à les projeter dans le futur dans le cadre du changement climatique. Au sein de l'ATI, dix actions sont entreprises dont les objectifs vont de la mise à jour de bases de données, à la cartographie des paramètres environnementaux pertinents par rapport aux pathologies étudiées, jusqu'aux études diagnostiques rétrospectives de séries spatio-temporelles de données.

Objectifs scientifiques

La modulation de l'intensité des abats pluviométriques à l'intérieur des différentes saisons des pluies ouest-africaines et ses impacts sociétaux sont, sans aucun doute, le point central du problème, tant pour les populations que pour la communauté scientifique. C'est l'enjeu de cette thèse, dont les principaux attendus sont :

- la caractérisation de la variabilité intrasaisonnière du système de mousson ;
- la définition objective et la prévisibilité du démarrage de la saison des pluies soudano-sahélienne ;
- L'étude d'impacts (diagnostic et prévisibilité) des conditions climatiques sur la présence et l'abondance saisonnières des vecteurs du paludisme en Afrique soudano-sahélienne.

Cadre programmatique

Le travail effectué s'intègre dans les programmes scientifiques listés ci-après:

- AMMA (au sein de l'API multiorganisme, composante française du programme international : G.T 1.1 « Mousson Africaine et Climat Global » ; G.T 1.3 « Rétroactions surface-atmosphère » ; G.T 3.2 « Santé »).
- ATI « Evolution climatique et Santé » de l'IRD (Action 6 : évolution climatique et distribution des anophèles vecteurs de *Plasmodium* et des *Aedes* vecteurs d'arbovirus : étude en transect sud-nord, du Sénégal au Maroc).

Organisation du travail

Le plan de travail s'articule en cinq chapitres construits autour des objectifs fixés :

- **le premier chapitre** s'attachera à la présentation des cadres physique et géographique de la mousson d'Afrique de l'Ouest et à la description des données et méthodes utilisées. Par la suite, une revue bibliographique des connaissances actuelles concernant la variabilité sera faite. Enfin, la climatologie saisonnière du système de mousson sera présentée au travers des résultats issus d'une classification objective en types de circulation atmosphérique ;

- **le deuxième chapitre** étudiera l'hypothèse de l'existence d'une mémoire interannuelle du système de mousson *via* l'humidité des sols. Pour cela, trois jeux de données seront utilisés pour appréhender au mieux la persistance de l'humidité des sols ;

- **le troisième chapitre** fera l'analyse de la variabilité intrasaisonnière des précipitations de mousson. Tout d'abord, différentes méthodes seront employées sur les données CMAP (Climate Prediction Center Merged Analysis of Precipitation) et GPCP (Global Precipitation Climatology Project), afin de s'assurer de la robustesse des résultats à l'échelle de l'Afrique de l'Ouest. Un parallèle sera fait avec les données *in situ* de stations pluviométriques sénégalaises afin de vérifier que les signaux régionaux ont une cohérence locale. La profondeur historique des données sera exploitée afin de savoir si la péjoration pluviométrique s'est accompagnée d'une modification de la variabilité intrasaisonnière des précipitations. Enfin, les dynamiques atmosphériques, associées aux signaux mis en évidence, seront décrites ;

- **le quatrième chapitre** présentera une méthode de détection automatique du démarrage de la saison des pluies soudano-sahélienne. Trois types d'évolution saisonnière de la migration latitudinale de la ZCIT seront définis. Puis, les précurseurs climatiques du démarrage de la saison des pluies soudano-sahélienne seront recherchés afin d'en mesurer la prévisibilité à court terme ;

- **le cinquième chapitre** sera dévolu aux impacts des conditions climatiques sur la présence et l'abondance saisonnières des principaux vecteurs du paludisme dans une localité du Sénégal (Ndiop, Sine Saloum). Cette étude sera déclinée en termes de diagnostic et de prévisibilité.

Chapitre 1 : La mousson ouest-africaine : cadre physique, méthodes, données et évolution saisonnière moyenne du système de mousson

La première partie de ce chapitre s'attache à décrire le cadre physique de l'Afrique de l'Ouest. Celui-ci est décliné en termes de situation géographique (topographie, cumuls de précipitations et répartition de la végétation), de principes généraux de la mousson ouest-africaine (contexte climatique général et principales composantes du système de mousson) et de l'évolution des précipitations aux échelles de temps pluridécennale, décennale et inter-annuelle.

La deuxième partie est consacrée à la présentation des moyens de diagnostic. Ce sont, d'une part, les données utilisées (précipitations et données atmosphériques) et, d'autre part, les principales méthodes employées.

Enfin, une troisième partie sera dédiée, après une revue bibliographique sur la modulation intrasaisonnière des précipitations, à une présentation originale de l'évolution moyenne saisonnière du système de mousson ouest-africaine vue à travers les types de circulation atmosphérique.

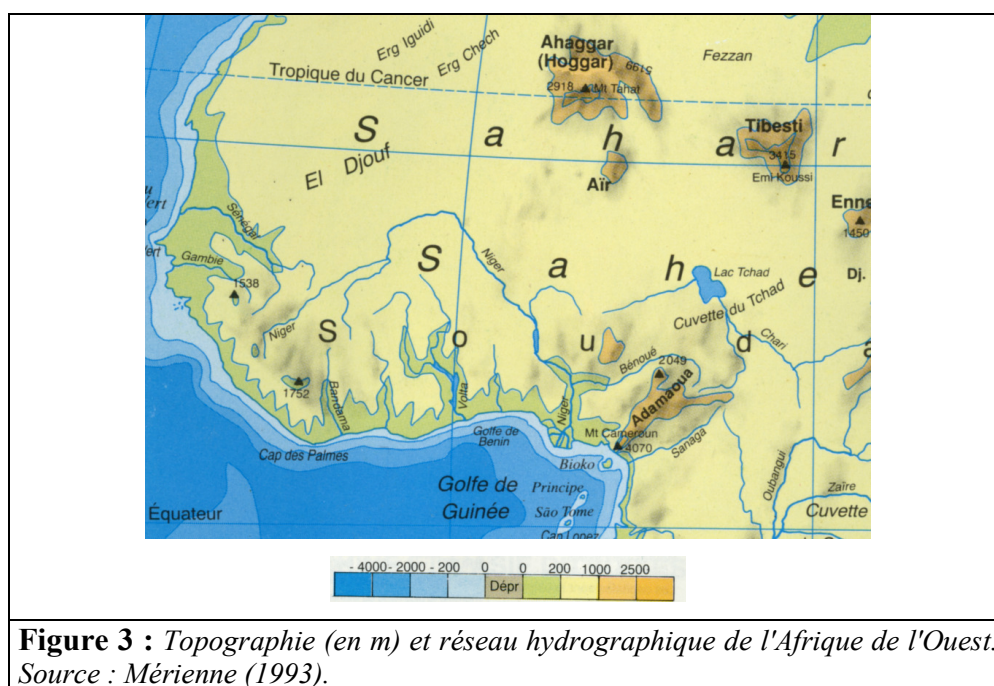
1.1 Le cadre physique

1.1.1 Situation géographique

L'Afrique de l'Ouest appartient au domaine intertropical et se définit comme étant comprise, en latitude, entre 4°N et la frange sud du Sahara (20°N environ), et, en longitude, entre 18°W et 20°E (bordure est du lac Tchad). Cette région correspond à la zone affectée par le flux de mousson atlantique. Le domaine se présente comme une incursion continentale importante au sein de l'Atlantique tropical (quelque 3 000 kilomètres, voir Figure 3). Il y a donc sur le fuseau 18°W-10°E une opposition en latitude entre surfaces continentale et océanique, de part et d'autre du parallèle 5°N. On verra par la suite (cf. 1.1.2) que cette asymétrie méridienne terre/mer a des conséquences importantes sur les régimes de précipitations et la répartition des champs atmosphériques et océaniques.

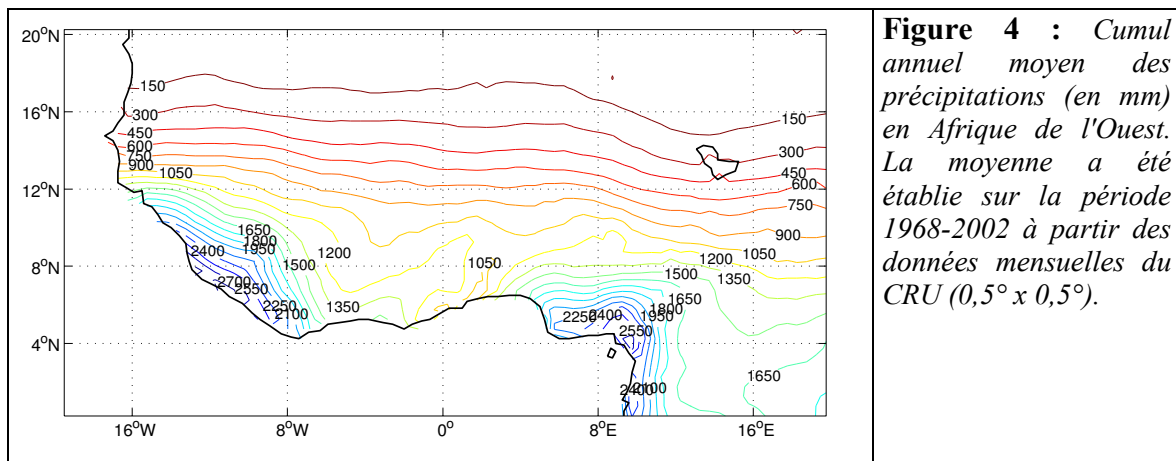
1.1.1.1 Topographie

Le relief de l'Afrique de l'Ouest est assez simple (Figure 3). En effet, la topographie ouest-africaine est composée de grandes plaines et d'espaces tabulaires de faible altitude (200 m environ), de plateaux et de massifs montagneux. Les plaines occupent l'espace littoral, alors que, à l'intérieur des terres, les bas plateaux dominent. Plateaux de moyenne altitude et massifs montagneux sont situés aux marges sud-ouest, sud-est et nord-est de la région. Les chaînes de montagne les plus élevées sont le Hoggar (> 2 900 m), le Tibesti (> 3 400 m), le mont Cameroun (> 4 000 m) et, au sud-ouest de la zone, le Fouta-Djalou (> 1 500 m) et les monts guinéens (> 1 700 m). Cette relative simplicité de la topographie explique, en grande partie, l'arrangement méridien des précipitations (Figure 4). Cela n'exclue pas, toutefois, un autre rôle possible du relief comme le soulignent Drobinski *et al.* (2005) à propos du Hoggar qui pourrait avoir une influence sur le positionnement de la dépression thermique saharienne.



1.1.1.2 Cumuls annuels moyens des précipitations

L'Afrique de l'Ouest sub-saharienne connaît un fort gradient des précipitations annuelles avec des cumuls pluviométriques allant de quelque 100 mm (frange nord de la zone sahélienne, Figure 4) à plus de 2 500 mm (dans les massifs montagneux guinéens et dans l'Adamaoua).



La répartition spatiale des cumuls annuels de précipitations répond à plusieurs logiques. Tout d'abord, les précipitations annuelles moyennes sont organisées de façon zonale en raison du rôle majeur joué par la Zone de Convergence InterTropicale (ZCIT). La partie la plus arrosée de l'espace considéré se situe en zone guinéenne sur les reliefs du Fouta-Djalou, de l'Adamaoua et du mont Cameroun. À plus large échelle, un gradient pluviométrique se dessine en direction du sud. L'humidité advectée depuis l'Atlantique équatorial, *via* le flux de mousson, fait que la partie du relief tournée « au vent » est très arrosée. Entre les massifs montagneux du Fouta Djallon et de l'Adamaoua, les cumuls annuels de précipitation sont bien plus faibles (entre 1 000 et 1 300 mm/an environ) et dessinent le « V Baoulé » (Buckle 1996) qui résulte d'une divergence des vents synoptiques, mais aussi des brises en lien avec le tracé de côte, ainsi que de la présence d'un upwelling qui s'installe le long de la côte en été boréal (Philippon 2002).

1.1.1.3 Répartition de la végétation en Afrique de l'Ouest

La répartition spatiale des différents biotopes (Figure 5) ouest-africains est fortement dépendante des ressources en eau des sols et des abats pluviométriques, et s'organise donc principalement dans le plan méridien : les formations végétales sont disposées en bandes zonales, même si, à résolution spatiale plus fine, des espaces cultivés modifient cette répartition. Globalement, un gradient méridien (dirigé vers le sud) dans la densité végétale s'observe. L'organisation de la végétation se fait selon des bandes de latitudes bien distinctes qu'il convient de définir ici : entre 5°N et 10°N, on parle de zone guinéenne ; de 10°N à 15°N, il s'agit de zone soudanienne, alors que la zone sahélienne est comprise entre 15°N et 20°N.

1.1 Le cadre physique

En zone sahélienne, les formations herbeuses dominent, alors qu'en zone soudanienne les forêts claires sont les principales formations végétales. En zone guinéenne, les forêts ombrophiles représentent la formation végétale la plus fréquente.

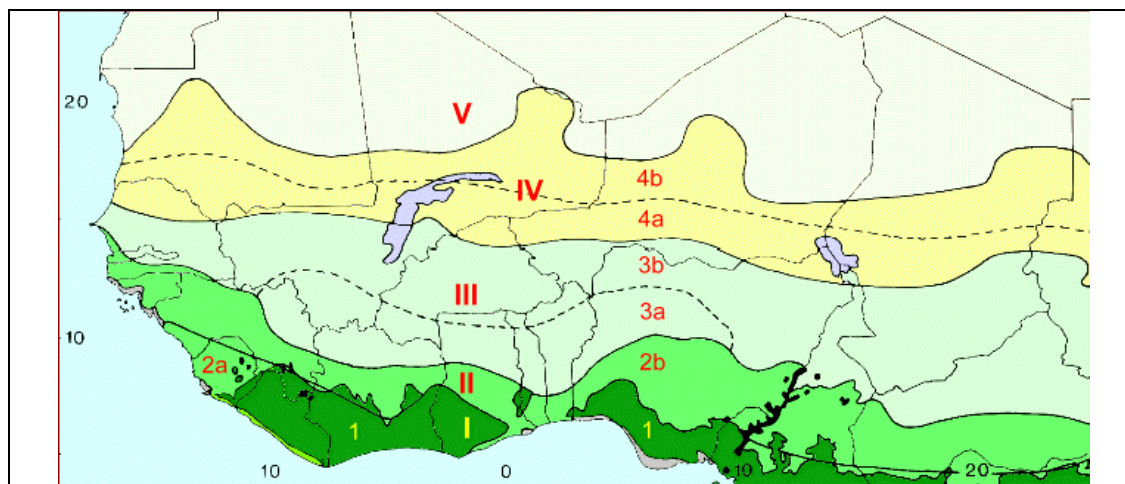


Figure 5 : Type de végétation : 1, forêt ombrophile ; 2a et 2b, mosaïque forêt ombrophile et formation herbeuse secondaire ; 3a, forêt claire soudanienne avec abondance d'*Isoberlinia*, et 3b, forêt claire soudanienne indifférenciée ; 4a, formation herbeuse boisée à *Acacia* et formation buissonnante décidue, et 4b, formation herbeuse et arbustive. En violet, formation herbeuse à végétation semi-aquatique du delta intérieur du Niger au Mali et végétation azonale marécageuse et aquatique du lac Tchad. En noir, forêts de montagne. Les lisérés gris qui apparaissent sur certaines portions du littoral correspondent aux principales mangroves. Source : White (1986).

1.1.2 La mousson d'Afrique de l'Ouest

Avant de présenter en détail les spécificités de la mousson d'Afrique de l'Ouest et afin de mieux la comprendre, il est important de replacer ce phénomène dans le contexte plus large de la circulation atmosphérique grande échelle.

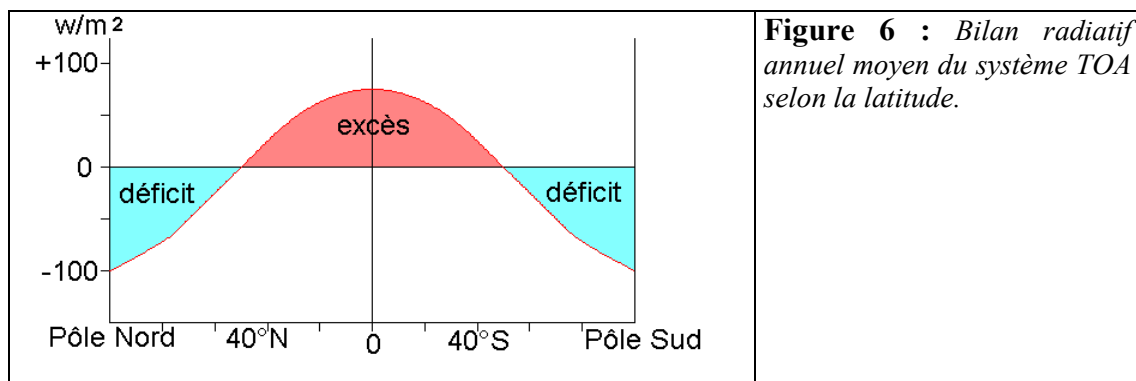
1.1.2.1 Contexte climatique et circulation à grande échelle

Le système climatique terrestre est composé de l'atmosphère, des océans, des glaces, de sol et de végétation. La principale source d'énergie de ce système Terre-Océan-Atmosphère (TOA) est le flux solaire électromagnétique de courte longueur d'onde dont la majeure partie se trouve dans les très courtes longueurs d'onde, dans le visible et dans le proche infrarouge.

La quantité d'énergie solaire absorbée par le système TOA est fonction du cosinus de l'angle que font les rayons solaires avec le zénith et de l'albédo du système (rapport de

l'énergie solaire réfléchi par une surface sur l'énergie solaire incidente). Ainsi, la répartition énergétique n'est pas homogène sur la surface terrestre, entraînant une absorption solaire maximale aux tropiques, minimale aux pôles. L'énergie absorbée par la surface est, par la suite, réémise en direction de l'espace. L'absorption, puis la réémission par la surface terrestre, vont engendrer une modification de la gamme de fréquence du rayonnement électromagnétique par rapport au rayonnement solaire incident. La fréquence du rayonnement issu de la surface est principalement comprise dans les grandes longueurs d'onde (infrarouge thermique et infrarouge lointain).

Le bilan radiatif représente la différence entre énergie reçue et énergie émise (Figure 6). Ainsi, à l'échelle annuelle, du point de vue du bilan énergétique du système terrestre, les tropiques connaissent un surplus par rapport aux pôles et aux latitudes moyennes. En deçà de 45° de latitude (nord et sud), le bilan radiatif est positif ; au-delà de cette limite, il est négatif.



En outre, l'atmosphère est quasi transparente au rayonnement solaire, à l'exception des basses couches et de la surface. Le rayonnement solaire est donc majoritairement absorbé par celles-ci. Le flux radiatif en direction de l'espace est quant à lui principalement émis par les hautes couches de l'atmosphère. L'atmosphère est donc chauffée par la base et refroidie en altitude : le bilan radiatif est donc excédentaire dans les couches les plus basses et déficitaires en altitude.

Ces déséquilibres radiatifs méridiens et verticaux entraînent une mise en mouvement de l'atmosphère et de l'océan, visant au rééquilibrage en latitude du système TOA (Fontaine 1990). Ce transfert d'énergie, nécessaire, s'effectue principalement sous forme de transferts méridiens et verticaux d'énergie potentielle, de chaleurs latente et sensible des zones énergiquement excédentaires en direction des zones déficitaires (Dhonneur 1985). La force de Coriolis due à la rotation de la Terre, empêche l'existence d'une seule cellule de transfert

méridien capable de transporter l'énergie excédentaire des zones intertropicales en direction des pôles.

Dans les régions intertropicales, la redistribution méridienne est assurée par les cellules de Hadley dont les branches subsidentes limitent climatiquement le domaine tropical (environ à 30° de latitude, Figure 7), et dont l'évolution saisonnière est caractérisée par un déplacement vers le pôle d'été et une intensification de la cellule de l'hémisphère d'hiver.

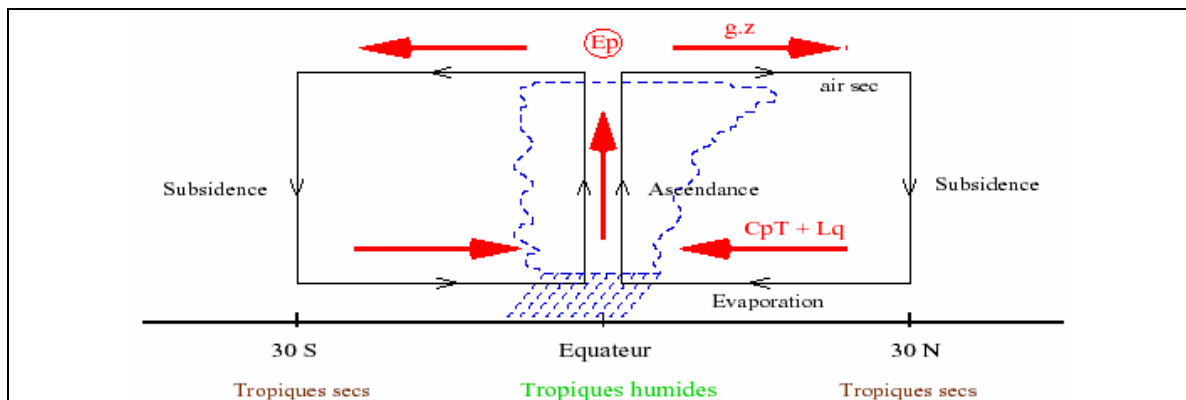


Figure 7 : Schéma de la cellule de Hadley où gZ est l'énergie potentielle avec g l'accélération de la pesanteur et Z la hauteur géopotentielle, C_pT est l'énergie sensible avec C_p la chaleur spécifique de l'air à pression constante et T la température absolue de l'air et LQ l'énergie latente avec L , la chaleur latente de condensation de l'eau et Q l'humidité spécifique. Source : Caminade (2006).

Dans les basses couches, la zone de convergence des flux des deux hémisphères est située à proximité des branches ascendantes des deux cellules de Hadley. Cette zone, qui correspond à « l'axe de confluence des circulations hémisphériques », est appelée par certains Équateur Météorologique (EM), et par d'autres, Zone de Convergence InterTropicale (ZCIT). À l'échelle du globe, dans la bande intertropicale, cette zone est aussi celle où les plus basses pressions sont enregistrées. C'est également le lieu où la vapeur d'eau advectée par les alizés des deux hémisphères se condense en libérant la chaleur latente dans la convection. La conversion de chaleurs (latente et sensible) donne de l'énergie potentielle à l'air humide. Elle est typiquement marquée par de très nombreux nuages à fort développement vertical (cumulonimbus), une tropopause élevée (entre 16 et 18 km) et des précipitations orageuses abondantes. Selon Riehl et Malkus (1958), ces mécanismes participent au maintien de la balance énergétique de la zone équatoriale, d'où la notion d'équateur météorologique.

On comprend donc que l'énergie, entre le moment où elle est captée par le système terrestre et celui où elle est réémise vers l'espace sous forme de rayonnement infrarouge, est soumise à un certain nombre de transformations et de transports (Figure 7). L'énergie d'une

particule s'exprime sous forme d'énergie interne liée à sa température, l'énergie potentielle liée à son altitude et l'énergie latente liée à sa quantité de vapeur d'eau, qui provoque une augmentation de température en cas de condensation (Janicot 2002).

Riehl (1969) aborde les transferts énergétiques méridiens et verticaux en introduisant la notion d'Énergie Statique Humide (notée ESH) qui se définit comme suit :

$$ESH=gZ+CpT+LQ$$

où :

- gZ est l'**énergie potentielle** avec g , l'accélération de la pesanteur (9.81 m.s^{-2}) et Z l'altitude géopotentielle (en Km),
- CpT est l'**énergie sensible** avec Cp , la chaleur spécifique de l'air sec à pression constante ($1004 \text{ J.K}^{-1}.\text{Kg}^{-1}$) et T la température absolue de l'air (en Kelvin),
- LQ est l'**énergie latente** avec L , la chaleur latente de condensation de l'eau ($2.501 \cdot 10^6 \text{ J.Kg}^{-1}$) et Q l'humidité spécifique (en kg.kg^{-1}).

Il faut également signaler que, le long de l'équateur, on observe des cellules de circulation zonale quasi permanentes. Celles-ci sont dues à certains contrastes énergétiques secondaires entre les continents et les océans (faible chaleur massique des continents par rapport à celle des océans, qui ont donc tendance à varier en température beaucoup plus rapidement). Les branches ascendantes de ces cellules, dites cellules de type Walker ou cellules Est-Ouest, se trouvent au-dessus des continents et sur la partie ouest des océans, plus chaude, alors que les branches subsidentes s'observent dans la partie orientale des bassins océaniques où les upwellings (remontée d'eau froide en surface) maintiennent des températures de surface plus basses.

1.1.2.2 Les principales composantes du système de mousson ouest-africaine

La circulation de mousson s'organise dans le contexte global décrit ci-dessus, mais aussi autour d'éléments clés (Figure 8) qui vont être brièvement présentés ci-après. Dans les basses couches, il s'agit de la convergence entre flux de mousson (sud-ouest) et d'Harmattan (nord-est). En altitude, ce sont le Jet d'Est Africain (JEA) en moyenne troposphère et le Jet d'Est Tropical (JET). Les principales structures convectives sont la ZCIT au sein du fuseau ouest-africain et la dépression thermique saharienne (« Heat Low »).

Terminologie : Le mot mousson est le nom d'un système de vents saisonniers. Le mot mousson proviendrait du mot arabe *mawsim* qui signifie saison en raison du renversement saisonnier de la direction des vents. *Mua xuân*, prononcé mouy suan, signifie « printemps » en vietnamien, ce qui pourrait être également l'origine du mot.

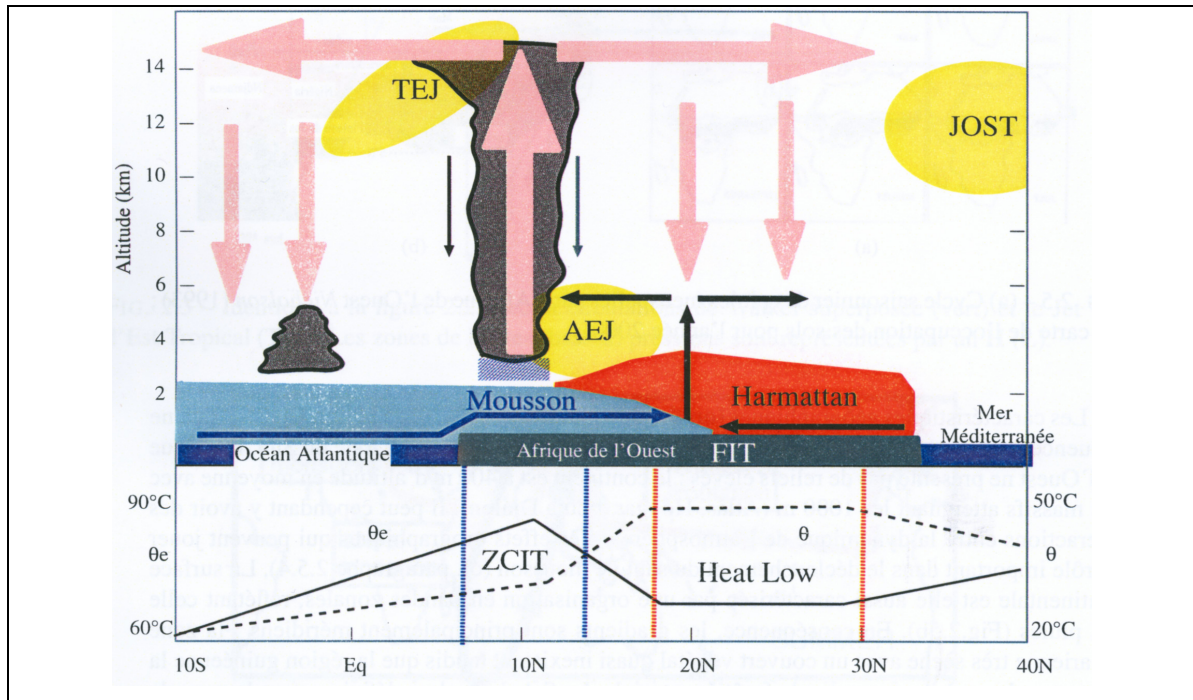


Figure 8 : Schéma conceptuel représentant une moyenne zonale des éléments clés de la mousson ouest-africaine pendant l'été boréal : la circulation méridienne-verticale et les vents zonaux dominants. Le graphique du bas représente les profils méridiens de température potentielle (θ) et de température potentielle équivalente (θ_e) dans la couche limite atmosphérique. Source : Peyrillé (2006).

• Les flux de mousson et d'Harmattan

Dans la région ouest-africaine, la position zénithale du soleil, qui se dirige vers le nord au printemps boréal, explique le réchauffement très marqué du Sahara et, dans une moindre mesure, de l'Atlantique tropical nord. La forte asymétrie méridienne continent/océan, entre 18°W et 10°E, entraîne des contrastes importants pour le chauffage radiatif en surface (différence d'inertie thermique entre surfaces continentales et océaniques). Un gradient thermique important dirigé vers le nord se met aussi en place au printemps boréal et s'accompagne, sur le continent, de la migration d'une dépression pelliculaire d'origine thermique qui se positionne au-dessus des basses couches surchauffées. Les alizés de l'hémisphère sud (sud-est) sont alors suffisamment renforcés pour changer d'hémisphère. Une fois l'équateur franchi, ces vents chargés d'humidité sont déviés par la composante horizontale de la force de Coriolis pour former le « flux de mousson » de sud-ouest. Ce flux

amène sur le continent un air chargé d'humidité, nécessaire à la convection nuageuse. L'intensité du flux de mousson et son contenu énergétique vont donc être déterminants pour son positionnement sur le continent.

L'Harmattan est un vent de nord-est chaud et sec en provenance du Sahara, qui correspond aux alizés de l'hémisphère Nord.

La convergence entre Harmattan et flux de mousson marque l'emplacement du Front InterTropical (FIT, Adefolalu 1983) qui représente la trace au sol de la ZCIT.

• **La ZCIT « africaine »**

Comme nous l'avons vu précédemment, la ZCIT résulte de la convergence des vents de bas niveaux mais, contrairement à ce qui se passe sur l'océan, la zone de convection profonde ne se positionne pas à la verticale du FIT au-dessus du continent, en raison de la forte inhibition convective associée à la sécheresse de l'atmosphère saharienne. Elle se positionne plus au sud, vers 5°N (10°N) en mai (juillet), là où l'énergie disponible à la convection est maximale (Peyrillé 2006). La vision d'une ZCIT continue dans l'espace et dans le temps est cependant trompeuse. De plus, la majorité des précipitations africaines s'explique par des systèmes convectifs de méso-échelle existant au sein et aux abords de la ZCIT. La convection nuageuse a en effet tendance à s'organiser en groupe de cumulonimbus reliés entre eux par une partie stratiforme commune.

• **La dépression thermique saharienne (« Heat Low »)**

Au nord du FIT, se trouve une zone de convection sèche intense qui est une réponse au fort chauffage radiatif. Cette zone correspond à un maximum de température et à un minimum de pression au niveau du sol et forme une dépression thermique typique des régions désertiques au printemps et en été.

• **Le Jet d'Est Africain**

Le gradient thermique dirigé vers le nord sur le continent africain génère un flux zonal d'est appelé Jet d'Est Africain (JEA), entre 15°W et 15°E, et entre 500 hPa et 700 hPa au niveau où le gradient méridien change de sens. La convection humide dans la ZCIT et la convection sèche près de la dépression thermique située sur le Sahara produisent une inversion du gradient méridien de température et d'humidité dans les couches moyennes troposphériques. Celle-ci permet d'entretenir ce courant qui est donc un vent thermique (Thorncroft et Blackburn 1999 et Cook 1999). Il apparaît que ce jet joue un rôle important

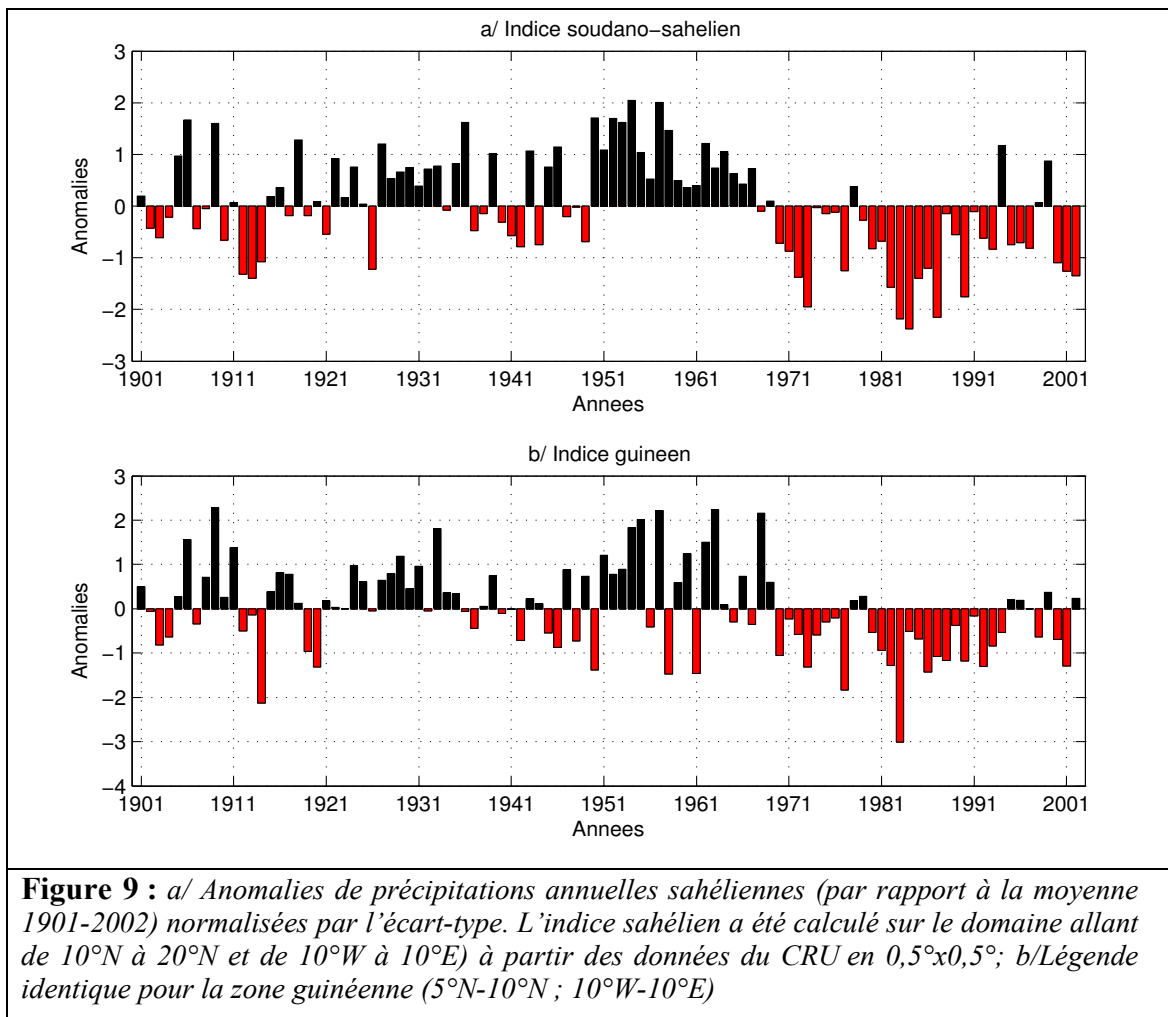
dans le climat sahélien. Des études numériques (Lafore et Moncrief 1989 et Weisman et Rotunno 2004) ont permis de montrer que le JEA organise la convection et, notamment, les systèmes convectifs les plus développés (« les lignes de grains »), soit en orientant le système, soit en augmentant le cisaillement dans les basses couches. Enfin, c'est au sein de ce courant que les ondes d'est africaines peuvent prendre naissance.

• Le Jet d'Est Tropical

Ce courant jet, de plus grande extension spatiale que le précédent, doit son existence au gradient thermique établi entre l'océan Indien et les hauts plateaux de l'Himalaya, qui introduit une source de chaleur dans les couches moyennes et élevées de la troposphère pendant l'été boréal. Le flux d'est s'étend ainsi de l'est de l'océan Indien (non montré ici) jusqu'à l'Afrique où il se maintient par le dégagement de chaleur latente au sein de la ZCIT (Chen 1982). Le JET se renforce sur l'Afrique en raison du gradient thermique entre zones continentale et océanique. Il disparaît ensuite sur l'océan Atlantique à cause de la relative uniformité des températures.

1.1.2.3 Variabilité des précipitations ouest-africaines aux échelles de temps pluridécennale et interannuelle

La pluviométrie d'Afrique de l'Ouest présente une importante variabilité interannuelle (Figure 9), à laquelle se superpose un signal pluridécennal fort, mis en évidence par de nombreux auteurs (voir entre autres sur le sujet Nicholson et Palao 1993 ; Le Barbé et Lebel 1997 ; Le Barbé *et al.* 2002). L'étude particulière de la variabilité pluridécennale a mis en avant un sévère déficit pluviométrique à partir de la fin des années 1960, observé principalement aux latitudes soudano-sahéliennes, mais également sensible en zone guinéenne, bien que de moindre ampleur (Figure 9). On note toutefois une légère reprise des précipitations depuis le début des années 90, avec des anomalies négatives moins prononcées qu'entre 1970 et 1990.



Les fluctuations pluviométriques en Afrique de l'Ouest sont fortement associées aux variations de température de surface de la mer (TSM) de l'océan Atlantique (Lamb 1978, Hastenrath 1984), de la Méditerranée (Rowell 2003) et de l'océan global (Folland *et al.* 1986, Wolter 1987, Giannini *et al.* 2003). La récente sécheresse persistante au Sahel a été, en partie, expliquée à la fois par la tendance lente et générale à la hausse des TSM mondiales (plus forte dans l'hémisphère sud) et par la relative tendance à la baisse de la température de l'Atlantique nord.

À l'échelle interannuelle, la variabilité a surtout été rattachée au phénomène El Niño et aux anomalies de TSM du golfe de Guinée. Il a été montré que le réchauffement des TSM dans la zone est du Pacifique, lors d'un événement El Niño, était à l'origine d'un affaiblissement de la convection sur l'ensemble de l'Afrique de l'Ouest, en particulier sur le Sahel (Lough 1986, Moron *et al.* 1995, Janicot *et al.* 2001). Comme nous l'avons vu précédemment, l'intensité de la mousson ouest-africaine dépend essentiellement de l'intensité du gradient thermique interhémisphérique entre l'Atlantique austral et équatorial et l'Afrique

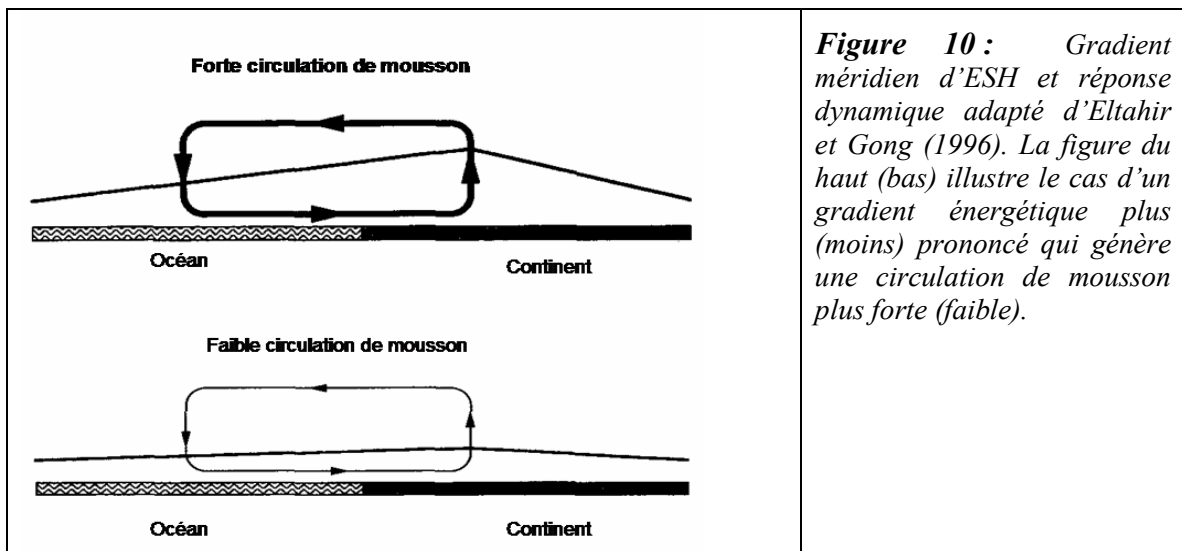
de l'Ouest. Or, les dynamiques océaniques et atmosphériques pendant El Niño tendent à réchauffer le bassin atlantique tropical, ce qui entraîne une réduction du gradient thermique terre/mer sur le fuseau ouest-africain et l'Atlantique équatorial est. Il résulte d'une telle situation un flux de mousson moins fort et des précipitations anormalement faibles sur le Sahel.

En outre, aux échelles régionales et locales, la mousson ouest-africaine est très sensible aux modifications des états de surface continentale (albédo, contenu en eau des sols, végétation). En effet, les variations de ces conditions modifient localement la position et l'intensité des circulations associées aux cellules de Hadley et Est-Ouest. Les gradients thermiques horizontaux et les advections thermiques horizontales sont assez faibles dans ces régions et cela a pour conséquence que les réponses de l'atmosphère aux changements de surface se manifestent par des advections verticales sur la hauteur de la colonne d'air troposphérique (Janicot et Fontaine 1993).

Les travaux de Charney *et al.* (1975) et Charney *et al.* (1977) ont été les premiers à souligner l'importance de la surface continentale sur la qualité de la mousson en Afrique de l'Ouest. Plus exactement, Charney a testé l'impact de la désertification saharienne sur le climat du Sahel et a proposé, à la suite de ces résultats, une hypothèse de rétroaction positive de la végétation sur l'atmosphère : la diminution de la couverture végétale résultant d'une diminution des précipitations augmente l'albédo de surface et diminue le rayonnement absorbé par le sol et les flux de chaleurs sensible et latente vers la basse troposphère. Au-dessus, la colonne d'air compense adiabatiquement la perte énergétique par subsidence, ce qui diminue la convection et donc les précipitations, toutes choses égales par ailleurs. Plus généralement, tout changement dans les conditions de surface continentale, en liaison, par exemple, avec l'humidité des sols ou la végétation, modifie localement le bilan radiatif net et les flux d'énergie.

Plusieurs expériences numériques (Sud et Molod 1988 ; Xue et Shukla 1993 ; Xue 1997 ; Zheng et Eltahir 1998) ont mis en évidence le rôle majeur de la surface continentale dans la distribution spatiale des événements pluvieux à méso-échelle. De plus, Wang et Eltahir (2000) ont montré que la dégradation de la végétation au Sahel, due à l'importante sécheresse, causait, elle aussi, une réduction importante des abats pluviométriques sur cette région. Dans ce contexte, de nombreuses études numériques se sont portées sur la relation étroite entre l'humidité des sols et les précipitations, principalement à l'échelle interannuelle (Xue et Shukla 1993). Les études de Zeng et Neelin (2000) ont montré que la forte persistance interannuelle des anomalies pluviométriques pouvait s'expliquer par des rétroactions de la

surface continentale expliquant le temps d'ajustement lent des sols couverts de végétation au sud du Sahel. Eltahir et Gong (1996) ont, quant à eux, mis en évidence le rôle des gradients méridionaux d'ESH et de températures dans les basses couches de l'atmosphère sur la dynamique de la mousson ouest-africaine. Leur étude, dont les résultats sont schématisés en Figure 10, montre que l'évolution du flux de mousson correspond à une réponse dynamique de l'atmosphère aux contrastes énergétiques et que l'intensité du flux est liée à l'intensité du gradient d'entropie des basses couches.



Fontaine *et al.* (2002) montrent que le gradient d'ESH présente des différences marquées entre années sèches et années humides. Selon eux, au cours d'une année humide, le gradient d'ESH, spécialement fort au printemps, se relâche plus tard que lors d'une année sèche. Plus le gradient d'énergie est fort, plus la convection sèche est intense dans la zone de la dépression thermique, ce qui renforce la circulation cyclonique dans les basses couches. L'advection de vapeur d'eau en provenance de l'océan est alors favorisée et la convection profonde de la ZCIT se trouve renforcée.

Des études numériques (Douville et Chauvin 2000) et empiriques (Philippon et Fontaine 2002) se sont focalisées sur la pertinence de la prise en compte de l'humidité des sols pour la prédiction saisonnière. Philippon et Fontaine (2002) ont observé qu'une saison des pluies au Sahel anormalement humide tendait à être précédée par des anomalies positives d'humidité des sols sur la zone soudano-guinéenne pendant l'automne boréal précédent. Cela suggère une mémoire *in situ* à long terme possible de l'humidité des sols. Cependant, Shinoda et Yamaguchi (2003) et Douville *et al.* (2007) concluent que l'humidité des sols au niveau de la zone racinaire ne pouvait jouer un rôle de mémoire des anomalies de précipitations au

Sahel lors de la saison des pluies suivantes et donc ne pouvait être directement mise en cause dans la persistance à long terme de la sécheresse dans cette région. Ces résultats sont donc contradictoires et indiquent que la question de l'existence d'un effet mémoire du contenu en eau des sols à l'échelle interannuelle et son interaction avec les précipitations est toujours en suspens.

1.2 Les moyens de diagnostic

La climatologie diagnostique n'est possible qu'à travers l'utilisation de données et de méthodes d'analyse. Celles qui ont été employées dans cette thèse sont exposées ci-dessous.

1.2.1 Les données

Afin de répondre à tous les objectifs fixés de l'étude, il a fallu rassembler une grande variété de données géophysiques décrivant le système TOA aux échelles interannuelle et intrasaisonnière (10-60 jours). Pour cela, nous avons travaillé avec un certain nombre de bases de données. L'étude de la variabilité intrasaisonnière nécessitant de disposer de fichiers au pas de temps inframensuel de façon à pouvoir diagnostiquer des phénomènes d'échelle synoptique (3-10 jours, perturbations de type cyclonique, ondes d'est, lignes de grains), nous avons travaillé sur des données allant du pas de temps quotidien au pas de temps décadaire.

Par ailleurs, nous avons utilisé plusieurs descripteurs de l'état et de la dynamique de l'atmosphère et des surfaces issus de différentes bases de données décrites brièvement ci-dessous. En revanche, en raison de leur spécificité, les données utilisées pour l'étude d'impact du climat sur la présence et l'abondance saisonnière des principaux vecteurs du paludisme, feront l'objet d'un paragraphe en début du chapitre 5.

1.2.1.1 Les précipitations

• Les données CMAP et GPCP

Les diagnostics ont été principalement réalisés en utilisant deux fichiers au pas de temps pentadaire. Le premier est appelé Climate Prediction Center Merged Analysis of Precipitation (noté CMAP, National Oceanic and Atmospheric Administration, National Weather Service, National Centers for Environmental Prediction, <http://www.cpc.noaa.gov/>, Xie et Arkin 1997). Le second est le fichier du Global Precipitation Climatology Project (noté GPCP, Huffman *et al.* 1997 ; Xie *et al.* 2003). Les précipitations CMAP et GPCP sont à la

résolution spatiale de 2.5° de latitude par 2.5° de longitude et couvrent l'intégralité du globe sur la période 1979-2006.

En raison de leur importance, ces estimations méritent d'être commentées en détail. Ces deux bases de données pluviométriques ont été constituées à partir de différentes sources de données (Tableau 1) combinant estimations satellitales et mesures au sol provenant du fichier du Global Precipitation Climatology Centre (GPCC). Les fichiers CMAP et GPCP diffèrent de par la nature des estimations satellitales utilisées (Tableau 1), mais aussi des mesures *in situ* (version corrigée du GPCC pour les données GPCP, et non corrigée pour les données CMAP). En outre, sur l'océan, les données CMAP sont basées en partie sur les mesures des atolls tropicaux, contrairement aux données GPCP qui ne les utilisent pas. Les algorithmes permettant l'estimation des précipitations à partir des données des satellites sont également différents (pour plus de détails se reporter à Xie et Arkin 1997 et Xie *et al.* 2003). D'autre part, deux versions des données pentadaires CMAP existent : nous n'utilisons ici que celle qui ne tient pas compte des données de modélisation numérique pour l'estimation des quantités précipitées.

1.2 Les moyens de diagnostic

Capteur utilisé	Échantillonnage	Couverture	Utilisé par	Références
Infrarouge géostationnaire	8/jour	40°N-40°S (océans et continents)	GPCP CMAP	Arkin et Meisner (1987)
Infrarouge à orbite polaire	4/jour	40°N-40°S (océans et continents)	GPCP CMAP	Janowiak et Arkin (1991)
SSM/I micro-ondes émission	jusqu'à 2/jour	60°N-60°S (océans et continents)	GPCP CMAP	Wilheit <i>et al.</i> (1991)
SSM/I micro-ondes dispersion	jusqu'à 2/jour	60°N-60°S (continents)	GPCP	Ferraro et Marks (1995) Ferraro <i>et al.</i> (1996)
SSM/I micro-ondes dispersion	jusqu'à 2/jour	60°N-60°S (océans et continents)	CMAP	Ferraro et Marks (1995) Ferraro <i>et al.</i> (1996)
Indice de précipitations OLR (OPI)	4/jour	90°N-90°S (océans et continents)	CMAP	Xie et Arkin (1998)
Microwave Sounding Unit (MSU)	4/jour	60°N-60°S (océans)	CMAP	Spencer (1993)
Pluviomètres du GPCC	en continu	continentale globale	GPCP (version corrigée) CMAP (version non corrigée)	Rudolf <i>et al.</i> (1996)
Pluviomètres du GPCC	en continu	atolls tropicaux	CMAP	Morrissey et Greene (1991)

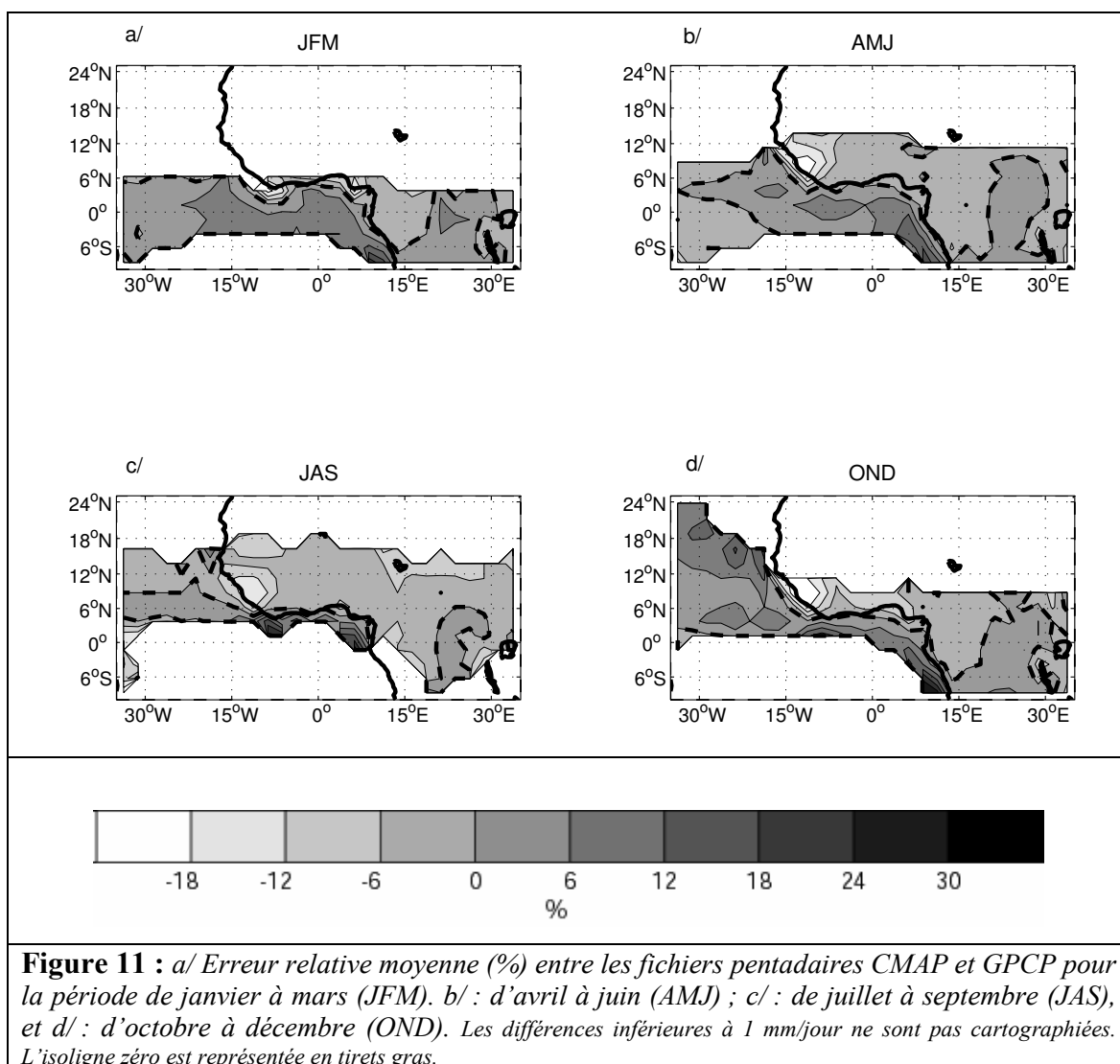
Tableau 1 : Caractéristiques des satellites et des mesures au sol utilisés par les données CMAP et GPCP. Tableau inspiré de Gruber *et al.* (2000).

La constitution des données pentadaires GPCP est postérieure à celle des données CMAP. Elles consistent en un ajustement des données pentadaires CMAP par rapport aux données mensuelles GPCP. De cette façon, les données pentadaires GPCP obtenues sont en accord avec les données mensuelles GPCP, alors que la variabilité haute fréquence correspond à celle des données pentadaires CMAP. Pour plus de détails sur la méthode d'ajustement, il est souhaitable de se reporter à Xie *et al.* (2003).

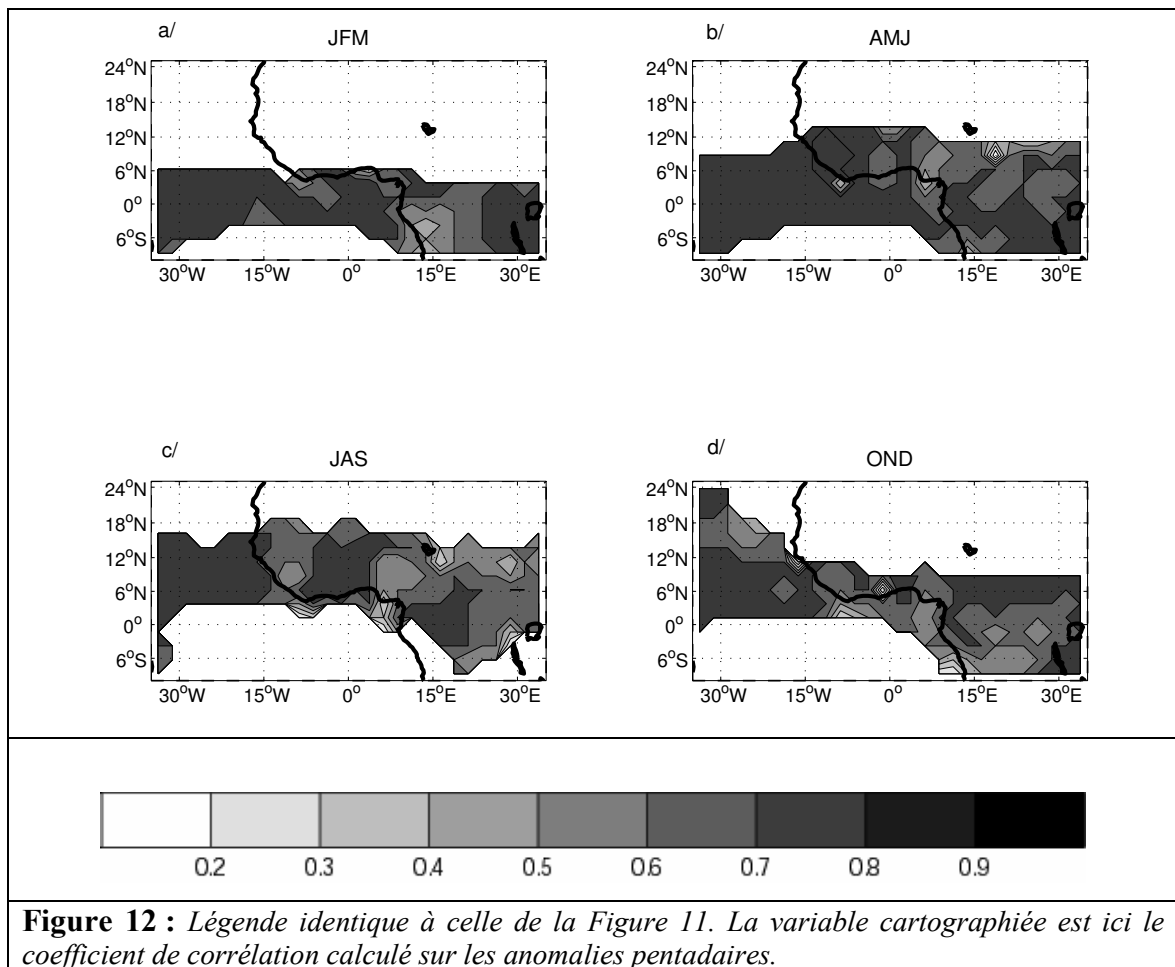
Ces deux jeux de données ont fait l'objet de comparaisons au pas de temps mensuel et à différentes échelles spatiales. Les comparaisons ont été établies sur le globe entier (Yin *et al.* 2004 ; Gruber *et al.* 2000), mais aussi plus particulièrement sur l'Afrique de l'Ouest (Ali *et al.* 2004 ; Ali *et al.* 2005). Nous avons également comparé les deux sources de données sur l'Afrique de l'Ouest au pas de temps pentadaire (Louvet *et al.* 2007). L'analyse des différences quantitatives entre les données a été réalisée par trimestre et par point de grille *via* le calcul de l'erreur relative (ER, Figure 11) définie comme suit :

$$ER = [(CMAP - GPCP) / (CMAP + GPCP) / 2] * 100$$

La Figure 11 montre les différences entre zones océaniques et continentales, déjà soulignées par les comparaisons à l'échelle mensuelle (Yin *et al.* 2004 ; Gruber *et al.* 2000) : les données CMAP fournissent des précipitations plus intenses (faibles) que les données GPCP sur les parties océaniques (continentales). De plus, les différences entre les jeux de données entraînent de légères incertitudes quant à la position en latitude de la ZCIT puisque des erreurs relatives importantes (jusqu'à plus de 25 % en valeur absolue) sont localisées sur les marges sud et nord de la bande pluvieuse. Sur le continent, les principales différences concernent les zones du Fouta Djallon et des monts guinéens. Ces zones présentent la particularité d'être des zones montagneuses proches du littoral. Gruber *et al.* (2000) avaient déjà attiré l'attention sur les différences entre les deux sources de données dans les régions proches du littoral en les attribuant aux méthodes d'estimation différentes entre zones continentales et océaniques. De plus, cette région est mal couverte par le réseau de mesures au sol, ce qui limite le rôle du fichier GPCC dans l'estimation et donne beaucoup plus de poids aux estimations satellitales.



La variabilité commune entre les deux sources de données est analysée au même pas de temps et sur le même découpage saisonnier à travers le coefficient de corrélation calculé sur les anomalies (centrées) pentadaires pour chaque point de grille (Figure 12). Notons que les valeurs sont globalement plus fortes sur l'océan que sur le continent, à l'exception du sud du Nigéria et de la Côte d'Ivoire. Sur le continent, la répartition spatiale des corrélations est assez compliquée et ne semble pas répondre à une logique particulière (zonale ou méridienne)



1.2.1.2 L'atmosphère

• Les réanalyses NCEP-DOE AMIP-II

Afin d'avoir une estimation correcte de différents paramètres atmosphériques relatifs à la surface et à l'atmosphère (Tableau 2), nous avons choisi d'utiliser les réanalyses américaines mises à la disposition de la communauté scientifique par le NCEP (National Center for Environmental Prediction). Le principe des réanalyses est d'utiliser un système d'assimilation quadridimensionnelle associant des observations d'origines diverses (radiosondages, produits satellitaires, observations bateaux, etc.) et des prévisions à courte échéance provenant d'un modèle de circulation. Ce procédé a l'avantage de fournir des données globales relativement cohérentes, disponibles ici à une résolution de 2,5° latitude x 2,5° longitude. Ces données sont calculées sur dix-sept niveaux de pression (de 100 hPa à 10 hPa), toutes les six heures, sur la période allant de 1948 à nos jours.

Les paramètres réanalysés peuvent être classés en quatre catégories selon l'importance relative des observations par rapport au modèle dans le calcul de la valeur de la variable

réanalysée. La catégorie « A » correspond aux variables principalement influencées par les observations et donc considérées comme très fiables. La catégorie « B » comprend les variables qui dépendent à la fois du modèle et des observations, alors que dans la classe « C » on recense les variables quasi exclusivement dépendantes du modèle. Nous retrouvons dans le Tableau 2 les variables issues des réanalyses que nous avons utilisées, ainsi que certaines de leurs caractéristiques (unités, niveau, classe et résolution spatiale).

Variable	Unité	Niveau	Classe	Grille
Pression au niveau de la mer	hPa	surface	A	régulière (2°5x2°5)
Vent zonal	m.s ⁻¹	(925 hPa - >200 hPa)	A	régulière
Vent méridien	m.s ⁻¹	(925 hPa - >200 hPa)	A	régulière
Vitesse verticale	Pa.s ⁻¹	(925 hPa - >200 hPa)	B	régulière
Température de l'air	°C	surface	A	régulière
Hauteur géopotentielle	m	(925 hPa - >200 hPa)	A	régulière
Humidité spécifique	g.kg ⁻¹	(925 hPa - >200 hPa)	B	régulière
Flux net vertical de chaleur latente	W.m ⁻²	surface	C	gaussienne
Flux net vertical de chaleur sensible	W.m ⁻²	surface	C	gaussienne
Humidité des sols	fraction	0-10 cm ; 10 cm-200 cm	C	gaussienne

Tableau 2 : Récapitulatif et caractéristiques des différentes variables NCEP-DOE AMIP-II utilisées au cours de l'étude.

Les réanalyses utilisées proviennent d'une seconde implémentation du modèle NCEP en collaboration avec le Department of Energy (DOE) dans le cadre du Atmospheric Model Intercomparison Project (AMIP). Les réanalyses NCEP-DOE AMIP-II (R-2), disponibles à partir de 1979, ont été choisies parce que, dans cette version, le modèle de précipitations a été remplacé par des observations *in situ* et des estimations satellitales à l'échelle pentadaire de la même façon que pour les données CMAP (Kanamitsu *et al.* 2002). De plus, les réanalyses NCEP-DOE AMIP-II, de même résolution spatiale que les données CMAP, présentent une amélioration par rapport à leur première version en fixant les erreurs et mettant à jour la paramétrisation des processus physiques. Dans cette nouvelle version, les radiances ne sont pas assimilées de façon directe mais utilisent les données SSM/I (Special Sensor

Microwave/Imager) et l'assimilation des données de précipitations a été incorporée. Les principales améliorations portent sur le cycle de l'eau grâce à l'utilisation des données observées des précipitations dans les calculs hydrologiques. Maurer *et al.* (2001) ont montré que les R-2 fournissaient des humidités de sols, des températures de basses couches, des budgets hydrologiques des surfaces continentales et des flux radiatifs océaniques plus proches de la réalité que les R-1. La couche limite et les schémas de convection ont modifié les profils verticaux de vapeur, les R-2 ayant plus d'humidité dans les basses couches que la version précédente. Dans tous les cas, la dernière version des réanalyses américaines fournissent des données atmosphériques et continentales plus proches de la réalité que les précédentes.

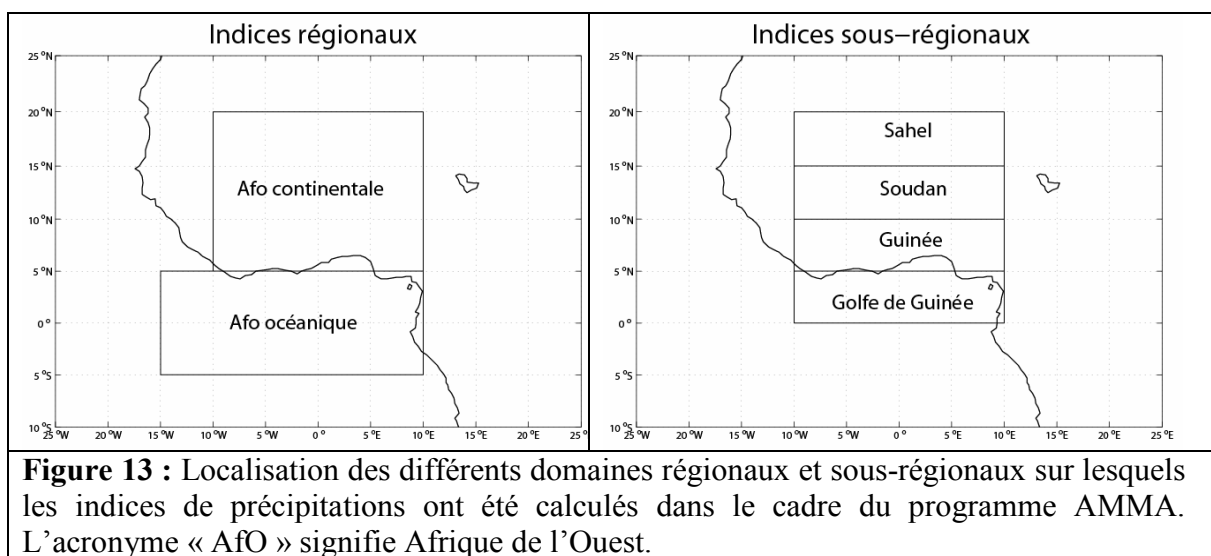
1.2.2 Les méthodes d'analyse

Elles ont déjà été largement décrites. Nous nous attacherons, en conséquence, à n'en décrire que les principes essentiels. D'autres méthodes ont été utilisées, mais comme il ne s'agit pas de méthodes génériques, elles seront présentées en même temps que les résultats qui en dérivent.

1.2.2.1 Le calcul d'indices spatiaux

Des calculs d'indices régionalisés ont été effectués en moyennant l'information sur une aire homogène. L'homogénéité des zones, sur lesquelles les indices ont été calculés, a été au préalable mise en évidence par différentes méthodes (Analyse en Composantes Principales, analyse composite...), lors de nos travaux ou résultant de travaux antérieurs. Pour la construction des indices, seuls les points de grille compris dans les noyaux homogènes significatifs ont été pris en compte. L'homogénéité des noyaux peut être, par exemple, « validée » par un seuil minimal de corrélation entre la chronique du point de grille et les composantes principales. Les noyaux peuvent également avoir été détectés par une classification des points de grille.

Le programme AMMA a défini des indices pluviométriques largement utilisés par la communauté scientifique, ainsi que dans cette thèse. Il convient donc de définir les domaines sur lesquels les indices régionaux et sous-régionaux ont été calculés (Figure 13).



1.2.2.2 Les corrélations linéaires

Il s'agit d'une méthode fréquemment utilisée pour estimer l'intensité d'une relation linéaire entre deux variables. Les détails sont exposés dans Snedecor et Cochran (1956) et Moore (1979). Le carré du coefficient de corrélation (noté R^2 et appelé coefficient de détermination) correspond à la part de variance commune entre les deux variables analysées. L'existence d'une forte valeur du coefficient de corrélation n'implique pas une relation de causalité entre les deux paramètres : il peut s'agir d'un artefact de la méthode ou d'un simple hasard de covariation entre les deux variables ou encore d'une covariation due à un forçage extérieur. Ainsi, il est de rigueur d'interpréter avec une certaine prudence ces coefficients et d'essayer de rattacher les résultats à des mécanismes climatiques ou météorologiques pour leur donner une signification physique. La significativité statistique est obtenue en testant la valeur du coefficient de corrélation par le test de Bravais Pearson et/ou en effectuant des simulations de Monte Carlo.

1.2.2.3 Les Simulations de Monte Carlo

Les méthodes de Monte Carlo sont fondées sur la simulation de variables aléatoires de taille identique à l'échantillon auquel on veut les comparer. Pour cela, plusieurs critères peuvent être choisis : soit en générant aléatoirement une série ayant les mêmes caractéristiques de distribution que la série originale, soit en générant des séries par simple permutation aléatoire de la série originale.

1.2.2.4 L'analyse composite

Cette méthode d'analyse, simple à mettre en oeuvre, est fréquemment utilisée en climatologie diagnostique (Von Storch et Zwiers 1999), notamment pour vérifier qu'un signal mis en évidence sur un paramètre climatique se retrouve dans un second. La méthode consiste à comparer les moyennes de deux échantillons extraits d'une même série chronologique. Le choix des échantillons est fonction d'un critère extérieur (par exemple anomalies négatives vs anomalies positives). La significativité des différences entre les deux échantillons peut être évaluée au moyen du test en t de Student. On trouvera les détails de ce test dans Federighi (1959).

1.2.2.5 La régression linéaire multiple

La régression linéaire multiple, surtout utilisée aux chapitres 4 et 5, vise à expliquer une variable Y par la conjonction de plusieurs variables X, en principe indépendantes les unes des autres. La variable à expliquer est appelée prédicant, les variables retenues par la régression linéaire multiple sont appelées « variables explicatives » ou encore « prédicteurs » dans une optique de prévision. Le but de la régression est de minimiser les résidus du modèle linéaire (Saporta 1990) car plus ils sont faibles, meilleure est l'équation de la régression, *i.e.* plus la régression se rapproche de la réalité.

La méthode retenue pour la sélection des régresseurs est le « pas à pas » (ou stepwise). Elle consiste à recueillir un minimum de prédicteurs explicatifs pour une maximisation de la qualité de la régression, en termes de coefficient de détermination (R^2) et de minimisation des résidus. La première étape consiste à intégrer le premier prédicteur sélectionné. Le paramètre choisi est celui qui a la plus forte corrélation avec le prédicant. Le modèle continue à intégrer de nouveaux prédicteurs qui aident à améliorer la prévision du prédicant tant que l'amélioration de cette prévision est significative. L'adjonction de nouveaux prédicteurs est stoppée quand le gain, en termes de coefficient de détermination, entre deux itérations de la procédure, est non significatif. La significativité est déterminée ici par le test de Fisher au seuil de confiance de 95 %.

Se pose aussi le problème de la colinéarité des prédicteurs. En effet, si les corrélations entre prédicteurs sont trop fortes, elles biaisent le calcul des paramètres du modèle et les résultats sont artificialisés. Un des moyens de connaître la colinéarité est de calculer le facteur d'inflation de la variance (noté VIF). Il est noté :

$$VIF = \frac{1}{1 - R_k^2}$$

où R_k^2 est le carré du coefficient de corrélation multiple entre le prédicteur et x_k et les $p-1$ autres prédicteurs.

Selon Chatterjee et Price (1977), un VIF supérieur à 5 indique que le prédicteur est colinéaire aux autres. Il faut alors le rejeter car il n'apporte aucune information nouvelle et nuit à la qualité de modèle.

1.2.2.6 L'Analyse en Composantes Principales (ACP)

Cette méthode a été utilisée pour décrire les variabilités spatiales et temporelles des précipitations en Afrique de l'Ouest en termes de structure et de mode cohérent de variabilité (Chapitres 1, 2 et 3). Cette méthode factorielle permet d'extraire le maximum d'informations, sous une forme simple, à partir d'un ensemble important de données. En effet, réaliser une ACP revient à remplacer n variables x_1, x_2, \dots, x_i corrélées entre elles, par de nouvelles variables c_1, c_2, \dots, c_i appelées composantes principales. Ces composantes sont des combinaisons linéaires non corrélées entre elles et de variance maximale des variables initiales (Saporta 1990). Il est donc intéressant de ne retenir qu'un nombre restreint de composantes principales tout en expliquant un maximum de variance. Les seuils de signification statistique utilisés dans cette étude pour retenir le nombre de composantes principales sont le test de North (North *et al.* 1982) et le Scree-test (Cattell 1966) qui permettent d'éviter la dégénérescence de l'information. Si l'espace représente les variables et le temps les observations, l'ACP permet de déterminer les ressemblances et les oppositions en termes de variabilité temporelle des unités géographiques considérées.

La procédure de maximisation de la variance peut entraîner la création de composantes artificielles ne représentant pas de véritables structures spatiales. Richman (1986) montre l'intérêt de procéder à une rotation des axes factoriels qui consiste à redistribuer l'information contenue dans les k premières composantes entre k nouvelles composantes. Ces nouvelles composantes principales individualisent et stabilisent mieux les structures spatiales.

1.2.2.7 La Classification Ascendante Hiérarchique

Les méthodes de classification sont très complémentaires des analyses factorielles (Bouroche et Sapota 1987). Alors que ces dernières mettent en évidence des structures, la classification consiste à effectuer une partition de l'ensemble des individus statistiques. Parmi les techniques statistiques de classification, la Classification Ascendante Hiérarchique (CAH) est sans doute la plus communément utilisée.

Elle s'applique sur un tableau de n individus dont on connaît les valeurs sur p variables. Ce tableau est considéré comme un nuage de n individus dans un espace de dimension p dans lequel on peut définir une métrique et une règle (critère d'agrégation) pour agréger un individu et un groupe d'individus (ou entre groupes d'individus).

L'algorithme de classification débute par le choix d'un type de distance entre individus et entre groupes de points. La CAH procède par regroupement successif des individus en fonction de leur ressemblance (métrique et critère d'agrégation) par rapport à un ensemble de critères. À l'étape $n-1$, un dernier regroupement est effectué qui agrège tous les points du nuage dans une même classe.

Les résultats d'une classification peuvent se présenter sous forme d'une hiérarchie emboîtée (arbre hiérarchique ou encore dendrogramme) qui permet de définir des partitions à différents niveaux d'agrégation. C'est à partir de ce résultat graphique que le choix du nombre de classe est effectué.

1.2.2.8 La classification des types de circulation par la méthode des nuées dynamiques

L'application de la méthode des nuées dynamiques a permis de synthétiser la circulation atmosphérique ouest-africaine en une typologie de configurations atmosphériques types, significatives et redondantes dans le temps (Michelangeli *et al.* 1995 ; Ullmann et Moron 2007 ; Pohl *et al.* 2005). Une classification en nuées dynamiques (Diday 1971 et Diday et Simon 1976) a été appliquée sur plusieurs paramètres atmosphériques : les composantes méridiennes et zonales du vent à 925 hPa, 600 hPa et 200 hPa. Ces niveaux ont été choisis du fait de l'importance qu'ils jouent dans la mousson ouest-africaine (voir entre autres, sur le sujet Newell et Kidson 1984 ; Fontaine et Janicot 1992). Tous ces paramètres atmosphériques ont été utilisés au pas de temps pentadaire (calcul de la moyenne sur cinq jours en fonction du calendrier des pentades CMAP et GPCP) entre fin avril et fin octobre (de la 24^{ème} à la 61^{ème} pentade) sur la période 1979-2004 et sur le domaine s'étendant de l'équateur à 20°N en latitude, et entre 15°W et 15°E en longitude (858 points de grille). Le critère

d'agrégation utilisé pour la formation des classes est la distance euclidienne au centre de gravité de chaque classe.

Au préalable, deux opérations ont été effectuées. Tout d'abord, la matrice des vents zonaux et méridiens a été standardisée par la double opération de centrage et réduction, afin de ramener la valeur de la moyenne à 0 et l'écart-type à 1 et donc de donner à chaque niveau le même poids. Par la suite, une ACP a permis de « résumer » la matrice en cinq composantes principales qui représentent 51,7 % de la variance totale des champs d'origine. C'est sur cette nouvelle matrice que la méthode des nuées dynamiques a été appliquée. Deux problèmes se posent alors : la dépendance de la partition finale aux noyaux initiaux et le choix du nombre optimum k de classes. Le premier problème est résolu en exécutant plusieurs classifications (50) à partir de noyaux différents toujours pris au hasard. On garde ensuite la partition qui offre le meilleur compromis avec les 49 autres, *i.e.* celle dont la corrélation moyenne avec les autres est la plus élevée. Cette corrélation moyenne correspond à l'indice de classifiabilité (Figure 14) de l'ensemble en k classes. Pour savoir quelle est la partition optimale, nous avons ensuite comparé l'indice de classifiabilité avec celui d'une classification faite sur des composantes principales générées aléatoirement par une procédure de Monte Carlo. Les composantes principales générées aléatoirement ont la même covariance que celles issues de l'ACP. Le meilleur nombre k de classes est obtenu lorsque l'indice de classifiabilité des observations est supérieur à celui issu de la procédure de Monte Carlo. Il ne s'agit alors pas d'une valeur k obtenue au hasard, mais du reflet spécifique des données. Nous voyons sur la Figure 14 que les partitions en trois et sept classes se détachent du « bruit rouge ». Cependant, trois classes ne permettent pas de discriminer correctement les différents types et la classification en sept partitions offre un meilleur compromis des types de circulation atmosphérique dans la zone étudiée et permet de ne pas manipuler trop de classes pour les utilisateurs de la typologie. Nous verrons, lors de la présentation du climat moyen de l'Afrique de l'Ouest, que cette méthode possède un autre avantage : celui de fournir une reconstitution d'une climatologie saisonnière de l'Afrique de l'Ouest.

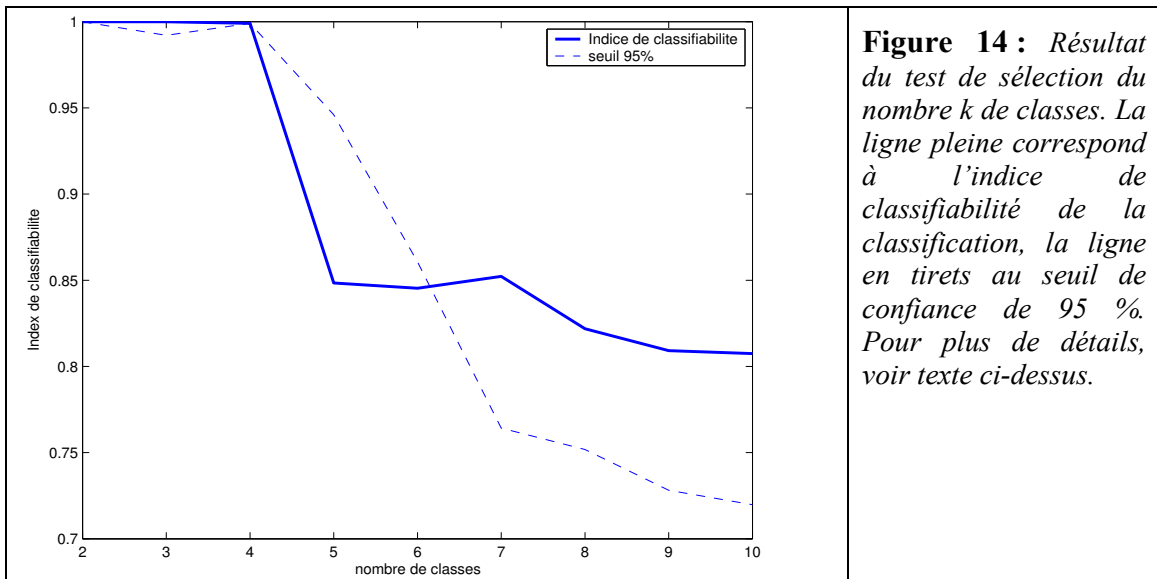


Figure 14 : Résultat du test de sélection du nombre k de classes. La ligne pleine correspond à l'indice de classifiabilité de la classification, la ligne en tirets au seuil de confiance de 95 %. Pour plus de détails, voir texte ci-dessus.

1.3 La variabilité des précipitations aux échelles intrasaisonnière et saisonnière

Avant de décrire le cycle saisonnier moyen de la mousson ouest-africaine, nous allons présenter une revue bibliographique des principaux résultats obtenus sur la variabilité intrasaisonnière (10-60 jours) des précipitations en Afrique de l'Ouest.

1.3.1 Modulation intrasaisonnière des précipitations et hypothèses : ce que l'on sait

La mousson ouest-africaine enregistre des fluctuations intrasaisonnières relativement négligées par la littérature. Cependant, quelques études récentes se sont intéressées à cette échelle.

Grodsky et Carton (2001) et Louvet et Janicot (2003) ont travaillé sur le pré-démarrage et le démarrage de la première saison des pluies guinéennes. Le pré-démarrage est caractérisé par une oscillation bihebdomadaire sensible dans les précipitations et le vent zonal de basses couches. Cette oscillation s'accompagne d'un refroidissement des TSM au large des côtes de Guinée Conakry et de Sierra Leone et de la réduction du gradient zonal de pression entre océan et continent. Louvet et Janicot (2003) montrent qu'une détermination de la date de démarrage de la première saison des pluies guinéennes est possible en utilisant conjointement des données d'OLR et de précipitations. Cette date, en moyenne le 10 avril, représente la mise en place de la première saison des pluies sur le secteur de la basse côte guinéenne intervenant

après le pré-démarrage décrit par Grodsky et Carton (2001). Autour du moment d'occurrence du démarrage, des fluctuations périodiques fortes dans la gamme 25-70 jours ont été mises en évidence. Ils ont également montré que le démarrage provient d'une interaction entre le signal saisonnier, relatif au déplacement méridien de la ZCIT, et une impulsion intrasaisonnière représentée par la propagation vers l'est des ondulations du jet subtropical de l'hémisphère nord.

Sultan et Janicot (2000), Sultan et Janicot (2003) et Drobinski *et al.* (2005) se sont focalisés sur la migration saisonnière de la ZCIT liée au démarrage de la saison de pluies sur la bande soudano-sahélienne. Cette dynamique est caractérisée par une transition rapide entre une première position d'équilibre à 5°N, en mai et juin, et une deuxième latitude d'équilibre à 10°N en juillet et août. Ces auteurs ont également mis en place une méthode de détection du « saut de mousson » sur la période 1968-2007. L'analyse de la circulation atmosphérique au moment du démarrage montre une amplification des composantes méridiennes et zonales de la dynamique des basses pressions sahariennes.

Louvet *et al.* (2003) ont montré que les différents stades de la mousson ouest-africaine évoqués précédemment n'étaient ni spécifiques à une latitude donnée, ni indépendants les uns des autres. Ceux-la interviennent à la fin des pauses du système de mousson (périodes pendant lesquelles les précipitations stagnent, voire décroissent) et peuvent avoir un impact sur la suite de la saison des pluies (voir chapitre 3).

Janicot et Sultan (2001) ont dégagé une modulation intrasaisonnière spécifique à la dynamique de la mousson sur l'Afrique de l'Ouest, couplée à des anomalies dans la circulation de basses couches, avec des fréquences significatives dans les gammes 10-25 jours (avec un pic à 15 jours) et 30-40 jours (pic à 38 jours). Une analyse composite prenant en compte des indices pluviométriques régionaux sur le Sahel montre que le signal le plus fort se traduit par des phases de renforcement et d'affaiblissement de la mousson, avec un signal quasi périodique à quinze jours. Cette modulation de la convection est cohérente avec la dynamique atmosphérique dans les basses couches qui montre une propagation vers l'ouest de larges circulations cycloniques et anticycloniques sur le Sahel, s'associant avec des anomalies d'advection d'humidité à l'échelle intrasaisonnière.

En 2000, Matthews a proposé une hypothèse intéressante dans laquelle les fluctuations intrasaisonnières de la mousson ouest-africaine sont partiellement imputables à une réponse à distance de l'oscillation de Madden-Julian (notée MJO, Madden et Julian 1971, Matthews 2000 et Matthews 2004) dont la gamme de variabilité se situe entre trente et soixante jours. Dans cette théorie, les ondes de Kelvin (se propageant vers l'est) et de Rossby (se propageant

vers l'ouest), après un circuit le long du rail équatorial, se rencontrent vingt jours plus tard au-dessus de l'Afrique de l'Ouest où les anomalies négatives de température de la moyenne troposphère favorisent la convection profonde. Pour Pohl (2007) la MJO semble impliquée surtout dans les baisses des cumuls pluviométriques pendant la saison de mousson (surtout sur le golfe de Guinée et la bande guinéenne). Il a été montré qu'elle est également associée à certaines anomalies sèches (d'amplitude relativement modeste) sur le Sahel. Toutefois, ces excédents de pluie ne semblent pas résulter uniquement de phénomènes impliquant la convection profonde : la réponse des champs atmosphériques à la MJO diffère donc sensiblement de l'amplification périodique de la convection décrite dans Matthews. Mounier (2005) a, de son côté, remis en cause les hypothèses de Matthews en dégagant un mode de variabilité à quarante jours purement africain, en plus d'une réponse régionale à la MJO.

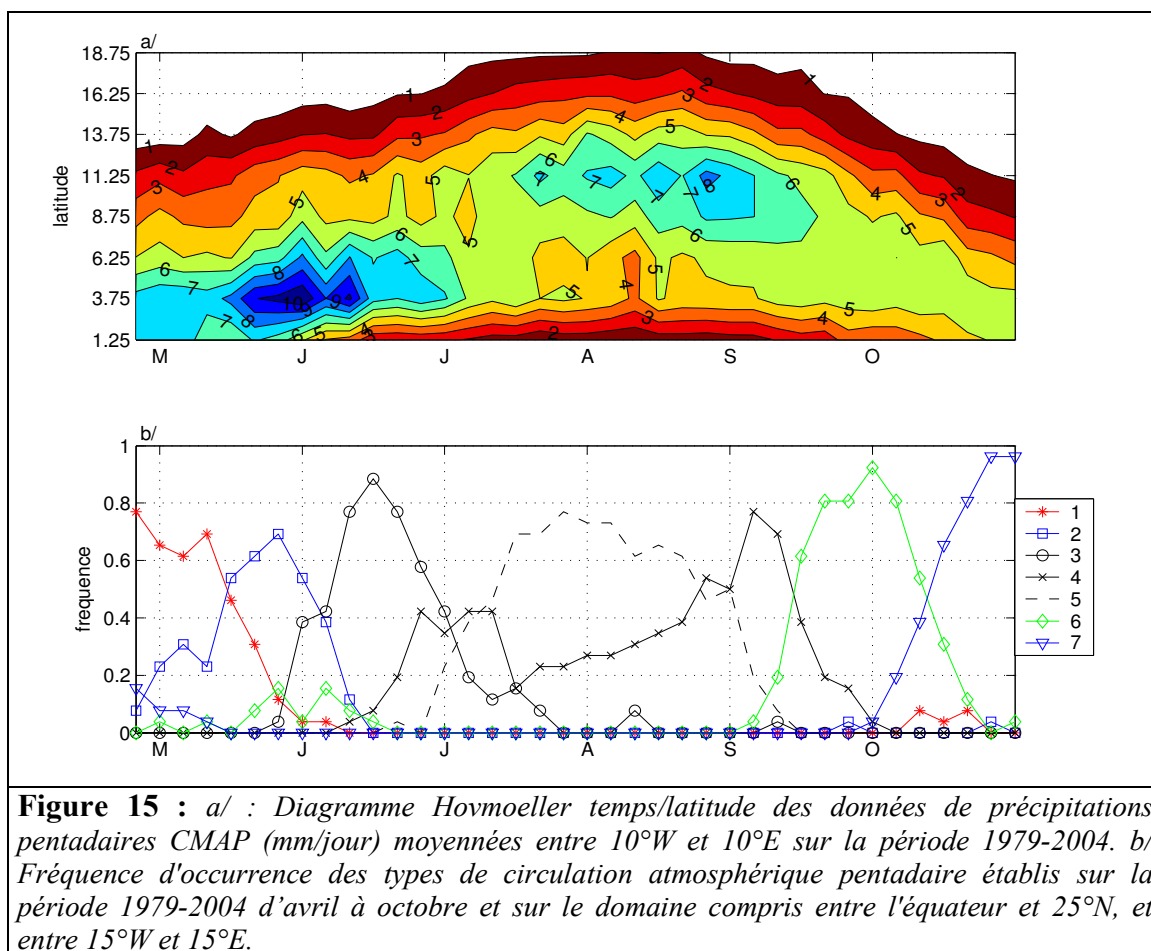
Ces diagnostics et hypothèses apparemment différents obéissent toutefois à des modes de circulation qu'il est possible de bien cerner.

1.3.2 Évolution saisonnière moyenne des précipitations et conditions atmosphériques

En raison de la répartition zonale des précipitations (Figure 4), la saisonnalité des pluies en Afrique de l'Ouest peut être abordée tout d'abord de façon méridienne, *via* un diagramme Hovmoeller temps-latitude pour lequel les précipitations CMAP ont été moyennées entre 10°W et 10°E (Figure 15 a/). La bande pluvieuse visible sur ce graphique marque (valeurs > 6 mm/jour) l'emplacement moyen en latitude de la ceinture de pluies associée à la ZCIT. Celle-ci suit en moyenne un déplacement latitudinal d'une dizaine de degrés au cours de sa migration saisonnière entre avril et octobre. Ce déplacement se décompose en plusieurs phases : quasi-stagnation entre fin avril et mi-juin, entre mi-juillet et mi-septembre, déplacement vers le Nord entre mi-juin et mi-juillet, puis en direction du Sud entre mi-septembre et fin octobre.

À ceci s'ajoutent des variations dans l'intensité des précipitations au sein de la ZCIT. On observe ainsi, aux latitudes guinéennes, une intensification des pluies à partir de la mi-mai et ce jusqu'à la mi-juin. À partir de cette date, les précipitations se font moins abondantes aux latitudes guinéennes alors qu'elles commencent à s'intensifier aux alentours de 10°N. Le saut de mousson (fin juin) marque la transition entre la première saison des pluies guinéenne et la saison humide soudano-sahélienne. Lors de ce déplacement latitudinal, assez rapide, du cœur de la ZCIT, les précipitations sont moins intenses. Au contraire, la phase de migration vers le

sud de la ceinture pluvieuse est caractérisée par une relative constance des abats pluviométriques.



Ainsi, les saisons des pluies des zones guinéennes et soudano-sahéliennes sont déphasées (Figure 15 a/) : la région guinéenne voit passer deux fois la ZCIT au cours de l'année, ce qui a pour conséquence de lui conférer un régime de précipitations bimodal, contrairement aux latitudes plus septentrionales dont le régime est unimodal.

Nous avons fait le choix de présenter la saisonnalité des conditions de surfaces (pressions ramenées au niveau de la mer et température de surface) et de certains paramètres atmosphériques (vent aux trois niveaux géopotentiels sélectionnés), au travers d'une classification en types de circulation atmosphérique de fin avril à fin octobre, de façon à se concentrer sur la période la plus active des précipitations liées aux saisons des pluies. Observons, cependant, que le début de la première saison des pluies de la côte guinéenne échappe à la classification. Cette saison sera documentée lors de l'étude de la variabilité intrasaisonnière des précipitations.

Voyons donc comment une classification en types de circulation atmosphérique permet de rendre compte de la climatologie des paramètres climatiques clés de la région. La Figure 15 b/ montre les fréquences d'occurrence par pentade (sur la période 1979-2004) de chaque classe d'avril à octobre. Les classes sont numérotées de 1 à 7 en fonction de la chronologie de leur apparition au cours de la partie de l'année étudiée, puisque à l'exception de la 4, il est clair que chaque classe possède une fréquence d'occurrence préférentielle au cours de l'année. Les classes 1 et 2 dominent de fin avril à début juin, alors que la classe 6 intervient surtout au moment où les précipitations guinéennes s'affaiblissent (mi-juin, Figure 15 a/). La classe 4 est une classe particulière par rapport aux autres, dans le sens où elle apparaît à deux moments de l'année : elle correspond aux phases de transition de la ZCIT entre latitudes sahéliennes et soudaniennes. Ainsi, elle est présente lors du saut de mousson à la mi-juin, mais aussi lorsque la ZCIT quitte la zone sahélienne à la fin de l'été boréal. La classe 5 correspond au type de circulation atmosphérique présent pendant la saison des pluies soudano-sahélienne, *i.e.* la période pendant laquelle la ZCIT occupe sa position la plus septentrionale. Enfin, les classes 6 et 7 se rattachent aux types de circulation se manifestant pendant l'automne boréal. La dernière de ces classes ne sera pas utilisée pour la présentation de la climatologie moyenne des paramètres clés de la mousson ouest-africaine, parce qu'elle intervient à la fin de la deuxième saison des pluies guinéenne, ce qui n'est pas crucial pour la compréhension de la mousson ouest-africaine. D'autre part, les caractéristiques de la classe 7 sont assez proches de celles de la classe 6 : elle correspond à un stade plus avancé du retrait du système de mousson en direction de l'océan.

Ce qui suit présente une climatologie moyenne originale fondée sur l'occurrence des types de circulation et non pas du seul calendrier. Elle a été établie en faisant la moyenne de toutes les pentades concernées pour une classe donnée sur la période 1979-2004. Cette climatologie est présentée paramètre par paramètre, dans un but didactique, pour déterminer l'évolution saisonnière. Les paramètres présentés sont les pressions ramenées au niveau de la mer (Figure 16 a/-b/), la température de surface (Figure 16 i/-n/), les précipitations (Figure 18) et la dynamique atmosphérique aux niveaux géopotentiels retenus : 925 hPa (Figure 16 a/-f/), 600 hPa (Figure 17 a/-f/) et 200 hPa (Figure 17 i/-n/). Rappelons que la classification est réalisée sur les seules composantes du vent. Les cartes de pression au niveau de la mer, de températures de surface et de précipitations résultent de la projection des classes sur ces paramètres.

1.3 La variabilité des précipitations aux échelles intrasaisonnière et saisonnière

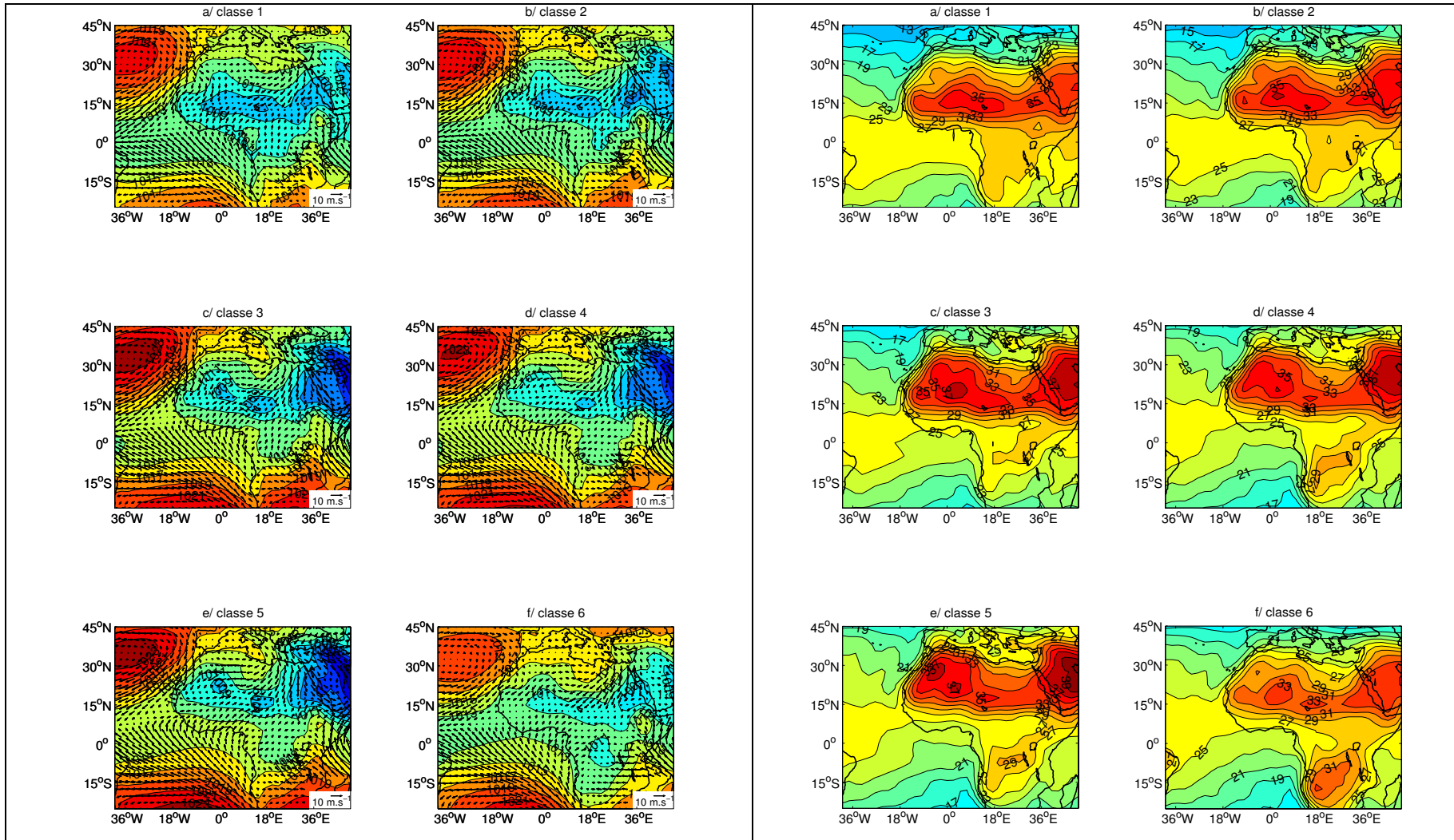


Figure 16 : *Panel de gauche : champ moyen de vent à 925 hPa (vecteurs en $m.s^{-1}$) et de la pression réduite au niveau de la mer (couleurs, en hPa) des classes 1 (a), 2 (b), 3(c), 4 (d), 6 (f) issues de la typologie des circulations atmosphériques pentadires établie sur la période 1979-2004 et sur le domaine compris entre l'équateur et 25°N, et entre 15°W et 15°E. Panel de droite : légende identique pour le champ de température au sol (°C) de classes 1(i), 2 (j), 3 (k), 4 (l), 5 (m) et 6 (n).*

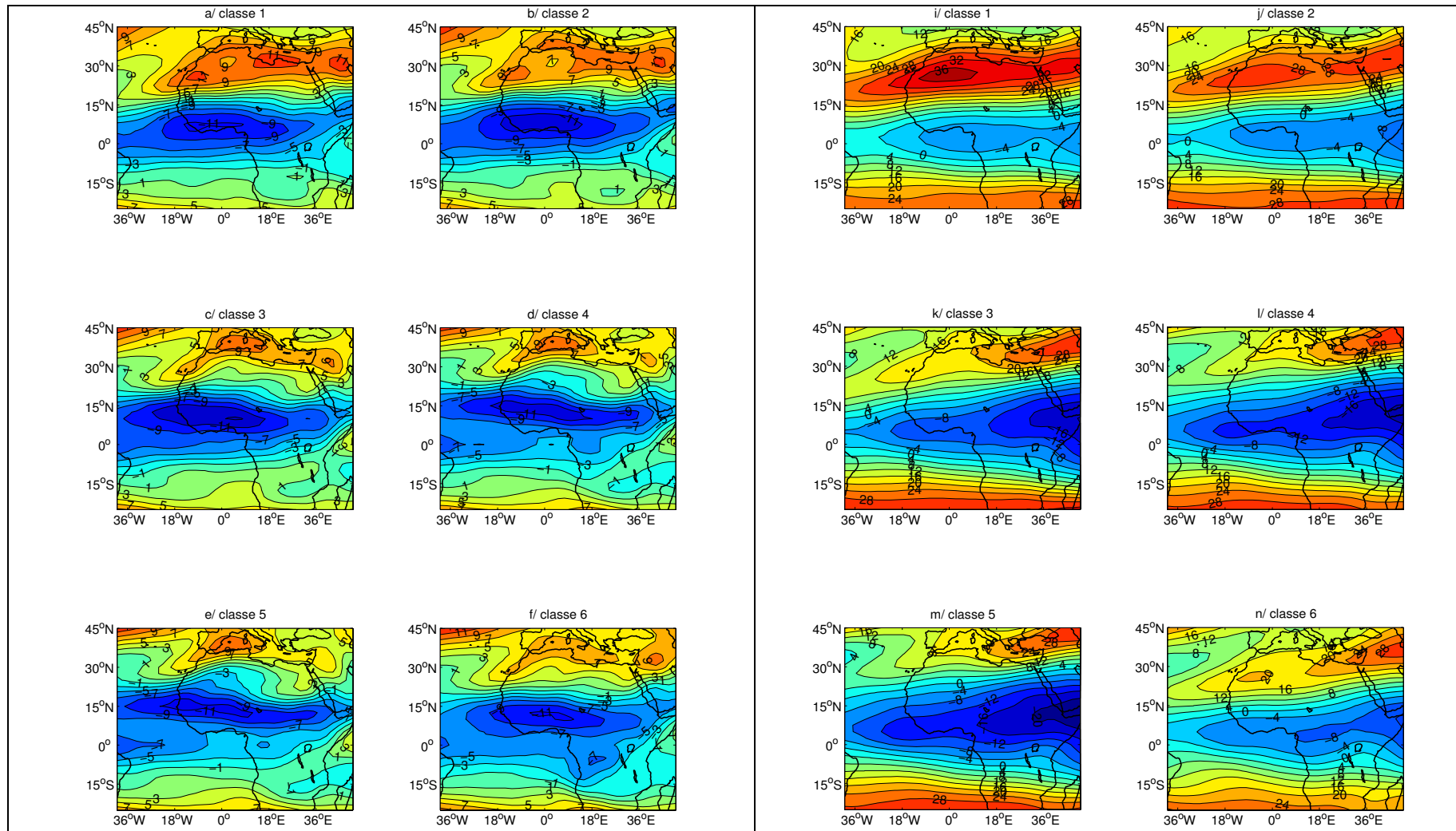
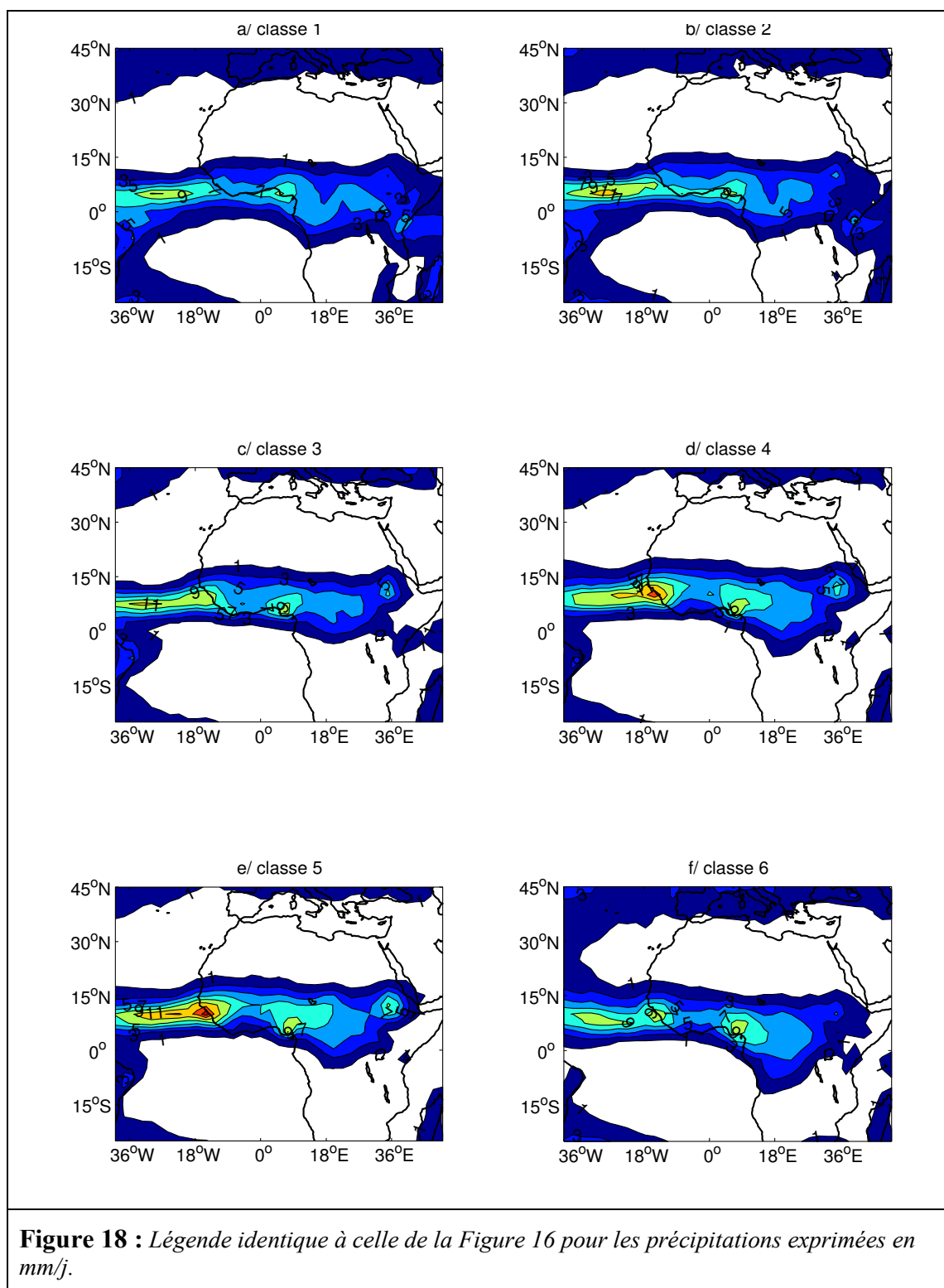


Figure 17 : Légende identique à celle de la Figure 16. Gauche : La variable cartographiée est ici le vent zonal à 600 hPa en $m.s^{-1}$. Droite : la variable cartographiée est le vent zonal à 200 hPa en $m.s^{-1}$.

1.3 La variabilité des précipitations aux échelles intrasaisonnière et saisonnière



A) De fin avril à début juin (classes 1 et 2, Figure 16 i/-j/), de forts gradients thermiques sont en place entre zones continentales et océaniques. Le continent s'échauffe fortement au printemps boréal en lien avec la remontée vers le nord de la position zénithale du soleil. Il résulte de cet échauffement continental deux gradients thermiques : un gradient méridien à partir de l'Atlantique tropical sud en direction de la zone sahélienne, un gradient zonal à partir de l'Atlantique tropical nord en direction des hautes températures continentales. Au niveau barométrique, les mêmes constats sont faits. La dépression thermique sahélienne (« Heat Low ») contraste avec l'anticyclone des Açores dans le sens zonal et avec l'anticyclone de Sainte-Hélène dans le plan méridien. Ces contrastes thermiques et barométriques guident la circulation dans les basses couches (Figure 16 a/-b/). Dans l'hémisphère sud, la circulation de basses couches est sous le contrôle de l'anticyclone de Sainte-Hélène. Plus précisément, sur l'Afrique de l'Ouest, les actions conjuguées des basses pressions thermiques et du renforcement hivernal de l'anticyclone de Sainte-Hélène entraînent les alizés de l'hémisphère sud à pénétrer dans l'hémisphère opposé (Figure 16 a/-b/). Lors du passage de l'équateur, ceux-ci acquièrent une composante sud-ouest qui s'amplifie avec la latitude sous l'effet de la force de Coriolis. Au-dessus du golfe de Guinée, ce flux de sud-ouest se charge en vapeur d'eau, ce qui contraste fortement avec la sécheresse des flux d'Harmattan de nord-est. Cette convergence de flux en surface marque l'emplacement du FIT. En moyenne troposphère (600 hPa, Figure 17 a/-b/), on observe un flux d'est sur l'Afrique de l'Ouest qui forme le JEA. La circulation d'est associée au JEA est sensible sur une bande d'une dizaine de degrés de latitude, le cœur du jet étant, à cette saison, centré sur 5-6°N. En haute troposphère (Figure 17 i/-n/), le jet d'est est particulièrement sensible sur le continent entre 5°S et 8°N environ. De part et d'autre de ce courant jet, la circulation se fait d'ouest en est au sein des jets subtropicaux. Les précipitations associées à la convergence des basses couches sont principalement localisées aux latitudes guinéennes (Figure 18 a/-b/).

B) Au cours du mois de juin (classe 3, Figure 16 c/ et k/), le cœur de la dépression thermique s'est déplacé vers le nord-ouest. Dans le même temps, les gradients thermiques et barométriques se sont renforcés en liaison avec le refroidissement des eaux de surface et le renforcement de la pression au niveau de la mer du golfe de Guinée. Ceci entraîne la progression vers le nord du FIT et l'intensification du flux de mousson (Figure 16 c/). Le cœur des jets d'altitude est lui aussi déplacé vers le nord (Figure 17 c/ et k/). En haute troposphère, le JET s'est accéléré. L'ensemble de ces conditions atmosphériques et de surface

fait migrer le cœur de la ZCIT et les précipitations associées aux environs de 7-8°N (Figure 18 c/).

C) Les transitions entre les classes 3, 4, puis entre 4 et 5 (de fin juin à début juillet) marquent un déplacement net de l'ensemble du système en direction du nord (le saut de mousson) dès après le solstice. La zone d'échauffement continental maximale s'est déplacée vers le nord-ouest (Figure 16 k/-m/). Dans les basses couches, le FIT (Figure 16 c/-e/) a migré vers le nord, entraînant la ceinture de pluies des latitudes guinéennes aux latitudes soudano-sahéliennes (Figure 18 c/-e/). Les jets d'altitude ont également migré vers le nord (Figure 17 c/-e/ et k/-m/). On note, simultanément, un renforcement des flux d'est du JEA par rapport à la période précédente et un renforcement du JET.

D) La situation en classe 5 (de juillet à début septembre) est typique des conditions de l'été boréal en Afrique de l'Ouest. Elle correspond à la position la plus septentrionale de l'ensemble du système de mousson au cours de son cycle annuel, alors que la position zénithale du soleil a commencé sa migration vers le sud.

E) Ce n'est que par la suite (classe 6), que l'ensemble du système migre vers le sud (Figure 16 f/ et n/, Figure 17 f/ et n/). Les gradients (méridiens et zonaux) thermiques et barométriques sont alors moins forts (Figure 16 f/ et n/), le FIT se place aux latitudes guinéennes. Cette situation correspond à la deuxième saison des pluies guinéenne (Figure 17 f/).

1.4 Synthèse de chapitre

Le domaine d'étude appartient au domaine intertropical (5°N-20°N ; 18°W-20°E). De par sa localisation dans l'hémisphère nord il se présente comme une incursion continentale importante dans l'Atlantique tropical qui contribue à la mise en place de la mousson. Du point de vue de la surface continentale, l'Afrique de l'Ouest montre une certaine homogénéité du relief et une distribution zonale de la végétation. Cette dernière entraîne des gradients méridiens d'énergie et favorise ainsi la pénétration du flux de mousson sur le continent.

Les bases de données CMAP, GPCP et les réanalyses NCEP-DOE AMIP-II ont été sélectionnées pour la description des précipitations et paramètres atmosphériques (pression, vent, flux verticaux de chaleur, température, etc.).

La région étant localisée dans la zone intertropicale, son climat est rythmé principalement par la pluviométrie. Les saisons des pluies des zones guinéennes et soudano-sahélienne ne sont pas en phase. Du fait du double passage de la ZCIT, la région guinéenne connaît un rythme pluviométrique bimodal (deux saisons des pluies respectivement centrées sur le printemps et l'automne de l'hémisphère nord). Au contraire, les latitudes étudiées plus septentrionales sont caractérisées par une unique saison des pluies centrée sur l'été boréal.

Parmi les différentes méthodes présentées, retenons que la classification en type de circulation par les nuées dynamiques a permis de faire une synthèse de la climatologie de la mousson ouest-africaine. Les résultats de cette classification, réalisée sur les seules composantes du vent à trois niveaux géopotentiels (925 hPa, 600 hPa et 200 hPa), projetés dans différents paramètres climatiques, illustrent l'évolution saisonnière des principales composantes de la mousson ouest-africaine : ZCIT, flux de mousson, Harmattan, JET, JEA et dépression thermique saharienne. En effet, les types de circulation montrent une certaine récurrence dans leur succession organisée en moyenne autour de moments clés dont voici quelques exemples :

- Renforcement des gradients barométriques et thermiques.
- Migrations latitudinales du système de mousson et de la ceinture des pluies associées.
- Intensification du JET.

Chapitre 2 : La question d'une mémoire interannuelle en Afrique de l'Ouest

Introduction

L'investigation du contrôle des fluctuations pluviométriques par une mémoire *in situ* résultant des interactions entre la surface continentale et l'atmosphère, *via* l'humidité des sols, a suggéré des réponses parfois contradictoires (Philippon et Fontaine 2002 vs Douville *et al.* 2007 et Shinoda et Yamaguchi 2003). À ce jour, la question reste entière. Philippon et Fontaine (2002) ont observé qu'une saison des pluies au Sahel anormalement humide tendait à être précédée par des anomalies positives d'humidité des sols sur la zone soudano-guinéenne pendant l'automne boréal précédent. Pour Douville *et al.* (2007), le lien statistique entre ces deux saisons serait un artefact dû à des téléconnexions entre précipitations et modes tropicaux des TSM aux échelles interannuelle et multidécadale. De la même façon, il est avéré depuis longtemps que la mousson ouest-africaine est en partie contrainte, *via* des processus de mémoire à long terme, par les téléconnexions qu'elle entretient avec les grands modes variabilités des TSM (El Niño Southern Oscillation, North Atlantic Oscillation et dipôle atlantique). À ces grands modes de variabilité, s'ajoute l'influence des TSM de la Méditerranée (Rowell 2003). Même si ces phénomènes exercent une grande influence sur la mousson africaine, seule la conjugaison de plusieurs phénomènes permet d'expliquer l'évolution pluviométrique des dernières décennies.

Il apparaît donc important de chercher à savoir si les conditions automnales, *i.e.* pendant la phase de retrait sur le continent, peuvent avoir des répercussions et des impacts sur le déroulement et la qualité de la mousson de l'année suivante, indépendamment des forçages extérieurs et/ou océaniques (TSM). En effet, il est clair que le déroulement d'une saison des pluies est dépendante des conditions initiales en termes de gradients d'ESH, de température, d'humidité, etc., qui conditionnent le rythme du déplacement du système de mousson ainsi que son intensité précipitante. Deux échelles temporelles sont donc impliquées : les pas de temps interannuel et intra-saisonnier.

Pour réaliser cette étude et alimenter la discussion, cinq jeux de données, indépendants les uns des autres pour la plupart, ont été sélectionnés (précipitations CMAP, flux de chaleur réanalysés, données d'humidité des sols et deux jeux de

réanalyses). Malheureusement, très peu de données *in situ* d'humidité des sols sont à disposition en Afrique de l'Ouest. Nous avons donc eu l'obligation de travailler uniquement sur les estimations satellitales et des réanalyses de classe « C » quasi exclusivement dépendantes des modèles de sol et de précipitations.

Une des estimations d'humidité des sols utilisées provient du Soil Water Index (SWI, Wagner *et al.* 1999). L'humidité des sols estimée est obtenue *via* le diffusiomètre des satellites ERS (European Remote Sensing Satellite). En effet, les valeurs ne sont pas issues d'une mesure directe du contenu en eau des sols, mais proviennent d'une estimation satellitale utilisant la rétrodiffusion du signal par la surface. Chaque donnée est exprimée en pourcentage allant de 0 (pour un sol totalement sec) à 100 (pour un sol saturé en humidité). Dans les faits, le diffusiomètre ne fournit d'indication que sur l'humidité de la partie supérieure des sols (approximativement les cinq premiers centimètres) et le calcul du SWI dérive de cette mesure : les données de SWI sont influencées aussi bien par la végétation que par la rugosité de surface. Cependant, des méthodes ont été développées pour éliminer ces effets (Wagner et Scipal 2000 et Wagner *et al.* 1999). Il est alors possible d'avoir des données d'humidité des sols décadaires à une l'échelle de 50 km² sur l'Afrique. À cette fréquence, les données de SWI représentent principalement le contenu utilisable de l'eau de surface. En ce qui concerne la région d'Afrique de l'Ouest, les données sont disponibles sur 10 218 pixels et couvrent la période 1992-2000.

Afin de confirmer ou d'infirmer les signaux détectés dans le SWI, la même méthodologie a été appliquée aux réanalyses américaines (NCEP-DOE AMIP-II, Kanamitsu *et al.* 2002) et européennes (ERA40 fournies par l'ECMWF, Uppala *et al.* 2005) d'humidité des sols. Les réanalyses américaines sont disponibles sur deux niveaux : un premier compris entre 0 et 10 cm de profondeur, un deuxième entre 10 et 200 cm. Les réanalyses européennes ont été étudiées aux niveaux de profondeur respectivement compris entre 0 et 7 cm, 7 et 28 cm et entre 28 et 100 cm. L'unité des réanalyses est le rapport « volume d'eau/volume de sol ». La principale différence réside dans le fait que les réanalyses américaines d'humidité des sols NCEP-DOE AMIP-II sont « influencées » par des données estimées de précipitations construites sur le principe des données CMAP et GPCP (mélange entre estimations satellitales et précipitations mesurées *in situ*), lorsque les sorties du modèle de précipitations NCEP s'écartent des données estimées. Une correction est ainsi apportée au pas de temps pentadaire en fonction de la sous-estimation ou de la surestimation du modèle de précipitations NCEP

(Kanamitsu *et al.* 2002). Ce type de correction n'est pas apporté pour le calcul de l'humidité des sols ERA40 qui est alimenté uniquement par les précipitations du modèle européen, sans donc être rappelé à la pluie « observée ».

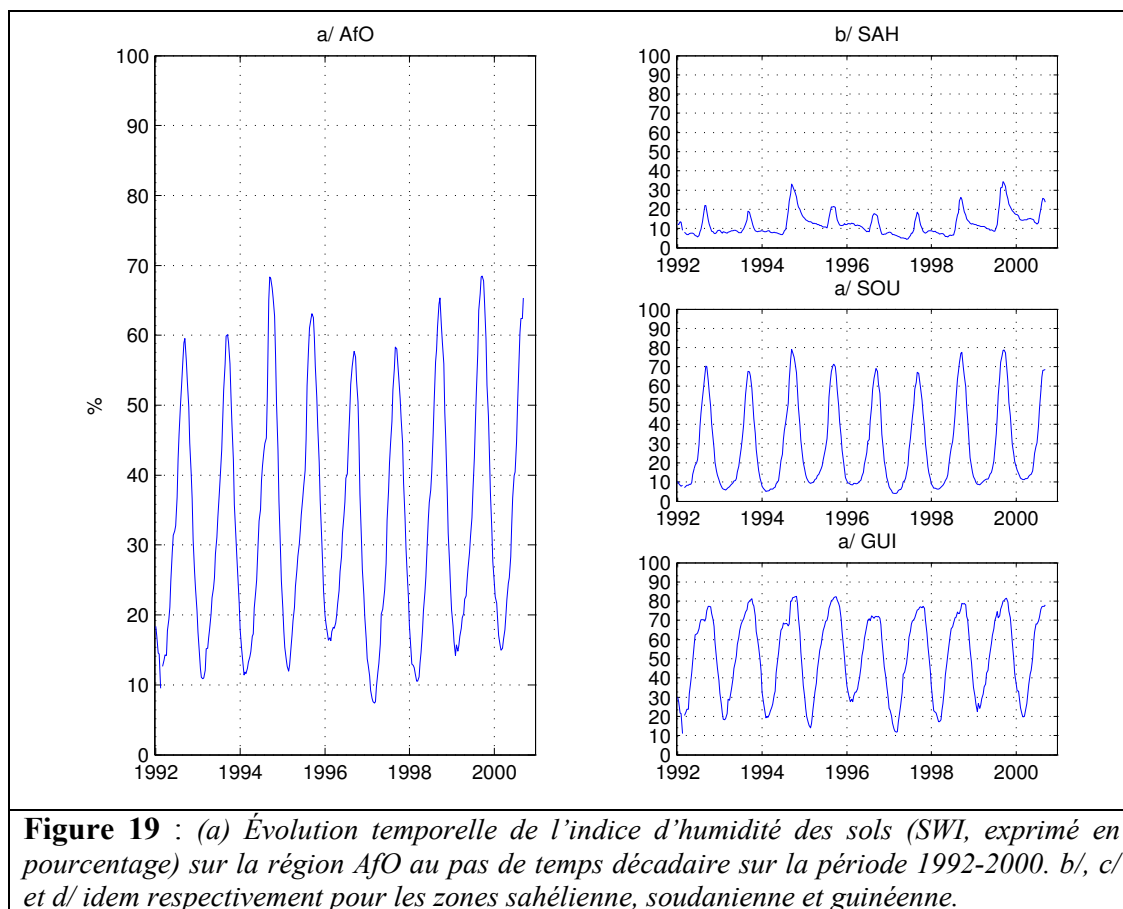
La majeure partie des résultats de ce chapitre dérive d'un article publié (Fontaine *et al.* 2007), mais présente également de nombreux éléments complémentaires, ainsi qu'une discussion plus fournie et argumentée. Le chapitre est organisé de la façon suivante. Dans un premier temps, les fluctuations de l'humidité des sols seront abordées à différentes échelles temporelles (interannuelle et annuelle) et déclinées en fonction des anomalies pluviométriques. L'impact des conditions anormales d'humidité (précipitations et humidité des sols), pendant la phase de retrait de la mousson, sera ensuite recherché sur l'humidité des sols, les précipitations et les flux nets verticaux de chaleurs (sensible et latente) tels que modélisés. Enfin, en conclusion, les hypothèses sur les processus impliqués seront détaillées et discutées.

2.1 L'humidité des sols en Afrique de l'Ouest

2.1.1 Fluctuations à l'échelle interannuelle

La Figure 19 présente les chroniques complètes de l'indice de SWI sur différents domaines ouest-africain (AfO), sahélien (SAH), soudanien (SOU) et guinéen (GUI) à l'échelle décadaire sur la période 1992-2000 définies par le programme AMMA (voir Chapitre 1, section définition des indices).

À l'échelle de l'Afrique de l'Ouest (Figure 19 a/), la variabilité interannuelle de l'humidité des sols oppose des années aux sols superficiels particulièrement humides (par exemple, les années 1994, 1998 et 1999), et particulièrement secs (par exemple, 1992, 1996 et 1997). La chronique montre une persistance des sols secs d'une année sur l'autre, comme en 1996 et 1997 par exemple (avec des valeurs inférieures à 10 % d'humidité), et inversement (1999 et début 2000, >15 %). En accord avec les cumuls pluviométriques annuels (voir Figure 4), la zone guinéenne présente les plus fortes valeurs d'humidité des sols, alors que le domaine sahélien enregistre les plus faibles. C'est sur la région méridionale que les valeurs montrent les plus fortes amplitudes annuelles entre situations hivernales et estivales. Toutefois, c'est la zone sahélienne qui connaît les plus forts contrastes interannuels d'humidité des sols, maxima pendant la saison d'été boréal.



2.1.2 Fluctuations à l'échelle annuelle

La Figure 20 présente les évolutions annuelles moyennes de l'humidité des sols et des précipitations, ainsi que les cycles annuels moyens des quatre années les plus sèches et des quatre années les plus humides. La sélection de ces années a été faite en fonction des cumuls annuels de l'indice pluviométrique ouest-africain (AfO).

Toutes les zones présentent des cycles unimodaux assez progressifs sans variabilité haute fréquence. Ceci est certainement lié à l'algorithme du SWI qui utilise une pondération dans le temps et empêche ainsi une forte variabilité intraannuelle. En conséquence, même sur la zone guinéenne, le cycle de l'humidité des sols est unimodal alors que celui des précipitations est bimodal en raison du double passage de la ZCIT sur la zone. Pour les trois autres zones, l'humidité des sols atteint son maximum annuel (entre mi-septembre et fin septembre) environ un mois après les précipitations.

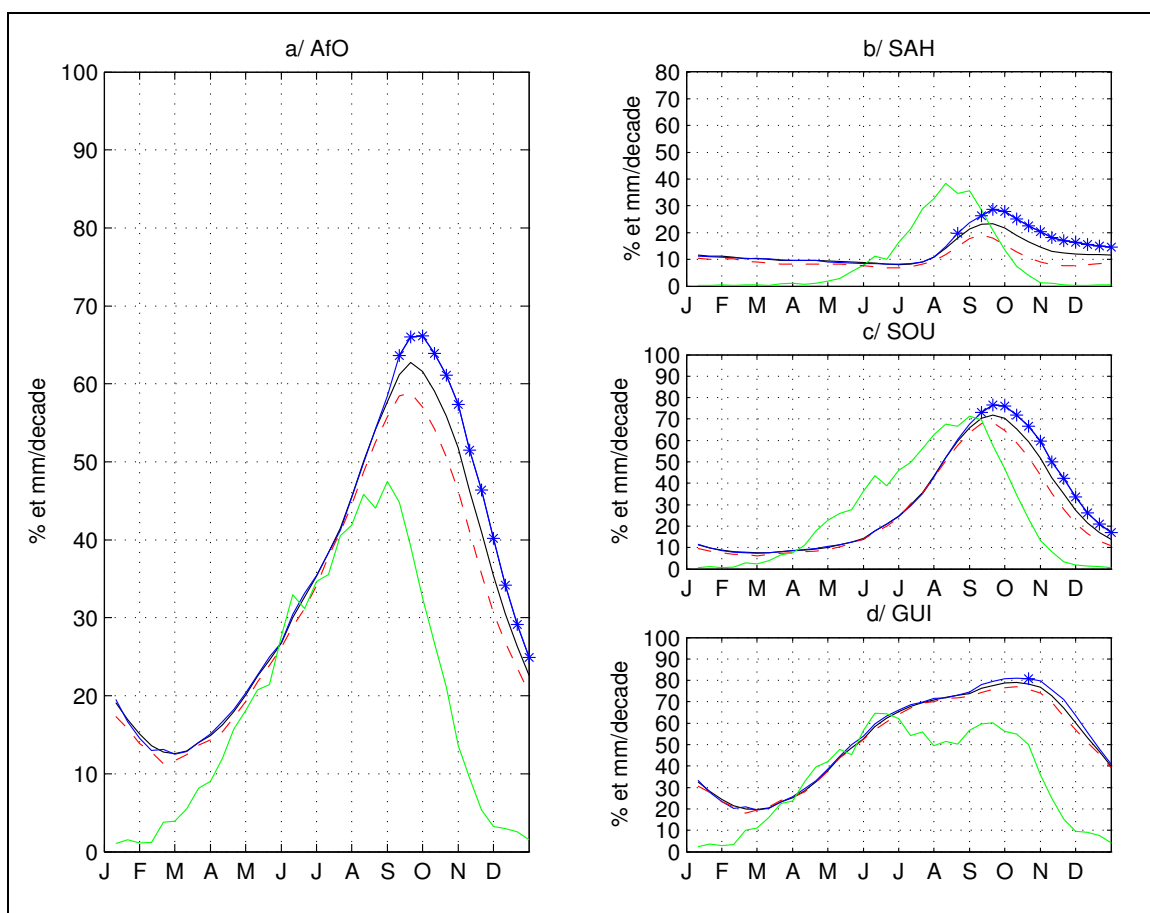


Figure 20 : a/ La courbe noire représente l'évolution annuelle moyenne (1992-2000) de l'indice d'humidité des sols (SWI, exprimé en pourcentage) de la région AfO, la courbe bleue illustre la moyenne des années les plus humides en termes de SWI (1994, 1995, 1998 et 1999) la courbe rouge représente la moyenne des années les plus sèches en termes de SWI (1992, 1993, 1996 et 1997). Les précipitations CMAP (cumuls décadaires) sont représentées en vert. b/, c/ et d/ idem respectivement pour les zones sahélienne, soudanienne et guinéenne. Les différences entre les composites sèches et humides ont été testées par le test en t de Student, les décades significativement différentes au seuil de 95 % d'indice de confiance sont marquées par des étoiles (H_0 : il n'y a pas de différence significative entre les deux échantillons).

Sur les zones sahélienne, soudanienne et ouest-africaine (Figure 20 a/-c/), les différences synchrones et statistiquement significatives entre composites sèches et humides n'apparaissent pas avant la première décade du mois de septembre (un peu avant pour le Sahel, mais la décade significative est isolée) et perdurent jusqu'à la fin de l'année. En revanche, seule une décade est significativement différente en zone guinéenne (Figure 20 d/). Notons également que, sur l'Afrique de l'Ouest et le Sahel (Figure 20 a/-b/), la composite sèche est celle qui atteint son maximum annuel le plus précocement. Sur les zones guinéenne et soudanienne, les évolutions sont synchrones.

On voit nettement à partir du SWI que les anomalies de précipitations d'une année peuvent être associées à des anomalies significatives et persistantes dans

l'humidité des sols sur la zone ouest-africaine. Une analyse plus fine nous montre que la sensibilité est plus forte au nord du 10°N (Figure 20 b/ et c/ vs Figure 20 d/). Nous pouvons donc nous demander si l'impact peut se prolonger sur l'année suivante ainsi que le proposent Philippon et Fontaine (2002).

2.2 Rôle et impacts des conditions exceptionnelles d'humidité durant la phase de retrait de la mousson

2.2.1 L'humidité des sols

• Le SWI

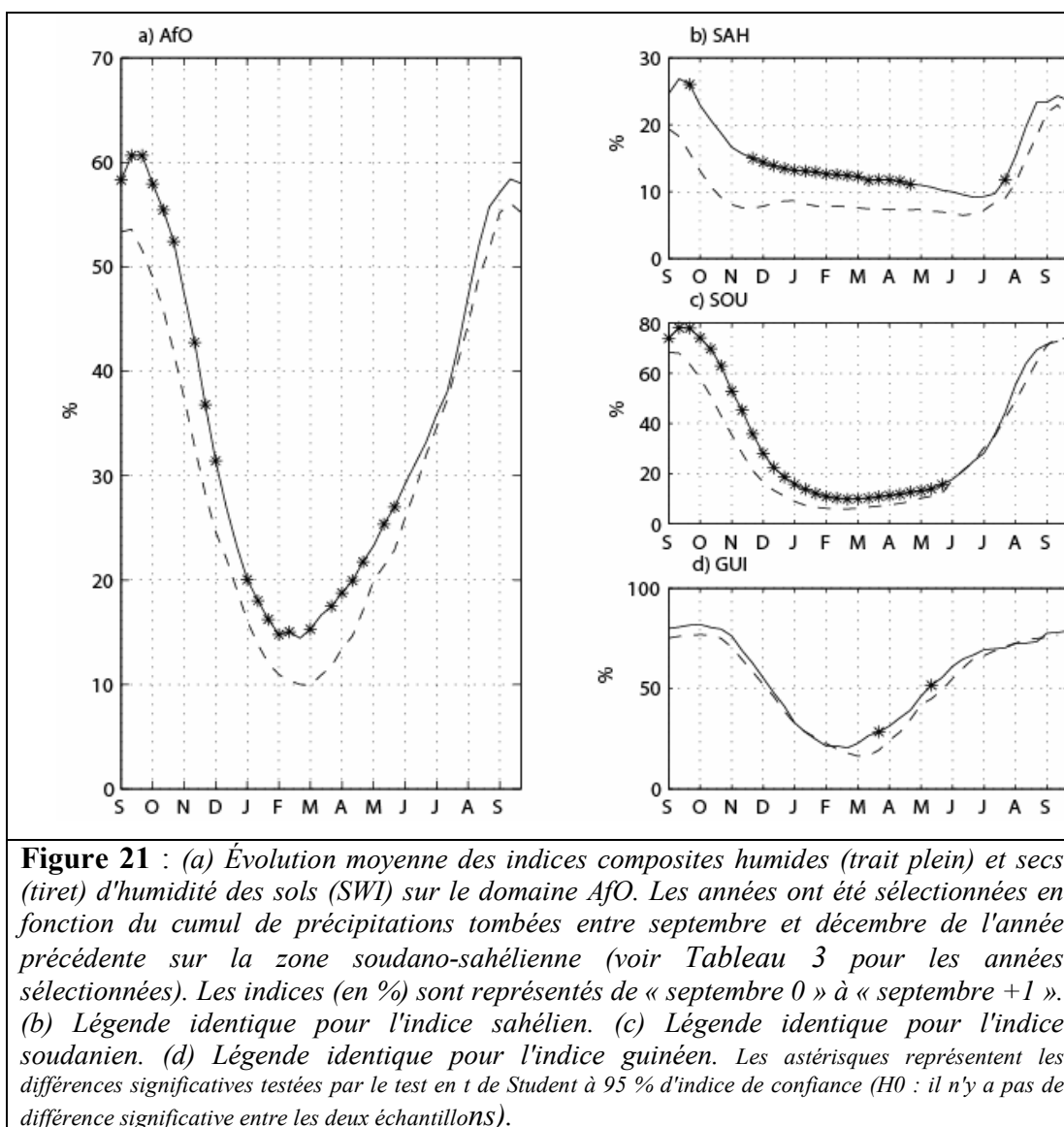
Pour estimer cet impact par composite, la sélection des années a été faite sur les anomalies de précipitations tombées sur les franges soudano-sahéliennes de début septembre à fin décembre (voir Tableau 3). Nous recherchons ainsi quelles pourraient être les répercussions d'un automne particulièrement arrosé sur la saison des pluies suivante *via* la mémoire de la partie superficielle des sols. Les années sélectionnées seront appelées « année 0 », l'année suivante, sur laquelle les impacts sont recherchés, « année +1 ». Les années sèches sélectionnées sont 1994, 1995 et 1998, les années humides, 1992, 1993 et 1997.

Années humides	AFO : 1979 1980 1981 1984 1986 1987 1988 1989 1994 1998
	SOU-SAH : 1979 1981 1984 1986 1988 <u>1994 1995</u> 1996 <u>1998</u> 1999
	SAH : 1979 1980 1984 1986 1994 1995 1996 1997 1998 1999
	SOU : 1979 1981 1984 1986 1988 1994 1995 1998 1999
	GUI : 1979 1980 1981 1982 1984 1987 1988 1989 1994 1995
Années sèches	AFO : 1983 1985 1990 1991 1992 1993 1996 1997 1999 2001
	SOU-SAH : 1982 1983 1985 1990 1991 <u>1992 1993 1997</u> 2000 2001
	SAH : 1982 1983 1985 1987 1988 1989 1990 1991 1992 2001
	SOU : 1982 1983 1985 1990 1991 1992 1993 1997 2000 2001
	GUI : 1983 1985 1990 1991 1992 1996 1997 1999 2000 2001

Tableau 3 : Sont répertoriées dans ce tableau les dix années pour lesquelles les cumuls de précipitations de septembre à décembre sont les plus faibles (années sèches) et les plus forts (années humides), respectivement sur les domaines AfO, SOUSAH, SAH, SOU et GUI. Les années soulignées sont les années qui ont été sélectionnées pour la réalisation des composites visant à montrer l'impact des conditions de retrait de la mousson, anormalement sèches et humides.

Les résultats par domaine d'étude (AfO, SAH, SOU et GUI) sont illustrés sur la Figure 21 de « septembre 0 » à « septembre +1 ».

Il faut d'abord noter qu'exceptée la zone guinéenne, il existe des différences positives (humide-sec) d'humidité superficielle des sols pendant toute la durée de la saison sèche. Comme précédemment, il y a décalage entre périodes de maxima, plus tardif sur la composite humide, mi-septembre, que sur la sèche, fin-août (Figure 21 a/-c/). En zone soudanienne (Figure 21 c/), chaque décade présente une différence significative de « septembre 0 » à début « juin +1 », date à laquelle les courbes des deux composites se rejoignent. Sur la même période, le domaine ouest-africain (AfO, Figure 21 a/) présente à peu près les mêmes résultats (quelques décades ne sont pas significatives toutefois). En zone sahélienne (Figure 21 b/), alors que pendant la dernière décade de « septembre 0 » la partie superficielle du sol est significativement plus chargée en eau lors des années humides, il faut attendre la dernière décade de « novembre 0 » pour retrouver un tel cas de figure, qui dure alors jusqu'à la dernière décade de « mai +1 ». Une telle persistance des anomalies d'humidité du sol représente un paramètre important dans ce type de région où l'humidité de surface est très faible en saison sèche (entre 10 % et 20 %). En effet, les anomalies de SWI persistent au-delà du mois de juin (mois de démarrage de la saison des pluies à ces latitudes) et peuvent avoir un impact en changeant drastiquement les conditions de surface auxquelles le système de mousson ouest-africain est sensible. En « année 0 », aucune décade n'est statistiquement différente entre les deux composites sur le domaine guinéen.



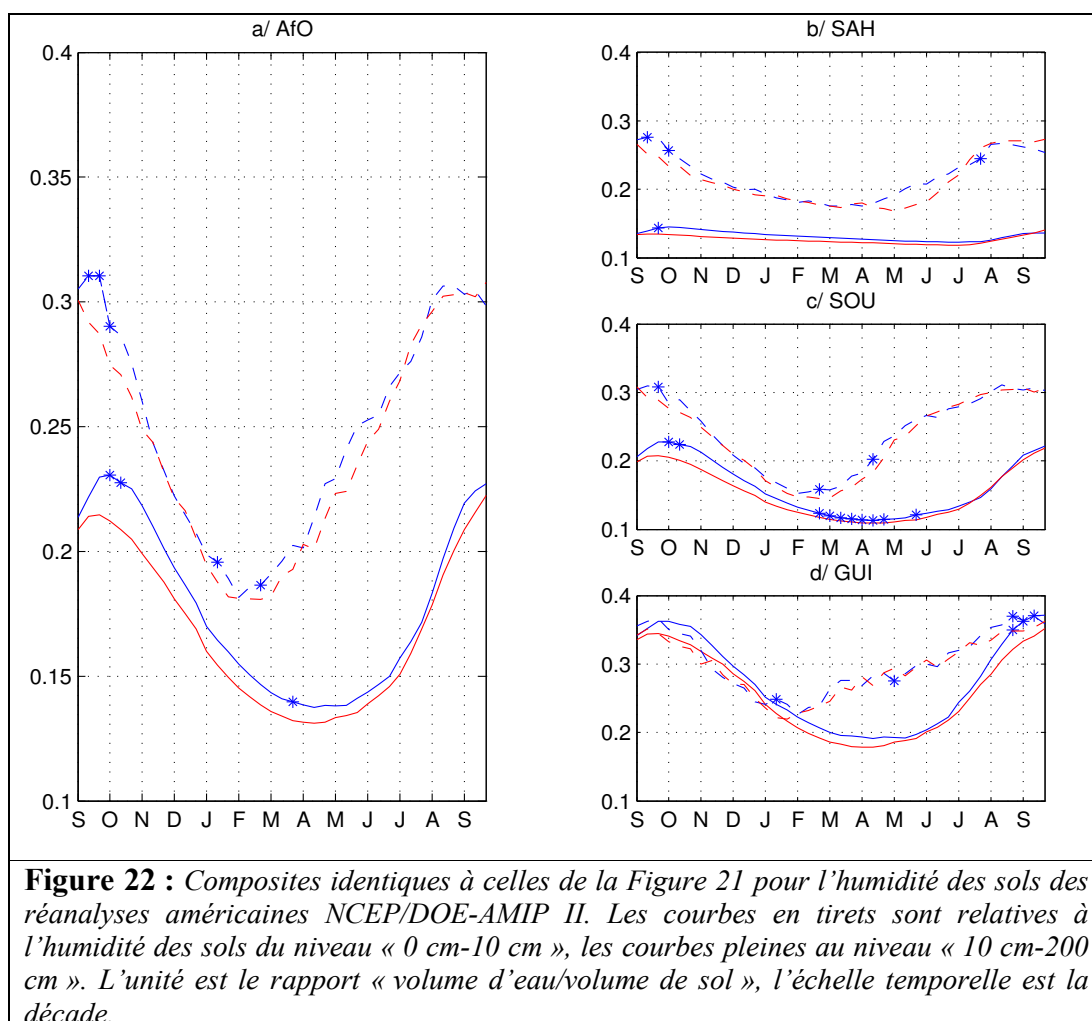
Les réponses diffèrent donc selon le niveau moyen de saturation en eau de la partie superficielle des sols, elle-même fortement liée à la nature de la couverture végétale, voire à son absence. Regardons maintenant quels sont les signaux qui apparaissent sur l'humidité des sols, telles que vues par les réanalyses américaines et européennes.

• **L'humidité des sols des réanalyses**

- **NCEP-DOE AMIP-II**

À l'échelle de l'Afrique de l'Ouest, les cycles composites montrent un décalage entre les deux couches de sol modélisées : il est d'environ quarante jours (quatre décades, Figure 22 a/) pour le maximum annuel et de soixante-dix jours pour le minimum annuel.

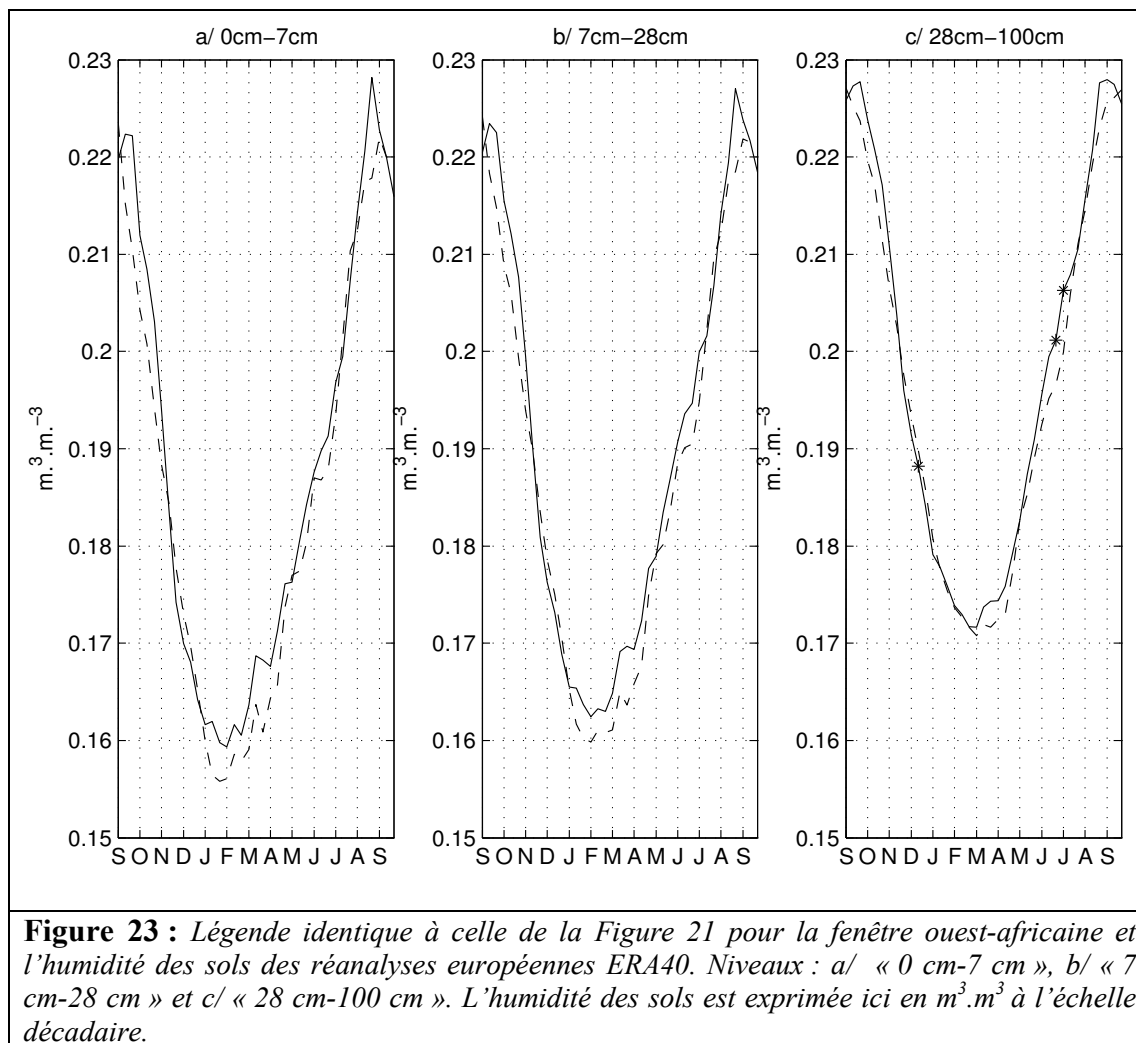
En moyenne, le SWI a un comportement annuel plus proche de la couche de sol supérieure NCEP-DOE AMIP-II (Figure 20 et Figure 22).



L'effet de l'excès de précipitations lors de l' « automne 0 » apparaît moins sensible dans les réanalyses américaines que sur le SWI. Toutefois, notons que la couche la plus profonde fait preuve d'une plus forte mémoire que la couche supérieure, principalement en zone soudanienne. Des différences significatives persistent à ces latitudes jusqu'en « juin +1 » (Figure 22 c/) : l'excès pluviométrique de l'automne entraîne donc une modification des conditions initiales de surface de la mousson suivante (période fin-février – fin-avril). En zone guinéenne et à l'échelle de l'Afrique de l'Ouest, la couche supérieure montre également quelques décades significativement différentes au début de l' « année +1 » (Figure 22 a/ et d/).

- ERA40

Les réanalyses ERA40 ne montrent que de peu de sensibilité à l'excès pluviométrique automnal (Figure 23). Pour cette raison, seul l'indice Afrique de l'Ouest est représenté sur la Figure 23 pour les trois premières couches de sols ERA40.



Même pendant l'« automne 0 », les différences composites ne sont pas significatives, alors que le critère de la composite est pluviométrique et devrait logiquement avoir des répercussions sur l'humidité des sols, au moins en synchrone. Ceci est donc dû au fait que l'humidité des sols des réanalyses ERA40 n'est pas rappelée à la pluie observée, contrairement aux réanalyses américaines. De ce fait, les conditions initiales de la mousson suivante ne sont pas affectées et il n'y a donc pas d'effet interannuel de la mémoire des sols dans ce jeu de données, comme l'écrivent Douville *et al.* (2007). Aussi, en raison de la trop faible persistance des anomalies d'humidité de la couche supérieure des réanalyses américaines et des trois couches de sol ERA40, nous

nous focaliserons désormais uniquement sur le SWI et la couche profonde des réanalyses NCEP/DOE-AMIP II comme indicateurs pratiques de l'humidité des sols.

La mousson étant un système organisé sur le plan méridien, l'organisation spatiale de l'humidité des sols associée à la persistance dans le temps doit avoir une importance fondamentale sur le déroulement de la saison des pluies.

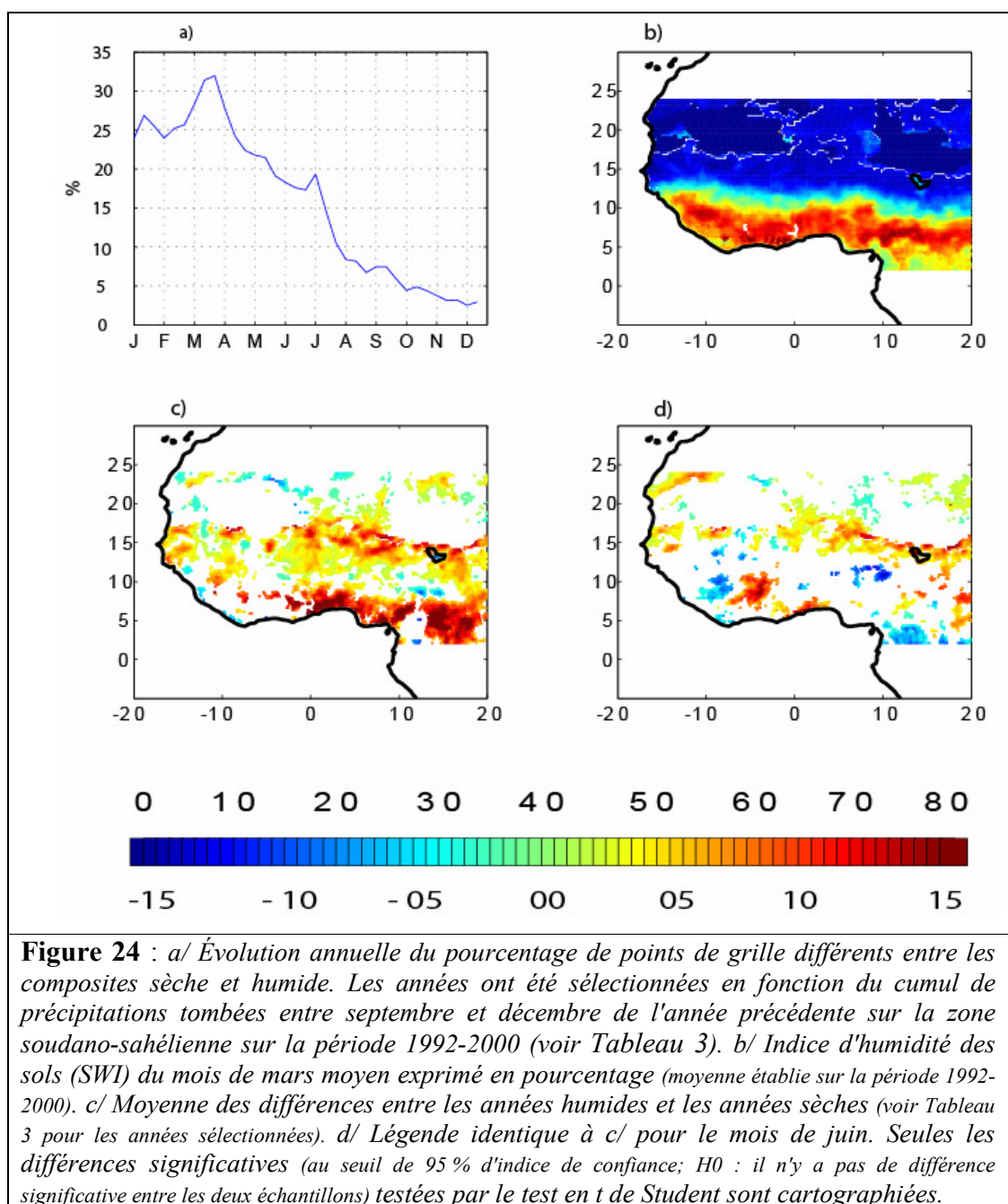
• Quelle est l'organisation spatiale de la persistance des anomalies d'humidité des sols ?

Observons d'abord l'évolution temporelle du pourcentage de points de grille significativement différents entre composites sèche et humide sur l'ensemble de la fenêtre africaine (10 218 pixels) pour « l'année +1 » sur la Figure 24 a/ : une valeur de 20 % signifie que 20 % des points de grille (de 50 km²) ont des différences (humide-sèche) significatives. La Figure 24 a/ montre, tout d'abord, que de février à la dernière décade du mois de mars les valeurs augmentent pour atteindre plus de 30 % de différences. Après la fin de la saison sèche, elles diminuent de façon continue (à l'exception du mois de juin pour lequel on observe une légère augmentation) et passent sous la barre des 5 % lors des mois de « DJF +1 » (décembre-janvier-février). Un excédent pluviométrique, pendant les mois d'automne, sur la bande soudano-sahélienne pourrait ainsi entraîner une augmentation du SWI à l'échelle de l'Afrique de l'Ouest. Le signal maximal est donc atteint de mi-février à mi-mars (Figure 24 c/-d/), lors du minimum annuel, *i.e.* quand les sols ont perdu l'humidité emmagasinée lors de la précédente saison des pluies. À cette date (mois de mars, Figure 24 b/), il est logique de constater qu'un gradient latitudinal d'humidité des sols dirigé vers le sud apparaît, en accord avec la répartition des différentes zones de végétation et de leur exigence en eau. Les valeurs s'échelonnent de plus de 60 % en zone guinéenne, à 20-40 % sur la frange soudanienne et seulement 10 % au Sahel. La répartition spatiale de l'humidité des sols superficiels mime assez bien les cartes de cumuls annuels des précipitations (voir Figure 4) : on retrouve ici les massifs montagneux d'Afrique de l'Ouest méridionale, le Fouta Djalon, les monts guinéens et l'Adamaoua (SWI > 70 %) connus pour leurs importants abats pluviométriques annuels.

Dans l'ensemble, le signal le plus significatif se produit au mois de mars (Figure 24 c/), à l'exception de la frange sahélienne et de certaines zones de Nigeria. Les zones pour lesquelles il est particulièrement important (plus de 10 % d'écart de SWI) sont la partie est de la côte guinéenne (sud du Togo, Ghana, Bénin, Nigeria et Cameroun) et la

frange sud du Sahel. Ces différences composites tendent à persister (en décroissant) jusqu'au mois de juin au Sahel (aux alentours de 15°N) et sur la partie centrale de la Côte d'Ivoire (Figure 24 d/). Ailleurs, en zone guinéenne, la première saison des pluies a annulé les différences qui étaient encore perceptibles et significatives au mois de mars.

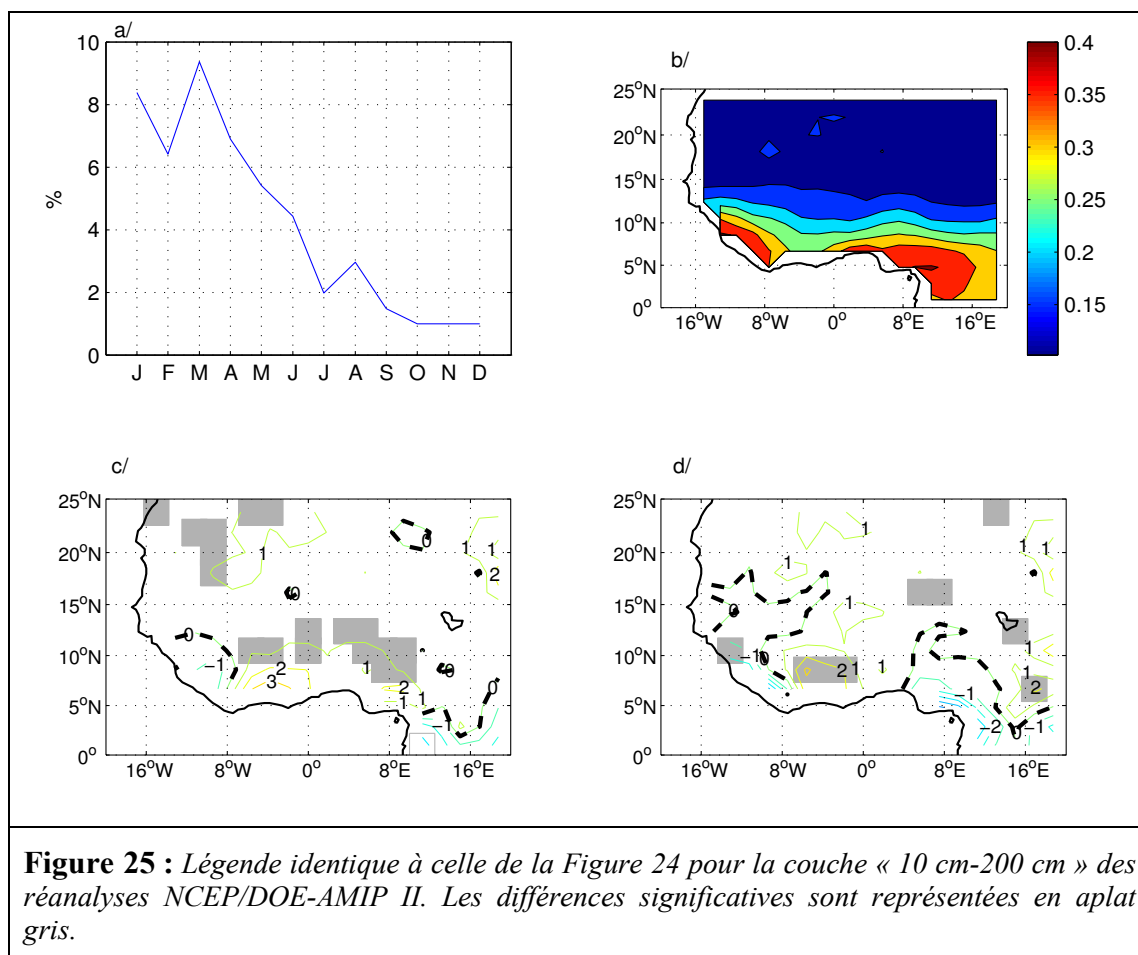
Tous ces résultats mettent en exergue l'importance de la charnière hiver/printemps (mars-avril) pour la dynamique de mousson, comme l'avaient souligné les études de prévisibilité de Philippon (2002) et Philippon et Fontaine (2002).



• **Qu'en est-il des réanalyses NCEP/DOE-AMIP II ?**

Dans les réanalyses, la couche profonde (Figure 25) montre un comportement très similaire à celui du SWI, bien que le pourcentage de points de grille significativement différents soit ici beaucoup plus faible (Figure 25 a). En effet, le maximum de différences est atteint au mois de « mars +1 » et, par la suite, le pourcentage diminue jusqu'à la fin de l'année (à l'exception du mois d'août) pour devenir presque nul à la fin de l'« année +1 ». Au mois de mars (Figure 25 c/), les différences significatives sont

presque toutes situées sur la frange sud de la zone soudanienne. Notons également, à cette date, un signal sur le nord du Nigeria. Au mois de juin, les différences restent en accord avec le signal spatial mis en évidence sur le SWI (Figure 24 d/).



Globalement, les signaux sont moins marqués qu'avec le SWI, particulièrement en ce qui concerne la zone guinéenne, mais la tendance est la même en termes de persistance des anomalies d'humidité des sols et donc de mémoire interannuelle.

L'influence possible d'un excès pluviométrique automnal sur une durée de six mois est donc en bon accord avec le SWI (qui est associé aux anomalies d'humidité des sols superficiels) et avec l'humidité des sols profonds des réanalyses NCEP/DOE-AMIP II. Cette persistance est à même de changer les conditions initiales de la mousson de « l'année +1 ». Si l'hypothèse émise est valide, l'humidité des sols étant fonction des précipitations, un signal similaire doit être trouvé dans les précipitations.

2.2.2 Les précipitations

Cette section étudie les impacts possibles des précipitations estimées lors de la phase de retrait de la mousson ouest-africaine. La sélection des années sèches/humides se fait ici en fonction des seuls cumuls pluviométriques de la période septembre-décembre. Les dix années sèches et humides sont répertoriées dans le Tableau 3. L'échantillon des années sélectionnées est plus important que précédemment, car la période disponible est plus longue (1979-2001 vs 1992-2000).

En Figure 26 a/, les différences significatives concernent principalement la période « septembre-octobre 0 », mais, par la suite, quelques signaux positifs et significatifs apparaissent au sud de la latitude 10°N de « janvier+1 » à « mars +1 », puis en « juillet +1 », « août +1 » et « septembre +1 ». Au contraire, les mois « d'avril et mai +1 » montrent des anomalies négatives significatives d'extension spatiale relativement importante. Cela est certainement le fait d'une modification du rythme de l'évolution saisonnière des précipitations (voir Chapitre 3). En « année 0 », une saison des pluies particulièrement arrosée ne semble pas, au contraire, être précédée de signaux statistiques dans les précipitations. Tout au plus, quelques excédents significatifs au début du mois de mai, entre 13°N et 17°N, sont à signaler, suggérant un début de saison des pluies sahéenne plus précoce lorsque la saison de pluies automnales est particulièrement humide sur le domaine ouest-africain. Ces résultats indiquent que les précipitations tombées en phase de retrait de la mousson peuvent avoir un impact important sur le déroulement de la saison des pluies de l'année suivante, aussi bien en termes de quantité que d'évolution saisonnière.

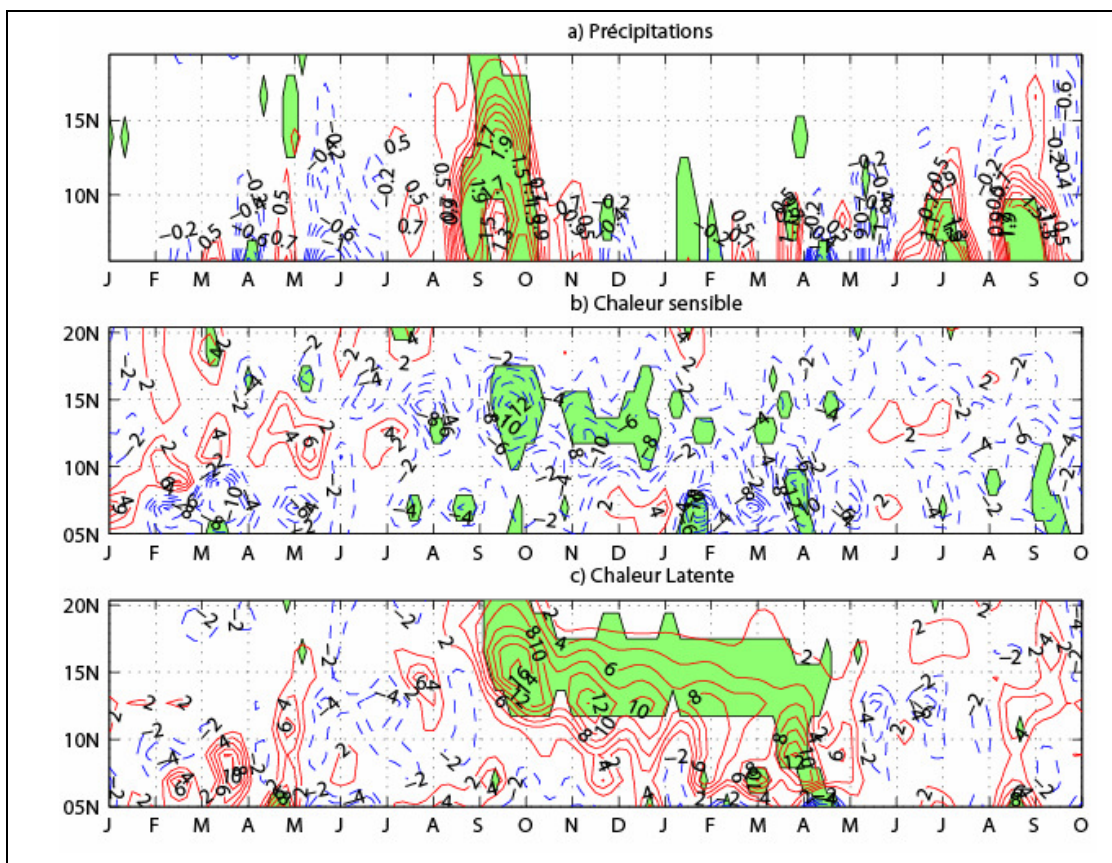


Figure 26 : a/ Moyenne des différences entre les champs composites temps-latitude humides (les dix années les plus humides) et secs (les dix années les plus sèches, voir Tableau 3 pour les années sélectionnées) des précipitations moyennées entre 10°W et 10°E (en mm/jour). Les années ont été sélectionnées en fonction du cumul de précipitations tombées entre septembre et décembre de l'année précédente sur la zone soudano-sahélienne et sur la période 1979-2001. Les champs sont représentés de « janvier 0 » à « octobre +1 ». b/ Légende identique pour les flux nets verticaux de chaleur sensible (W/m^2). c/ Légende identique pour les flux verticaux de chaleur latente (W/m^2). Les différences en isolignes rouge représentent les valeurs positives, en bleu, les négatives. Les différences significatives (au seuil de 95 % ; H_0 : il n'y a pas de différence significative entre les deux échantillons) testée par le test en t de Student sont représentées en aplats verts.

Le lien statistique entre excédents pluviométriques de « l'automne 0 » et excédents pendant « l'année +1 » est donc prouvé par la Figure 26 a/. Regardons maintenant si ces liaisons peuvent être le fait de changements dans les conditions de surface continentale (*i.e.* humidité des sols ou végétation, par exemple) perceptibles à travers les flux de chaleur réanalysés (NCEP/DOE-AMIP II). En effet, le contenu en eau des sols affecte les flux de chaleurs sensible et latente qui sont des éléments clés de la mise en place de la mousson.

2.2.3 Les flux de chaleur surface-atmosphère

Une analyse composite a été réalisée sur les flux nets verticaux de chaleurs sensible et latente (Figure 26 b/-c/), suivant les mêmes critères et mode de représentation. Les différences sont négatives pour les flux de chaleur sensible et positives pour les flux de chaleur latente. Les signaux significatifs dans les différences composites concernent respectivement 14 % et 23 % des données de chaleurs sensible et latente considérées sur ces diagrammes. Comme pour les précipitations, c'est l'espace soudano-sahélien, du mois de « septembre 0 » au mois « d'avril +1 », qui montre les résultats les plus significatifs.

Les signes inverses (négatifs pour la chaleur sensible et positifs pour la chaleur latente) sont en accord avec les variations du rapport de Bowen (chaleur sensible/chaleur latente, Bowen 1926), ces comportements inverses étant une réponse à l'humidité des sols et aux précipitations. Shinoda et Yamaguchi (2003) détaillent ces processus sur le Sahel à travers l'utilisation de données horaires d'observations d'humidité des sols. Leurs résultats montrent qu'un accroissement (décroissance) du cumul des précipitations entraîne une augmentation (diminution) de l'humidité des sols avec un temps de décalage, entraînant simultanément une perte (gain) de chaleur sensible et un gain (perte) de chaleur latente. La température quotidienne mesurée s'en trouve ainsi abaissée.

Nos résultats démontrent qu'avant la saison des pluies, les variations des flux de chaleur dépendent principalement de la teneur en humidité de la partie superficielle des sols à l'échelle locale, elle-même fortement dépendante des abats pluviométriques de l'automne précédent. Cela nous autorise à formuler l'hypothèse suivante : le rapport de Bowen avant le début de la saison des pluies dépend, en partie, de la persistance des anomalies d'humidité des sols, telles qu'exprimées par le SWI et la couche profonde des réanalyses NCEP-DOE AMIP-II. Durant toute la saison sèche, les conditions de surface varient lentement et toute anomalie stockée dans le sol profond tend donc à persister dans le temps en raison des faibles précipitations et alimente la végétation. En particulier, au début du printemps boréal, cela a pour conséquence d'exercer un forçage différentiel sur l'arrangement des flux verticaux de chaleur. Le flux sensible, qui augmente au-dessus des sols secs et nus plus fortement qu'ailleurs, aura tendance à chauffer les basses couches de la troposphère, alors que le flux de chaleur latente, qui augmente quand il pleut, chauffera l'atmosphère au-dessus de son niveau de

condensation. Tout cela modifie la dynamique de mousson *via* la mise en place de gradients thermique et d'humidité horizontaux dans l'atmosphère. En d'autres termes, les cumuls de précipitations tombés lors du retrait de la mousson peuvent exercer un forçage décalé dans le temps sur la future mousson, *via* les modifications des conditions de surface continentale. Cette hypothèse est cohérente avec certaines études préalables: lorsque les anomalies d'humidité du sol perdurent pendant la saison sèche, elles tendent à accroître les gradients horizontaux d'énergie statique humide, la dynamique de mousson (Fontaine *et al.* 2002), et les précipitations associées (Philippon et Fontaine 2002). Ces anomalies tendent également à organiser aussi bien la dynamique du flux de mousson que celle du JEA qui est fonction du gradient thermique méridien accru par les gradients méridiens d'humidité des sols (Cook 1999).

L'ensemble des variables analysées de la Figure 26 montre des signaux ayant une certaine persistance temporelle qu'il convient de préciser.

2.2.4 La persistance temporelle

Afin d'étudier la persistance temporelle des précipitations, chaleurs sensible et latente, et le rapport de Bowen, nous avons calculé les coefficients d'autocorrélation (R^2) de rang 1 sur des bimestres successifs (Tableau 4). Les séries temporelles, sur lesquelles les calculs ont été effectués, sont issues de moyennes effectuées sur le domaine 10°W-10°E, 5°N-12°N. Pour plus de détails sur la construction de ce tableau voir la légende qui lui est associée.

5-12°N	JF	MA	MJ	JA	SO	ND
P	04	18	11	10	42*	23
S	59*	38*	39*	28	52*	41*
L	47*	33	09	04	07	57*
S/L	70*	50*	36	29	56*	53*

Tableau 4 : Coefficient de détermination ($r^2 \times 100$) calculé entre des séries pentadaires brutes de précipitations (P), flux verticaux de chaleur sensible (S), latente (L) et rapport de Bowen (S/L). Les corrélations (r) sont calculées sur des bimestres successifs de chaque année d'étude (23 années entre 1979 et 2001). Par exemple, JF correspond au coefficient de détermination entre la série janvier-février et la série mars-avril de chaque année. Les astérisques marquent les corrélations significatives au seuil de confiance de 95 % lues dans la table de Bravais-Pearson en fonction du nombre de degrés de liberté associé au nombre d'individus.

On observe que les plus fortes valeurs sont centrées sur la période novembre-février, concernent les flux de chaleur ($R^2 > 40\%$) et diminuent totalement à partir du mois de mai. Le rapport de Bowen (S/L) montre également une forte persistance temporelle pendant les mois d'hiver boréal car il dépend directement de la capacité des réservoirs-sols et de la couverture végétale. La persistance prend immédiatement fin avec l'arrivée des premières pluies de mousson annuelles (*i.e.* à partir des mois de mars-avril en moyenne). Les précipitations sont très peu persistantes à l'échelle temporelle considérée ; seules les pluies automnales sont statistiquement liées avec celles de la fin de la saison estivale.

Les constats précédents sont partiels et ne sont pas tous convergents. Ils doivent être discutés au regard des différences entre les jeux de données utilisés, des résultats antérieurs sur le sujet et des processus possibles. Cette discussion, pour des raisons de lisibilité, est intégrée à la synthèse de ce chapitre.

2.3 Synthèse de chapitre et hypothèses sur les processus impliqués

Les résultats statistiques des sections précédentes, bien que limités par la qualité des données, sont parfois contradictoires en fonction des données utilisées. En effet, l'humidité des sols (trois premières couches de sols) des réanalyses ERA40 ne montrent aucune sensibilité à l'excès de précipitations (en synchrone) et donc pas de persistance en termes d'anomalies. Au contraire, le SWI et la couche profonde des réanalyses NCEP-DOE AMIP-II (et, dans une moindre mesure, la couche de sol supérieur) suggèrent l'existence d'un effet mémoire associé aux anomalies de précipitations tombées lors de l'automne boréal. L'utilisation des réanalyses ERA40 amène donc des résultats en cohérence avec les études de Douville *et al.* (2007) et Shinoda et Yamaguchi (2003) qui montrent que les anomalies d'humidité des sols ne peuvent perdurer au-delà d'un mois et demi. Toutefois, d'une part les conclusions de Shinoda et Yamaguchi (2003) sont uniquement tirées d'une étude locale (Magou, 13°07'N, 1°44'E), menée sur un seul type de sol (sableux). D'autre part, les humidités des sols ERA40 présentent l'inconvénient de n'être alimentées que par des précipitations modélisées et non rappelées à la pluie estimée, comme les réanalyses NCEP-DOE AMIP-II. Ainsi, même

si le SWI et l'humidité des sols NCEP-DOE AMIP-II présentent des biais potentiels liés au filtrage temporel pour le SWI, et la possible trop grande épaisseur de sol des réanalyses américaines (voir Li *et al.* 2005), il semble que leur utilisation permette de capter un signal de mémoire interannuelle capable de modifier les conditions initiales de la mousson suivante.

Les analyses composites sur les indices d'humidité des sols (SWI et couche profonde des réanalyses NCEP/DOE-AMIP II) ont révélé que des anomalies positives de précipitations automnales (« année 0 ») amenaient des teneurs en eau plus importantes des sols jusqu'aux mois d'« avril+1 » et « mai+1 », respectivement, pour les zones sahéliennes et soudaniennes. Cette persistance est à même de changer drastiquement les gradients horizontaux d'énergie dans les basses couches et ainsi de modifier les conditions initiales de la mousson d'Afrique de l'Ouest suivante. Typiquement, après des conditions automnales particulièrement arrosées, des anomalies de signes inverses apparaissent dans les flux verticaux de chaleurs sensible (anomalies négatives) et latente (anomalies positives), perceptibles jusqu'au mois d'avril en zone soudano-sahélienne.

La fin de la saison des pluies est donc cruciale, aussi bien pour les conditions de surface (humidité des sols, végétation) que pour les paramètres dynamiques de la mousson et les précipitations associées. Ces conclusions soulèvent cependant certaines questions. D'abord, celle de la capacité pour les écosystèmes semi-arides de bénéficier d'un surplus pluviométrique, disponible sur plusieurs mois ; ensuite, celle qui concerne la chaîne des processus liant conditions de la surface continentale et dynamique de mousson en Afrique de l'Ouest.

Le premier point a fait l'objet de récentes investigations par Schwinning *et al.* (2004) et Martiny *et al.* (2005) au travers de l'indice de différence normalisée de la végétation (notée par la suite NDVI). Ces auteurs disent clairement qu'il existe une mémoire de la végétation par rapport aux précipitations tombées précédemment. Ils indiquent également que l'humidité des sols favorise la germination, la production végétative ainsi que l'abondance foliaire, tandis qu'une infiltration accrue, un ruissellement limité et les cycles biogéochimiques facilitent la croissance végétative.

La seconde question (forçage des dynamiques de la mousson pendant le printemps boréal) implique l'existence de variations lentes des paramètres de surface (végétation) à une échelle sous-continentale et d'une rétroaction positive rapide entre l'humidité des sols superficiels et les flux verticaux de chaleur à une échelle locale. Or,

la couverture végétale (en termes de densité et de nature) change la rugosité et l'albédo de surface mais limite et diffère l'évaporation directe en maintenant une certaine humidité dans les basses couches de l'atmosphère. Cette humidité exerce deux types de forçage dans la basse troposphère. À l'échelle locale, elle renforce les gradients verticaux d'énergie statique humide et, par-là même, l'instabilité verticale. À l'échelle régionale, elle influence les dynamiques de la mousson, en réarrangeant les gradients horizontaux d'énergie statique humide (Emanuel 1995 ; Eltahir et Gong 1996 ; Zheng et Eltahir 1998 ; Fontaine et Philippon 2000), et les cumuls de précipitations associés à ces dynamiques (Philippon et Fontaine 2002). Même si, comme l'ont montré Thorncroft et Blackburn (1999), dans les modèles numériques, de tels gradients ne sont pas capables de reproduire la structure observée du JEA, ils organisent tout de même le flux de mousson (contenu dans les basses couches) et peuvent contribuer à la dynamique du JEA *via* les gradients méridiens thermiques et d'humidité des sols (Cook 1999).

Les données atmosphériques de réanalyses et les observations montrent qu'au printemps le relâchement des gradients continentaux d'énergie statique humide (orientés vers le sud) est lié à la migration vers le nord du système de mousson. Il apparaît aussi, qu'avant une année anormalement humide, l'échauffement thermique au-dessus du Sahel, qui entraîne la convection dans les basses couches et les ascensions adiabatiques dues au relâchement de chaleur latente dans la haute troposphère, tendent à se renforcer (Fontaine *et al.* 2002). Une telle situation est donc particulièrement propice, à la fois, à la circulation de mousson ainsi qu'à sa pénétration septentrionale sur le continent. Ces processus ont des impacts sur la dynamique de la mousson à l'échelle régionale à travers la génération de gradients thermiques et hygrométriques qui affectent, à la fois, l'amplitude des précipitations et leur saisonnalité.

Ainsi, nous n'affirmons pas qu'il y a un lien direct entre précipitations automnales de l'« année 0 » et la qualité de la saison des pluies « +1 » (en termes quantitatifs) en zone soudano-sahélienne. Nous pensons que, localement, il y a un forçage continental de plus petite échelle, *via* le cycle de l'eau et les flux radiatifs. Si l'Afrique de l'Ouest est une des seules régions au monde à avoir cette sensibilité à la persistance des conditions de surface (Koster *et al.* 2004) c'est parce que la zonalité de la végétation fait que les contrastes méridiens d'humidité fixent les gradients d'énergie, donc la mousson et les précipitations qu'elle engendre. En outre, l'absence de hauts reliefs impose également à la mousson ouest-africaine une forte sensibilité aux états de surface. De ce fait, la modification des conditions initiales de la mousson de l'« année

2.3 Synthèse de chapitre et hypothèses sur les processus impliqués

+1 » est à même d'engendrer l'intensification des flux verticaux de chaleurs sensible et latente ayant des répercussions positives sur les précipitations (de « janvier +1 » à « mars +1 », puis en « juillet +1 », « août +1 » et « septembre +1 » principalement au sud de 10°N).

Chapitre 3 : Modulations intrasaisonnères des précipitations ouest-africaines

Introduction

Assez peu de travaux se sont tournés, jusqu'à maintenant, sur la variabilité intrasaisonnaire enregistrée par le système de mousson ouest-africaine (voir, entre autres, sur le sujet Grodsky et Carton 2001, Janicot et Sultan 2001, Sultan et Janicot 2000 et Matthews 2004). En effet, l'évolution saisonnière de la ZCIT sur le golfe de Guinée et l'Afrique de l'Ouest, ainsi que la modulation de son intensité convective ne sont pas encore totalement documentées ni comprises. Le but de ce chapitre est d'établir le diagnostic de la variabilité de la mousson ouest-africaine à cette échelle de temps et de fournir une description précise de la phase d'installation du système sur le continent.

Ce chapitre est organisé autour de cinq grands axes. Le premier correspond à la détection des principales gammes de fréquence des fluctuations pluviométriques en Afrique de l'Ouest aux pas de temps saisonnier et intra-saisonnier qui guideront les gammes de fréquences temporelles de notre analyse. Les fréquences temporelles déterminées, les cycles annuels moyens des précipitations et des flux nets verticaux de chaleurs totale, latente et sensible seront présentés après filtrage.

Les deux axes suivants s'attachent au diagnostic de la variabilité pluviométrique intrasaisonnaire des précipitations pendant la phase d'installation du système de mousson sur le continent. Nous verrons que l'utilisation de deux méthodes différentes employées pour décrire les fluctuations pluviométriques saisonnières amènent à des résultats convergents.

Par la suite, nous présenterons les champs de tendances de précipitations et de circulation atmosphérique associées aux modulations pluviométriques récurrentes mises en évidence.

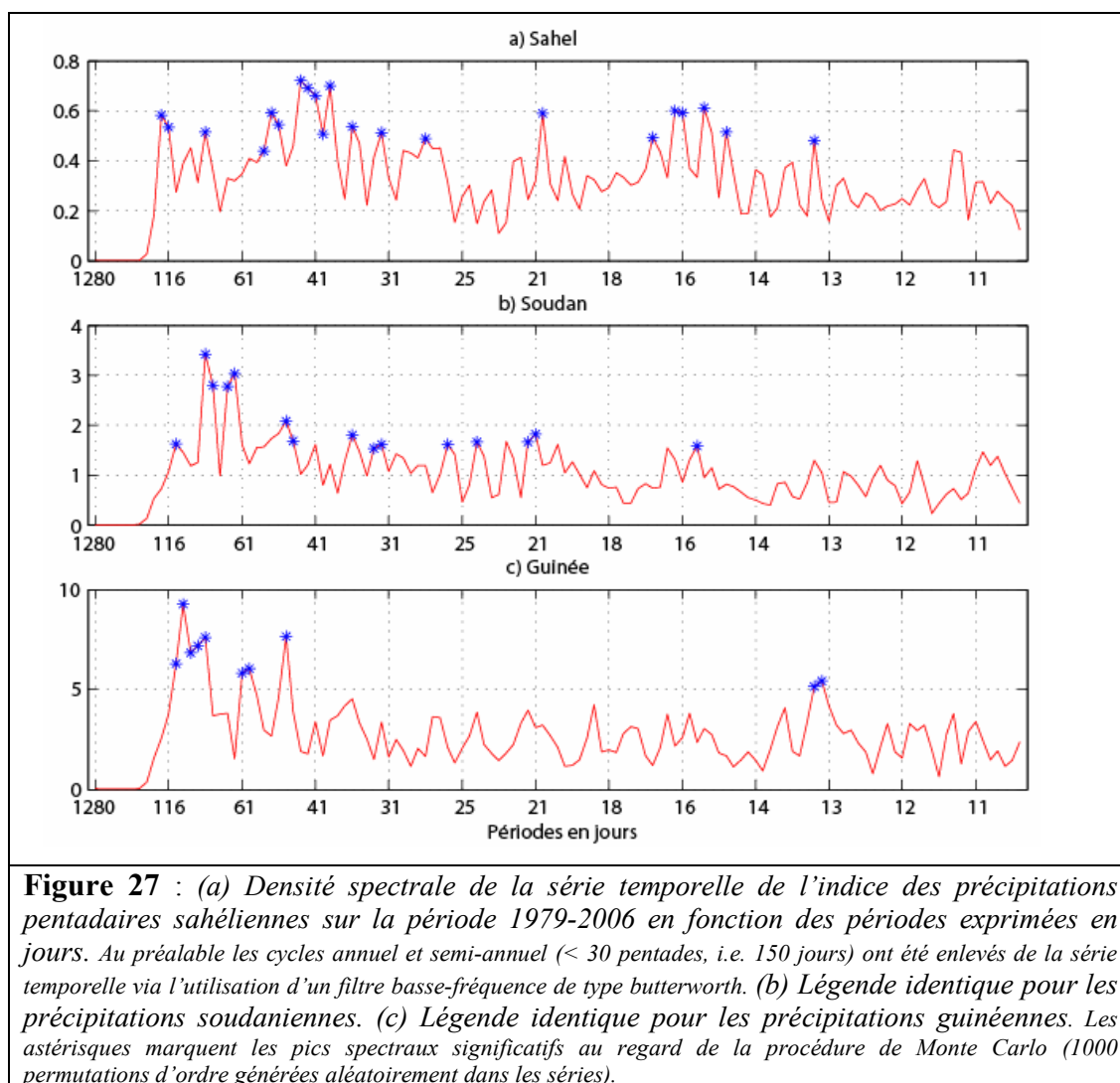
Enfin, nous chercherons à savoir si les signaux détectés à l'échelle de l'Afrique de l'Ouest peuvent être retrouvés à une échelle plus locale (Sénégal) *via* l'utilisation de données pluviométriques *in situ*. En outre, les données *in situ* couvrant un long historique (1951-1996), nous regarderons si les phénomènes intrasaisonniers mis en évidence ont subi des modifications (fréquences d'occurrence, dates d'occurrence) entre la période humide (années 1950-1960) et la période de sécheresse (années 1970-1990).

Certains résultats présentés au cours de ce chapitre ont fait l'objet de publications (Louvet *et al.* 2003, Fontaine *et al.* 2007 et Dieng *et al.* 2008). Ce chapitre va toutefois au-delà et permet d'aborder des points impossibles à exposer dans les articles.

3.1 Détermination des fréquences des principaux modes de variabilité pluviométrique

Il convient, tout d'abord, de déterminer les gammes de fréquence des modes actifs de variabilité pluviométrique lors du passage de la ZCIT sur le continent. Pour cela, une analyse spectrale a été effectuée sur les indices de précipitations des zones guinéenne, soudanienne et sahélienne. Les données de précipitations pentadaires ont été, au préalable, filtrées en dessous de 30 pentades (*i.e.* <150 jours), de façon à éliminer les cycles annuel et semi annuel très énergétiques. Pour cela, nous avons utilisé un filtre passe-bande basse fréquence permettant de ne pas changer la phase temporelle des données brutes initiales (filtre de type butterworth, Murakami 1979).

Sur le secteur guinéen (Figure 27 a/), hormis des fluctuations pluviométriques significatives de treize jours de période, les modes de variabilité les plus énergétiques et significatifs ont une fréquence supérieure à quarante jours. Plus au nord (Figure 27 b/), la zone soudanienne enregistre trois principaux modes de variabilité : un mode à quinze jours, un autre dont la période est comprise entre vingt et vingt-six jours environ, et un dernier dont les fluctuations sont comprises entre trente et un et cent vingt jours de période. Enfin, sur la partie la plus septentrionale, les modes de variabilité les plus énergétiques sont compris entre trente et cent vingt jours de période environ. Cette zone connaît également des modes significatifs compris entre treize et dix-sept jours de période et un mode à vingt jours.



La synthèse de l'analyse spectrale à l'échelle de l'Afrique de l'Ouest montre que, si des modes de variabilité compris entre treize et dix-sept jours et entre vingt et vingt-cinq jours environ existent, ceux-la restent bien moins énergétiques que les modes dont la période est supérieure à trente jours. Cette gamme de variabilité sera qualifiée, par la suite, de variabilité intrasaisonnaire et les résultats présentés résulteront majoritairement d'une analyse sur des données filtrées dans le temps au-dessus de trente jours (six pentades).

Le choix de la gamme de fréquence de notre étude intrasaisonnaire étant fait, regardons l'évolution annuelle moyenne des précipitations et ses liens avec l'interface surface-atmosphère (via des flux verticaux nets de chaleurs totale, latente et sensible). La figure qui va suivre aurait pu être montrée lors de la présentation du climat moyen au Chapitre 1. Cependant, pour des raisons didactiques, nous avons fait le choix de l'intégrer à

cette partie, de façon à présenter les vues moyennes filtrées en guise d'introduction aux analyses qui suivront.

Cette description est abordée sous un angle méridien, en raison de la répartition zonale des précipitations (voir Figure 4), *via* un diagramme Hovmoeller temps-latitude pour lequel les données ont été moyennées entre 10°W et 10°E (Figure 28).

L'allure discontinue de la bande pluvieuse pendant la phase d'installation de la ZCIT sur le continent (de mars à août, Figure 28 a/) met en évidence des phases pendant lesquelles la pluviométrie augmente sensiblement et des phases pendant lesquelles elle stagne, voire décroît. En effet, entre février et août, toutes les isohyètes montrent, de par leurs déplacements successifs vers le nord, que les précipitations n'augmentent pas de façon continue. Les phases d'augmentation, qui ne s'accompagnent pas toutes d'un déplacement vers le nord du système de mousson, sont bien sensibles sur toute la fenêtre d'étude de façon quasi synchrone. Le saut de mousson représente donc une originalité parmi les fluctuations saisonnières du système de mousson car il correspond à une migration importante en latitude. Ce phénomène de modulation pluviométrique ne se retrouve pas pendant la phase de déplacement vers le sud du système (de fin août à fin novembre). Les écarts entre les isolignes sont constants, ce qui souligne un retrait progressif et continu de la bande pluvieuse.

Les flux de chaleur totale (Figure 28 b/) montrent une évolution annuelle qui se déroule en deux temps. Un premier maximum apparaît entre février et avril aux latitudes guinéennes, qui, après une période d'affaiblissement, opère un déplacement vers le nord sous l'action de la migration apparente du soleil (vers le nord lui aussi). Le premier maximum annuel du flux de chaleur totale est à mettre au crédit du maximum annuel du flux de chaleur sensible (la dépression thermique saharienne, Figure 28 c/), localisé entre 10°N et 17°N environ pendant la période allant de mars à mi-mai. Les flux de chaleur latente (Figure 28 d/) ont une saisonnalité inversée par rapport aux flux de chaleur sensible. En effet, le maximum annuel de ce paramètre intervient entre septembre et novembre au sud du parallèle 15°N.

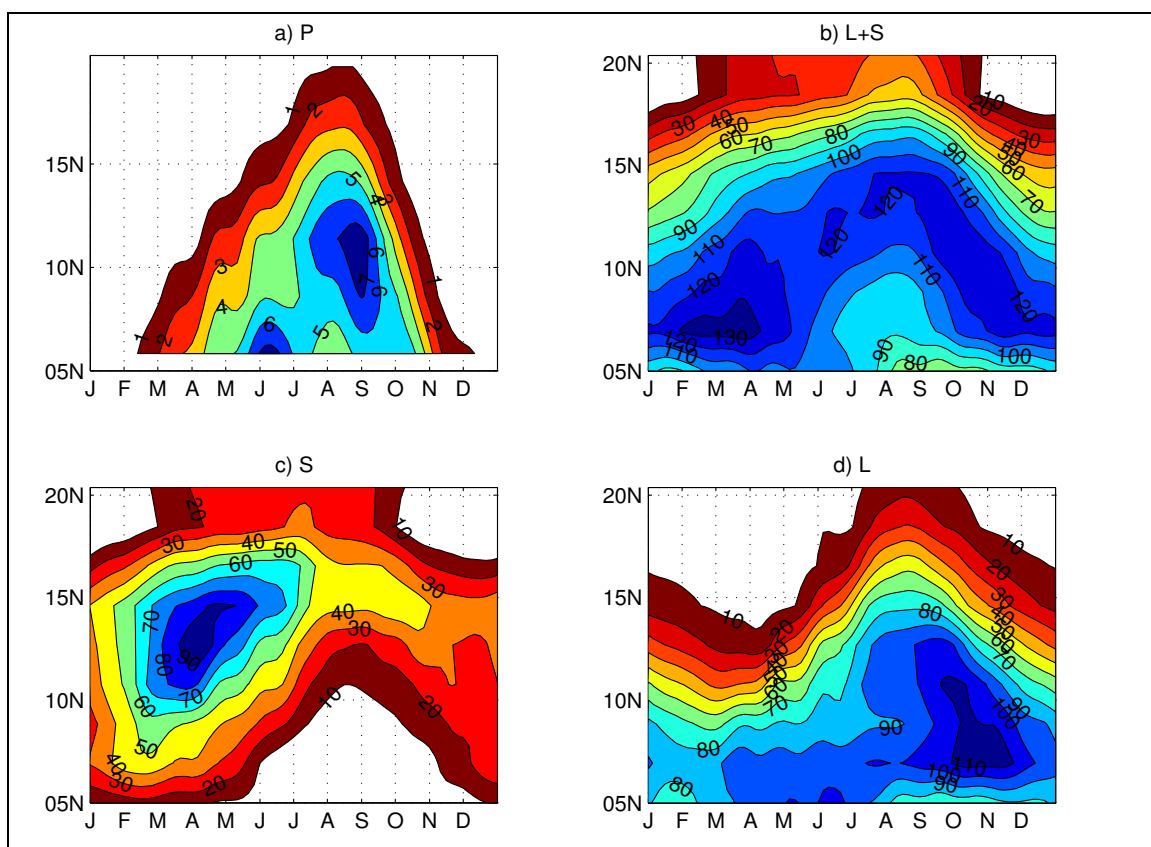


Figure 28 : (a) Diagramme Hovmoeller temps-latitude de l'évolution moyenne (1979-2006) du cycle annuel des précipitations (P en mm/jour) moyennées entre $10^{\circ}W$ et $10^{\circ}E$ après élimination des fluctuations inférieures à 30 jours (filtre basse fréquence butterworth). (b) Légende identique pour le flux vertical net de chaleur totale ($L+S$) en W/m^2 . (c) Légende identique pour le flux vertical net de chaleur sensible (S) en W/m^2 . (d) Légende identique pour le flux net vertical de chaleur latente (L) en W/m^2 .

La conjugaison de toutes ces informations permet de synthétiser l'évolution annuelle moyenne de la bande pluvieuse de façon relativement simple. Son déroulement peut être décrit comme suit :

- la première saison des pluies guinéenne (marquée sur la Figure 28 a/ par des valeurs > 6 mm/jour entre $5^{\circ}N$ et $7^{\circ}N$ en juin) n'intervient qu'après le maximum annuel des flux de chaleur totale en février-mars (> 130 W/m^2 et $6-7^{\circ}N$, Figure 28 b/), lui-même précédant une augmentation rapide des flux de chaleur sensible sur les latitudes comprises entre $10^{\circ}N$ et $15^{\circ}N$ en mars-avril (Figure 28 c/);

- en été boréal, le cœur de la bande pluvieuse (>7 mm/jour à $8-12^{\circ}N$, Figure 28 a/) est situé juste au sud de la zone où la chaleur totale est la plus forte (>120 W/m^2 à $13-15^{\circ}N$, Figure 28 b/). Ce maximum pluviométrique estival précède le pic annuel de chaleur latente qui est atteint pendant les mois d'octobre et de novembre (>110 W/m^2 , Figure 28 d/).

Ainsi, nous comprenons que le cycle annuel moyen en Afrique de l'Ouest ne peut être réduit à une excursion latitudinale continue et monotone de la ZCIT qui ne ferait que suivre la déclinaison solaire. Il apparaît résulter de deux types de forçage qui ne sont pas en phase. D'une part, l'énergie sensible au-delà de 10°N (Figure 28 c/) qui précède le premier maximum pluviométrique. D'autre part, l'énergie latente en automne au sud de 10°N, précédée par le deuxième maximum pluviométrique correspondant à la saison des pluies sahélienne. Au printemps, l'énergie provient de la surface, principalement par le biais de la chaleur sensible, ce qui force la zone convective (convection thermique) à se déplacer vers le nord (Fontaine *et al.* 2002). En automne, l'énergie latente dépend, elle, principalement de la disponibilité en eau des sols et est ainsi plus importante durant la deuxième saison des pluies.

Essayons maintenant de déterminer plus précisément, par deux méthodes différentes, ce qui caractérise la variabilité intrasaisonnaire des précipitations sur le domaine ouest-africain. La première des méthodes se veut plus objective, sans *a priori* puisque fondée sur une analyse en composantes principales des champs de précipitations pentadaires. La deuxième est fondée sur le gradient méridien des précipitations en Afrique et aura comme base l'utilisation des indices pluviométriques définis au sein du programme AMMA (indices guinéen, soudanien et sahélien).

3.2 Modulations intrasaisonnères des précipitations

3.2.1 L'approche par champ

Nous déterminons ici les modes principaux de variabilité pluviométrique détectables à travers l'utilisation des données pentadaires CMAP et GPCP au pas temps intrasaisonnier.

3.2.1.1 Détection des modes principaux de variabilité pluviométrique

Afin de diagnostiquer les modes de variabilités les plus cohérents et énergétiques nous avons réalisé des analyses en composantes principales avec rotation Varimax (Richman 1986) sur les données pentadaires brutes CMAP et GPCP. Les ACP ont été effectuées sur la zone 0°N-20°N ; 10°W-10°E et sur la période 1979-2006. Le domaine choisi est une fenêtre carrée donnant le même poids aux latitudes et aux longitudes, ce qui évite de forcer le diagnostic par des modes artificiels liés seulement à la géométrie de la fenêtre. Cette fenêtre présente l'avantage d'être au centre de notre région d'étude et de couvrir une partie du golfe

de Guinée, et donc de prendre en compte les déplacements de la ZCIT entre l'équateur et 20°N (*i.e.* principalement entre mars et novembre).

Ce choix résulte aussi du fait que les méthodes de classification ne se sont pas révélées assez efficaces pour discriminer des régions de variabilité cohérente à l'échelle pentadaire sur le domaine d'étude. Seule la Classification Ascendante Hiérarchique utilisant la distance euclidienne et le critère d'agrégation de Ward, a donné des résultats similaires à l'ACP. L'ACP présente, en outre, l'avantage de fournir le pourcentage de variance associé à chaque composante principale.

Les résultats font ressortir des « modes de variabilité » associés à chaque couple vecteur propre/composante principale. Les vecteurs propres représentent ici la dimension spatiale et les composantes principales expriment les variations temporelles de l'amplitude de ces derniers.

En s'appuyant sur les résultats du Scree-test (Cattell 1966), les cinq premiers vecteurs propres ont été soumis à une rotation orthogonale. Ces vecteurs propres permettent d'expliquer respectivement 74 % de la variance totale de la matrice de précipitations pour l'analyse sur les données CMAP et 72 % pour les GPCP. La visualisation des résultats (Figure 29) se fait au moyen de la cartographie des poids factoriels (corrélation entre points de grille et composantes principales) pour chaque mode de variabilité. Les calculs des corrélations sont présentées sur un domaine plus large que le domaine soumis à l'ACP, de façon à voir si les modes détectés sont locaux ou s'inscrivent dans des structures de variabilité de plus large échelle.

Les analyses relatives aux données CMAP (Figure 29 a/-e/) et GPCP (Figure 29 f/-i/) montrent que les résultats sont très comparables, puisque les mêmes modes de variabilité pluviométrique sont détectés. Cependant, la hiérarchie des modes (en fonction de leur capacité à expliquer la variance totale des champs initiaux) n'est pas exactement la même. En effet, alors que les premiers modes détectés sur chaque fichier (Figure 29 a/ et f/) sont identiques (la corrélation, notée r , entre les deux composantes principales est de 0,92), le deuxième mode de CMAP (Figure 29 b/) correspond au quatrième mode de GPCP (Figure 29 i/, $r=0,84$). Les troisièmes composantes principales des deux fichiers (Figure 29 c/ et h/) décrivent le même mode de variabilité pluviométrique et donc la même structure spatiale ($r = 0,84$). La composante principale n°3 de CMAP (Figure 29 d/) correspond à la n°2 de GPCP (Figure 29 g/, $r = 0,95$). Enfin, la cinquième et dernière composante principale détectée sur chaque fichier (Figure 29 e/ et j/) concerne le même mode de variabilité pluviométrique ($r = 0,78$). Pour toutes ces raisons, afin d'éviter le caractère répétitif et

fastidieux d'une description des résultats des deux ACP, seuls les résultats relatifs aux données CMAP seront commentés. Les différences qui nous sont apparues notables seront, par la suite, soulignées dans le texte et les illustrations.

Le premier mode détecté par l'ACP (Figure 29 a/, appelé mode soudanien) explique 30,7 % de la variance totale et concerne principalement les latitudes soudaniennes, le noyau de plus fortes corrélations (corrélations $>0,7$) étant centré sur le Nigeria. Avec 14,4 % de variance expliquée, le mode centré sur les côtes du Libéria et de Côte d'Ivoire (Figure 29 b/) est le second mode détecté. Sa structure spatiale englobe les zones continentales et océaniques : il sera donc appelé mode « côtier ». Le troisième mode semble exclusivement océanique et concerne le golfe de Guinée dans sa quasi-globalité (Figure 29 c/, 13,3 % de variance expliquée, mode guinéen). De plus grande extension spatiale que les précédents, le quatrième mode concerne les latitudes sahéniennes (Figure 29 d/, 9,92 % de variance expliquée, appelé mode sahélien). Enfin, le dernier mode (Figure 29 e/, 9,92 % de variance expliquée) est spatialement très localisé. Il concerne la Guinée équatoriale et le Gabon. Il s'agit d'un mode exclusivement équatorial et peu concerné par la circulation de mousson ouest-africaine ; en conséquence ; il ne sera pas analysé par la suite.

Ainsi, les modes 1 et 4 (Figure 29 a/ et d/) sont continentaux et concernent principalement les zones soudano-sahéliennes caractérisées par une seule saison des pluies centrée sur le mois d'août. Ces modes ne sont pas particuliers à l'espace ouest-africain, mais s'inscrivent dans une variabilité de plus large échelle comme le prouve la large répartition des corrélations positives supérieures à $+0,5$. Les modes 2 et 3, plus régionaux, concernent l'espace guinéen (côtier et océanique), caractérisé par deux saisons des pluies centrées sur les mois d'avril et d'octobre. En raison de leurs rythmes pluviométriques communs, ces modes seront agrégés deux à deux (soudanien avec sahélien et côtier avec guinéen) pour définir deux indices régionaux. Ces indices (nommés par la suite soudano-sahélien et guinéen) résultent de la moyenne des précipitations CMAP sur les zones pour lesquelles les corrélations sont supérieures à $+0,5$. La même méthodologie a été appliquée aux données GPCP afin de visualiser les différences entre les deux jeux de données.

Les modes de variabilité pluviométrique détectés spatialement, étudions maintenant ce qui caractérise leur évolution annuelle moyenne.

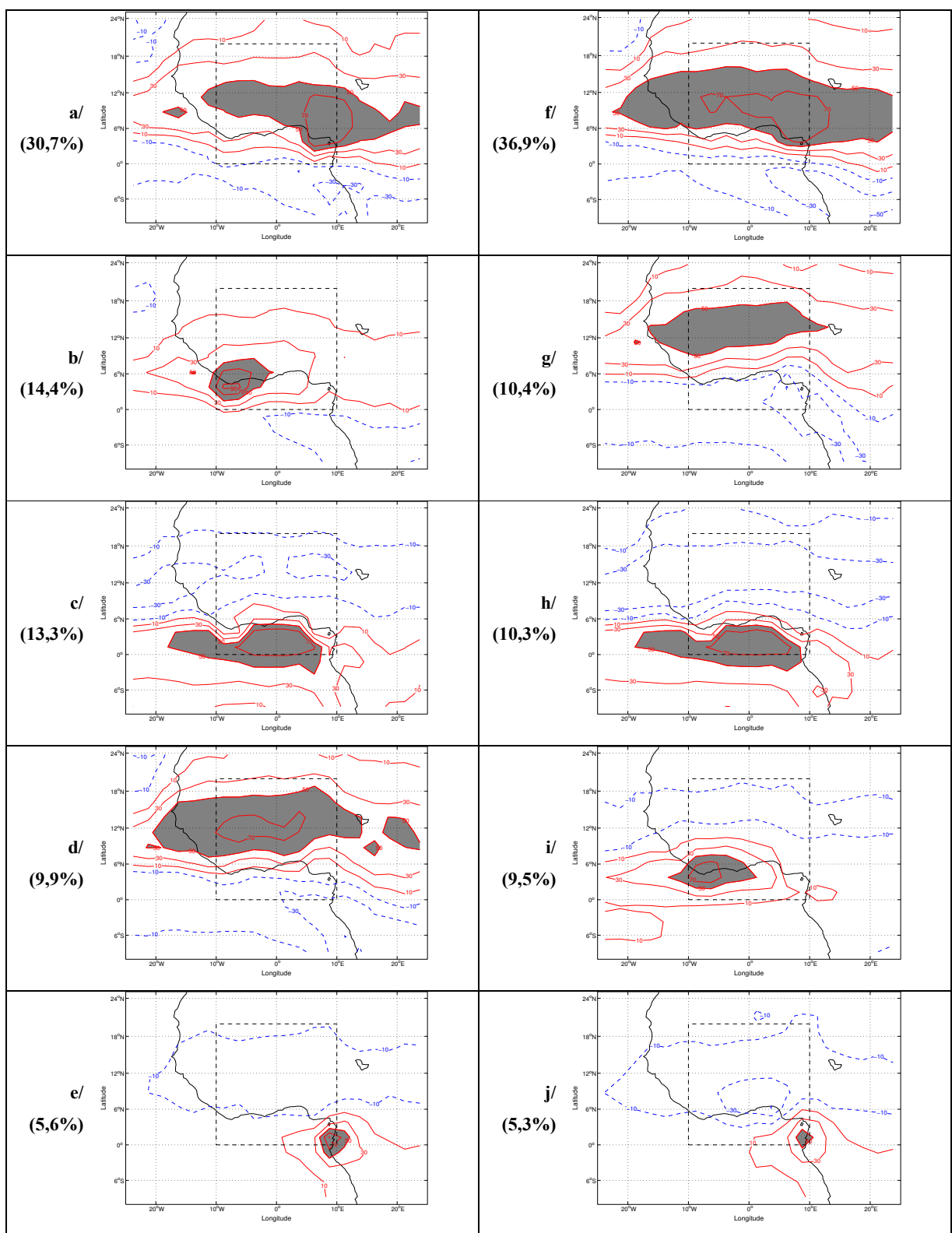


Figure 29 : a/-e/ Champs de corrélations (x100) entre chaque point de grilles et les 1^{ère}, 2^e, 3^e, 4^e et 5^e composantes principales de l'ACP respectivement, réalisée sur le fichier CMAP et sur la période 1979-2006. f/-j/ Même légende pour l'ACP réalisée sur le fichier GPCP.

3.2.1.2 L'évolution annuelle moyenne des indices régionaux

La moyenne de l'évolution annuelle des indices de précipitations (CMAP et GPCP, Figure 30) a été calculée sur les données brutes et sur les données filtrées au-dessus de trente jours (six pentades). Notons, tout d'abord, que les différences quantitatives entre GPCP et CMAP, évoquées au Chapitre 1, apparaissent bien : les données GPCP (courbe rouge, Figure 30 a/) fournissent des précipitations plus intenses que les données CMAP (courbe verte) sur la région soudano-sahélienne (traits pleins). Sur la zone océanique (tirets, Figure 30 b/), c'est l'inverse. Toutefois, il s'agit des principales différences entre les indices des deux jeux de données, car les variabilités au cours des cycles annuels moyens GPCP et CMAP sont très similaires. Pour cette raison, les deux jeux de données seront commentés simultanément.

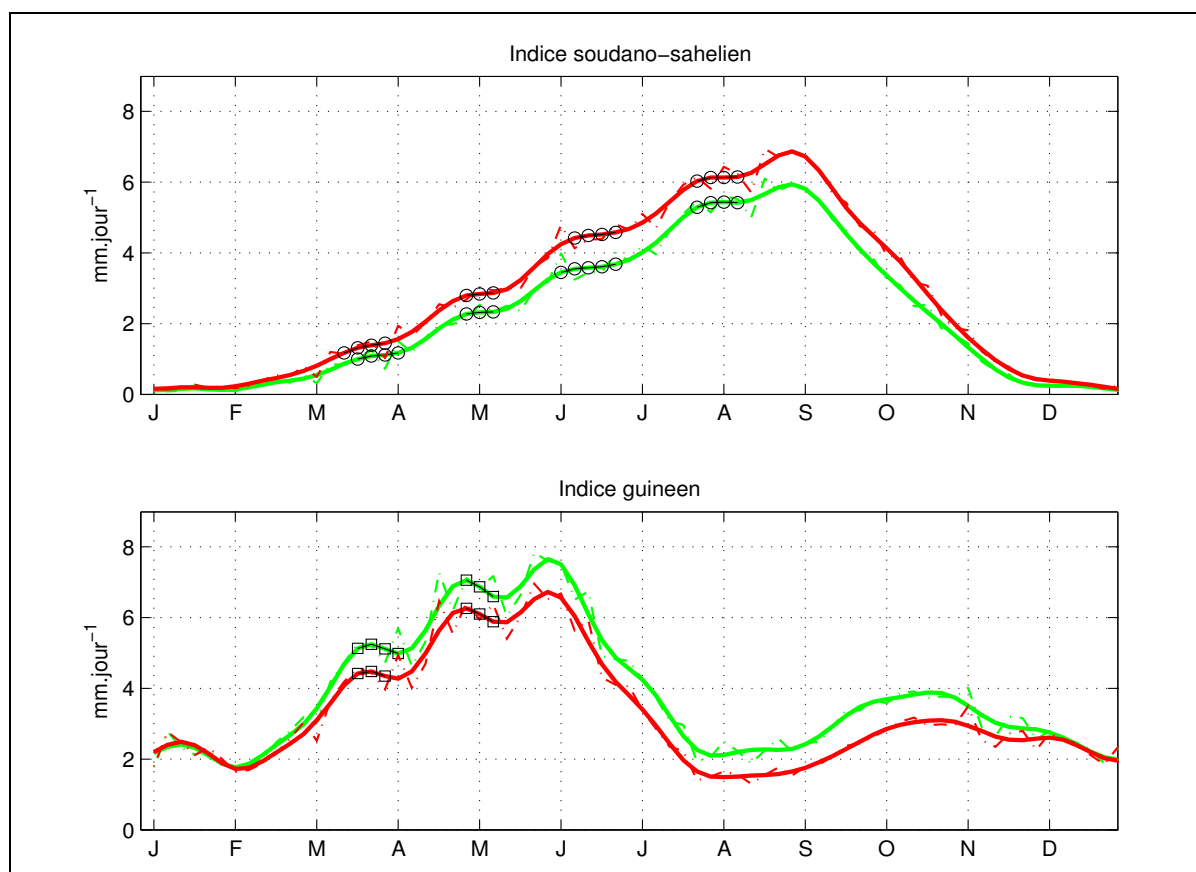


Figure 30 : Courbes vertes : cycles annuels moyens (1979-2006) des indices pluviométriques pentadaires CMAP (a/ : soudano-sahélien, b/ : guinéen) issus des régions pour lesquelles les corrélations sont supérieures à 0,5 : en traits pleins indices filtrés au-dessus de 30 jours, en tirets indices bruts. Les cercles et les carrés représentent respectivement les pauses sur les indices Sahel-Soudan et Guinée-Golfe. Courbes rouges : idem pour les données GPCP.

La saisonnalité des précipitations soudano-sahéliennes, ici avec l'indice filtré (Figure 30 a/, courbes pleines), est caractérisée par un rythme unimodal avec un maximum annuel

enregistré à la fin du mois d'août (≈ 7 mm/jour). Toutefois, celui-ci ne montre pas de symétrie entre période d'installation de la saison des pluies (de mars à août) et phase de retrait (de septembre à novembre). En effet, comme l'avait déjà montré la Figure 28 a/, la phase de retrait se fait de façon très progressive et la décroissance des précipitations est continue, contrairement à la phase d'installation. Celle-ci connaît des modulations d'intensité et des discontinuités. Entre mars et août, on assiste ainsi à une alternance entre phases d'augmentation intense des abats pluviométriques (par la suite appelées « phases actives » du système de mousson) et des phases pendant lesquelles les précipitations stagnent, voire décroissent (séquences appelées « pauses »).

L'indice guinéen (courbes pleines en Figure 30 b/) enregistre un rythme bimodal lié au double passage de la ZCIT sur la zone, lors de sa migration vers le nord, puis lors de sa descente en direction du sud : la première saison des pluies est centrée sur le mois de mai, la deuxième atteint son maximum au mois d'octobre. Nous nous concentrons ici sur la première saison des pluies guinéenne qui correspond à l'installation du système de mousson sur l'Afrique de l'Ouest, *i.e.* de mars à juillet environ. Comme constaté en zone soudano-sahélienne, les abats pluviométriques guinéens connaissent des fluctuations intrasaisonnières importantes entre mars et mai, avec alternance de phases actives et de pauses (encore plus marquées ici).

Par ailleurs, il est très intéressant de souligner (Figure 30) la synchronisation des fluctuations entre zones soudano-sahéliennes et guinéennes, malgré leurs rythmes moyens déphasés. En effet, cela apporte une vision assez nouvelle des rythmes pluviométriques intrasaisonniers de l'Afrique de l'Ouest, confirmée par le fait que les dates des événements, pauses et phases actives, sont indépendantes du jeu de données utilisé. Les analyses temporelles préalables (type Sultan et Janicot 2003 ou Louvet et Janicot 2003) avaient principalement été réalisées sur des domaines restreints dans l'espace, ne permettant pas la détection de la modulation de l'intensité précipitante du système de mousson dans sa globalité. La synchronisation entre les deux premières pauses de l'indice soudano-sahélien et les deux pauses du domaine guinéen en apporte ici la preuve.

Ce diagnostic réalisé sur les cycles annuels moyens nous conduit à nous poser deux questions :

[1] Est-il possible, chaque année, de détecter de façon automatique les pauses ?

[2] Le schéma d'installation faisant alterner pauses et phases actives du système de mousson entre mars et août se retrouve-t-il sur les années individuelles ?

3.2.1.3 La méthode de détection des pauses du système de mousson

Ces deux questions impliquent l'élaboration d'une méthode de détection objective des pauses. Celle-ci est fondée sur les tendances temporelles des indices filtrés pendant la phase d'installation de la mousson, *i.e.* les différences entre pentades consécutives, calculées entre la première pentade de chaque année et la date du maximum pluviométrique annuel. Les différences positives correspondent aux phases d'augmentation des précipitations, les négatives aux phases de décroissance. Les moyennes de ces tendances sont respectivement de 0,16 mm/jour et 0,17 mm/jour pour les fichiers CMAP et GPCP, tandis que les médianes sont respectivement de 0,11 mm/jour et 0,13 mm/jour. Notons également que 34 % (34 %) des tendances calculées sur CMAP (GPCP) sont négatives alors que 43 % (45 %) sont supérieures à 0,15 mm/jour, le seuil supérieur de la classe modale. En conséquence, nous nous baserons sur la valeur seuil 0,15 mm/jour pour la détection des pauses. Ainsi, toute période pluvieuse (> 1 mm/jour) enregistrant des tendances de précipitations inférieures à 0,15 mm/jour pendant au moins trois pentades consécutives sera considérée comme une pause.

Résultats

• Les pauses moyennes et leur variabilité interannuelle

L'application de ces critères indique qu'en moyenne (Figure 30, cercles et carrés, et Tableau 5) la première pause des indices soudano-sahélien et guinéen CMAP est comprise entre le 19 mars (16^{ème} pentade) et le 8 avril (20^{ème}). La deuxième a lieu en moyenne entre le 28 avril (24^{ème}) et le 13 mai (27^{ème}), la troisième entre le 2 juin (31^{ème}) et le 27 juin (36^{ème}) et, enfin, la quatrième du 22 juillet (41^{ème}) au 11 août (45^{ème}).

	Indice soudano-sahélien				Indice guinéen	
	Pause n°1	Pause n°2	Pause n°3	Pause n°4	Pause n°1	Pause n°2
Date de début de pause	19 mars	28 avril	28 mai	12 juillet	15 mars	28 avril
Date de fin de pause	8 avril	13 mai	22 juin	1 ^{er} août	8 avril	17 mai

Tableau 5 : Dates moyennes de début et de fin de pauses détectées sur les indices soudano-sahélien et guinéen des données CMAP. Période 1979-2006.

La Figure 30 a/ montre de plus que les dates moyennes d'occurrence sont quasi identiques entre les deux jeux de données ; seules les durées diffèrent quelque peu. Remarquons aussi que la variabilité haute fréquence (Figure 30 a/, tirets) est plus importante lors des pauses que lors des phases actives de la période d'installation. En phase de retrait, les courbes des indices bruts et filtrés sont quasi confondues. En zone guinéenne (Figure 30 b/), seules deux pauses (les carrés) sont détectées sur le cycle annuel moyen avec de très légères différences entre GPCP et CMAP. La variabilité haute fréquence des précipitations se manifeste surtout à partir de fin avril (période d'alternance entre phases actives et pauses). Toutefois, on ne remarque pas ici une plus forte manifestation de cette gamme de variabilité pendant les pauses comme pour l'indice soudano-sahélien.

Les pauses ont des dates d'occurrence assez constantes à l'échelle interannuelle puisque la date de fin de pause n°1 de l'indice soudano-sahélien a un écart-type de cinq jours (1 pentade) sur la période 1979-2006, alors que les trois autres pauses ont un écart-type de dix jours (2 pentades) sur la même période. Le calendrier précis des dates de fin de pause, ainsi que la durée de chaque événement, sont donnés dans le Tableau 6 pour l'ensemble des années. Signalons, à cette occasion, que le critère développé ne permet pas de détecter l'intégralité des pauses chaque année. Il y a donc des années qui ne respectent pas le schéma moyen. Les deux jeux de données, CMAP et GPCP, montrent une bonne cohérence des dates de pauses à l'échelle interannuelle (92 % de dates communes sur la période). Enfin, concernant la durée des pauses, il est important de noter qu'elle est de vingt-cinq jours environ (de 4,95 pentades pour la pause n°4 à 5,1 pour la pause n°1). Cela a pour conséquence que dates de début et de fin de pauses sont très fortement corrélées entre elles ($r = 0,73$, $r = 0,86$, $r = 0,78$ et $r = 0,81$, respectivement, pour les pauses n°1, 2, 3 et 4), même si le filtrage temporel est en grande partie responsable de ces scores.

Nos résultats concordent avec les résultats de Louvet et Janicot (2003), Sultan et Janicot (2000) et Sultan et Janicot (2003), qui avaient détecté et décrit respectivement le démarrage de la première saison des pluies guinéenne (en moyenne le 10 avril), le pré-démarrage (14 mai) et le démarrage (24 juin) de la saison des pluies soudano-sahélienne. Ils permettent surtout de réviser la vision classique de la modulation intrasaisonnaire de la mousson ouest-africaine et suggèrent que les événements détectés localement s'inscrivent dans une dynamique de plus large échelle, faisant référence à la modulation du système de mousson dans sa globalité. En effet, les périodes d'intensification de la pluviométrie associée

3.2 Modulations intrasaisonnières des précipitations

aux démarrages ou pré-démarrages précédemment évoqués correspondent au début des phases actives (intensification des précipitations) donc aux fins de pauses (n°1, 2 et 3).

Année	Pause n° 1	Pause n°2	Pause n°3	Pause n°4	Année	Pause n° 1	Pause n°2	Pause n°3	Pause n°4
1979	21 (5)	29 (4) ◊	37 (5) ◊	44 (4) ◊	1993	20 (7) *	29 (6)	37 (4) ◊	
	13 avril	23 mai ◊	2 juillet ◊	6 août ◊		8 avril *	23 mai	2 juillet ◊	
1980	20 (6) *	27 (4)	35 (6)	44 (4) ◊	1994	21 (3) ◊	28 (5)	35 (4)	42 (4)
	8 avril *	13 mai	22 juin	6 août ◊		13 avril ◊	18 mai	22 juin	27 juillet
1981	20 (6)	29 (6)		46 (10) *	1995	20 (5)	27 (5)	33 (4)	39 (3) *
	8 avril	23 mai		16 août *		8 avril	13 mai	12 juin	12 juillet *
1982	20 (5)	26 (4)	34 (5)	40 (5) *	1996	18 (4) *	26 (6) *	36 (6)	42 (4) / 41 (3)
	8 avril	8 mai	17 juin	17 juillet *		29 mars *	8 mai *	27 juin	27 juillet/ 22 juillet
1983	22 (5) ◊		36 (6)		1997	21 (5)	29 (5) ◊	38 (6) ◊	45 (5) ◊
	18vril ◊		27 juin			13 avril	23 mai ◊	7 juillet ◊	11 août ◊
1984	20 (6) *	28 (5) / 27 (4)	35 (6)	48 (6) ◊	1998	21 (3) ◊	28 (5)	36 (5) / 37 (6)	48 (6) ◊
	8 avril *	18 mai / 13 mai	22 juin	26 août ◊		13 avril ◊	18 mai	27 juin / 2 juillet	26 août ◊
1985	23 (6) ◊	29 (4) ◊		41 (4)	1999	24 (8)		32 (5) *	44 (4) ◊
	23 avril ◊	23 mai ◊		22 juillet		28 avril		7 juin *	6 août ◊
1986	18 (5) *	25 (6) *	35 (9) / 36 (10) *	45 (5) ◊	2000	20 (5)	26 (5) *	32 (3)	38 (4) *
	29 mars *	3 mai *	22 juin / 27 juin *	11 août ◊		8 avril	8 mai *	7 juin	7 juillet *
1987			38 (5) ◊		2001		27 (8) *	38 (7)	
			7 juillet ◊				13 mai *	7 juillet	
1988	19 (5) *	27 (5)	33 (3)	44 (5)	2002		29 (6)	36 (5)	
	3 avril *	13 mai	12 juin	6 août			23 mai	27 juin	
1989	20 (5)	29 (6) / 28 (5)		43 (5)	2003		25 (5) *	33 (5) / 33 (4) *	41 (5) *
	8 avril	23 mai / 18 mai		1er août			3 mai *	12 juin / 12 juin *	22 juillet *
1990		32 (7) / 31 (6) ◊			2004				
		7 juin / 2 juin ◊							
1991		24 (4) *	32 (5) *	43 (7)	2005		---/ 19 (6)	28 (6)	
		28 avril *	7 juin *	1er août			---/ 3 avril	18 mai	
1992	17 (4) *	24 (4) *	33 (6) *	46 (7)	2006		---/ 22 (7)	36 (4)	43 (3)
	24 mars *	28 avril *	12 juin *	16 août			---/ 18 avril	2 juin	27 juin

Tableau 6 : Date de fin de pause par année, déterminée à partir des données CMAP. Pour chaque année, la ligne du haut renseigne sur le numéro de pentade de la fin de pause. La durée en pentade est notée entre parenthèses, la ligne du bas indique la date en jour de la fin de pause. En gras sont notées les dates fournies par le fichier GPCP lorsque les dates diffèrent. Les étoiles et les losanges indiquent les années choisies, respectivement, pour les années précoces et tardives de la composite de la Figure 31.

Après avoir constaté et daté précisément les quatre pauses caractéristiques pendant la phase d'installation, il semble important d'évaluer si la date d'occurrence d'une pause varie en fonction des autres et si elle a un impact sur le déroulement du cycle saisonnier des précipitations (en termes d'intensité des précipitations, de timing et de cumuls saisonniers).

• **Les dates de pauses ont-elles un impact sur le déroulement de la saison ?**

Les coefficients de corrélation calculés entre les dates de fin de pauses (voir légende du Tableau 7 pour plus de détails) montrent que les pauses les plus corrélées sont les pauses n°1 et n°2, suivies des pauses n°2 et n°3 ; seules les pauses successives sont fortement corrélées entre elles, au-delà les valeurs chutent fortement. Cette simple analyse suggère donc que la date d'une pause n'a pas d'impact sur l'occurrence des autres au-delà de la pause suivante.

	Soudano-sahélien						Guinéen
Pause n°	#1/2	#1/3	#1/4	#2/3	#2/4	#3/4	#1/2
Coefficient de corrélation (x100)	+78 **	+5	-10	+67 **	+16	+41*	+89 **

Tableau 7 : Coefficient de corrélation (x 100) entre les dates de fin de pause sur les indices soudano-sahélien et guinéen. Les corrélations sont calculées deux à deux (#1/2 indique, par exemple, que la corrélation a été calculée entre les dates de fin de pauses n°1 et n°2. Période 1979-2006. * et ** marquent respectivement les corrélations significatives au seuil de confiance de 95 % et 99 % lues dans la table de Bravais-Pearson en fonction du nombre de degrés de liberté associé au nombre d'individus.

Il s'agit maintenant d'étudier les contrastes entre les années aux pauses anormalement tardives et précoces à l'aide d'analyses composites. Cette méthode permettra d'estimer si la date de chaque pause est statistiquement liée à des modifications dans l'évolution annuelle des précipitations sur les deux zones étudiées, et voir si ceci engendre des différences significatives dans les cumuls pluviométriques saisonniers. Les résultats sont reportés en Figure 31.

Les résultats relatifs à l'indice soudano-sahélien (Figure 31) peuvent être résumés comme suit :

- une pause en avance est logiquement associée à plus (moins) de précipitations juste avant (après) la date d'occurrence moyenne (voir les losanges sur l'axe des abscisses du haut) ;

- une pause n°1 précoce (Figure 31 a/) est associée à une pause n°2 plus précoce également (comme suggéré par l'analyse des coefficients de corrélation) et semble également engendrer un maximum pluviométrique annuel plus tardif ;

- une pause n°2 en avance (Figure 31 b/) est précédée par une modulation de la pluviométrie de type pause (car le critère de 1 mm/jour ne permet pas de détecter la pause n°1) et suivie par une pause n°3 plus précoce ;

- une pause n°3 précoce est associée à une pause n°2 précédée par une augmentation des précipitations entraînant des anomalies positives significatives début avril ;

- une pause n°4 en avance entraîne un maximum pluviométrique plus précoce et des précipitations plus intenses mi-août, ainsi qu'un retrait en avance. Dans ce cas de figure, la pause n°3 est en avance, ce qui entraîne un début de saison des pluies soudano-sahélienne plus précoce et des précipitations plus intenses à la transition entre juin et juillet.

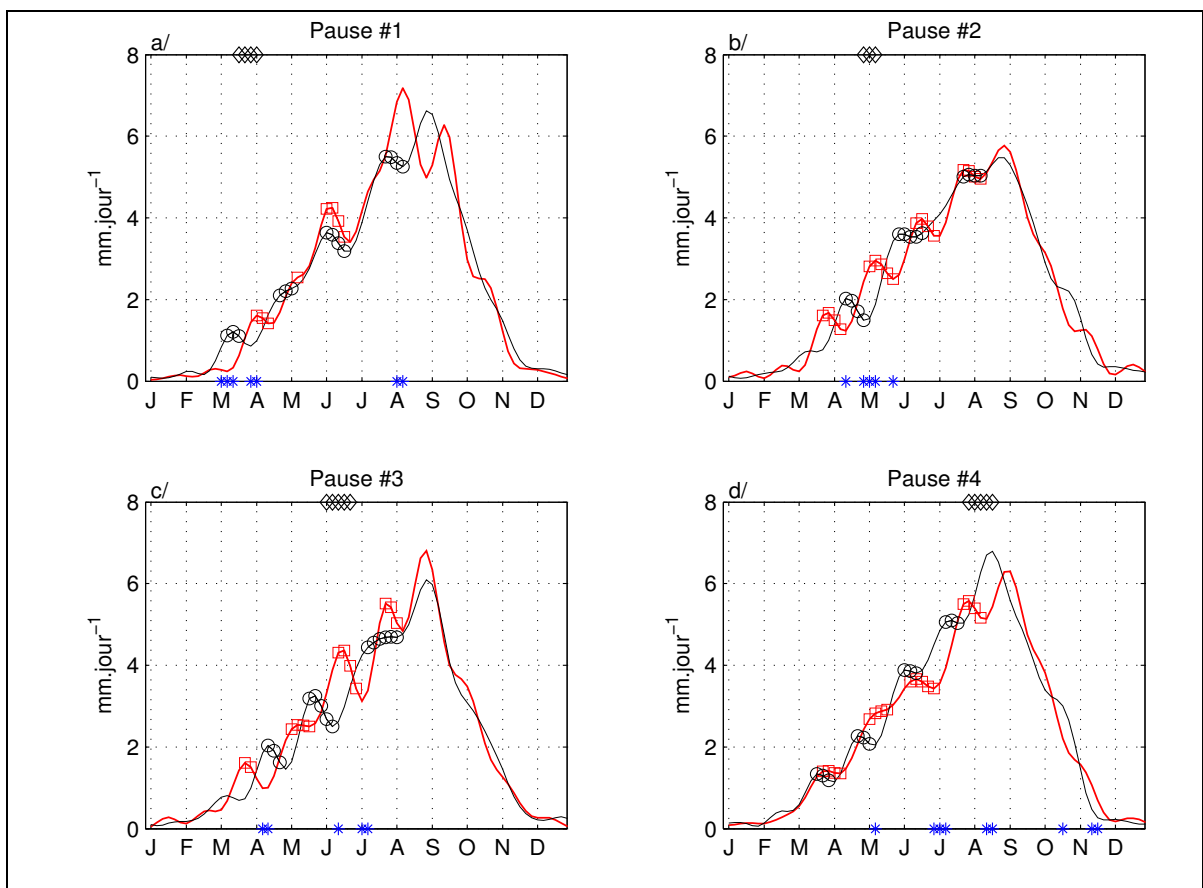
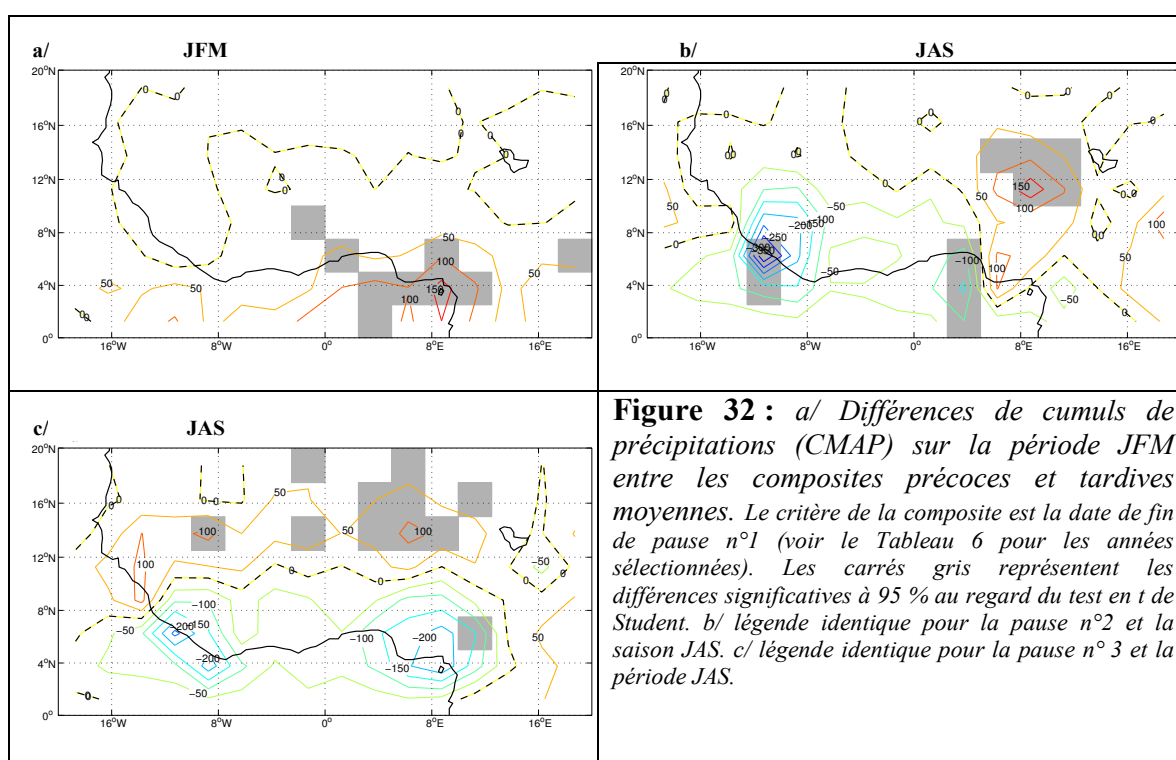


Figure 31 : En noir (rouge) : cycle annuel moyen de la composite précoce (tardive) de l'indice soudano-sahélien filtré au-dessus de 30 jours. La composite est établie en fonction du caractère précoce ou tardif de la date de début de pause (voir Tableau 6 pour les années sélectionnées). Les ronds (carrés) représentent les pauses détectées sur la moyenne composite. Les losanges figurant sur l'axe des abscisses du haut marquent les pauses moyennes sur la période 1979-2006 ; sur l'axe du bas, les étoiles marquent les différences significatives (à 95 %) entre les deux composites au regard du test en t de Student (H_0 , il n'y a pas de différence significative entre les deux échantillons).

3.2 Modulations intrasaisonniers des précipitations

Pour estimer l'impact de la date d'occurrence des pauses sur les cumuls saisonniers (JFM, AMJ, JAS et OND) de précipitations, nous avons calculé les différences entre les moyennes composites précoces et tardives par point de grille (Figure 32). Seuls les résultats les plus significatifs sont reportés. Ainsi, une pause n°1 précoce (Figure 32 a/) est associée à des cumuls de précipitations sur la saison JFM plus importants sur l'Adamaoua, le mont Cameroun et des zones du Bénin et du Togo. Cela est certainement dû au fait que l'installation de la ZCIT sur le nord du golfe de Guinée et le continent étant plus précoce, elle a pu engendrer des cumuls pluviométriques plus importants sur la saison JFM.



Quand la pause n°2 est précoce (Figure 32 b/) les zones guinéennes (continentales et océaniques) connaissent des précipitations moins importantes en JAS. Mais, plus au nord, cette précocité est associée à un déplacement vers le nord de la ZCIT en avance (pause n°3 en avance, Figure 31 b/) et engendre des cumuls pluviométriques plus forts (>100 mm) dans le nord-est du Niger. Un signal de même nature, plus prononcé, est associé à une pause n°3 en avance (Figure 32 c/). En effet, toute la frange soudano-sahélienne connaît alors des cumuls pluviométriques plus importants alors que l'inverse est constaté au sud du 10^{ème} parallèle.

Les résultats présentés suggèrent que l'analyse en composantes principales des champs pluviométriques a permis de décrire l'alternance entre phases actives et pauses,

pendant la période d'installation du système de mousson sur le continent. Deuxièmement, la méthode détecte une bonne synchronisation sur tout le domaine étudié, ce qui donne une perception nouvelle de la variabilité intrasaisonnaire du système de mousson. Mais il peut s'agir aussi d'un artefact. Une méthodologie relativement similaire appliquée aux trois domaines pluviométriques (guinéen, soudanien et sahélien) de l'Afrique de l'Ouest confirme-t-elle nos résultats ?

3.2.2 L'approche par indice spatial

3.2.2.1 Fluctuations et cycles annuels moyens

Tout d'abord, intéressons-nous à l'évolution annuelle moyenne des précipitations pour chacun des trois sous-domaines considérés. La Figure 33 illustre les cycles annuels moyens, obtenus sur la période 1979-2006, des précipitations, CMAP et GPCP filtrées au-dessus de trente jours (*i.e.* > 6 pentades).

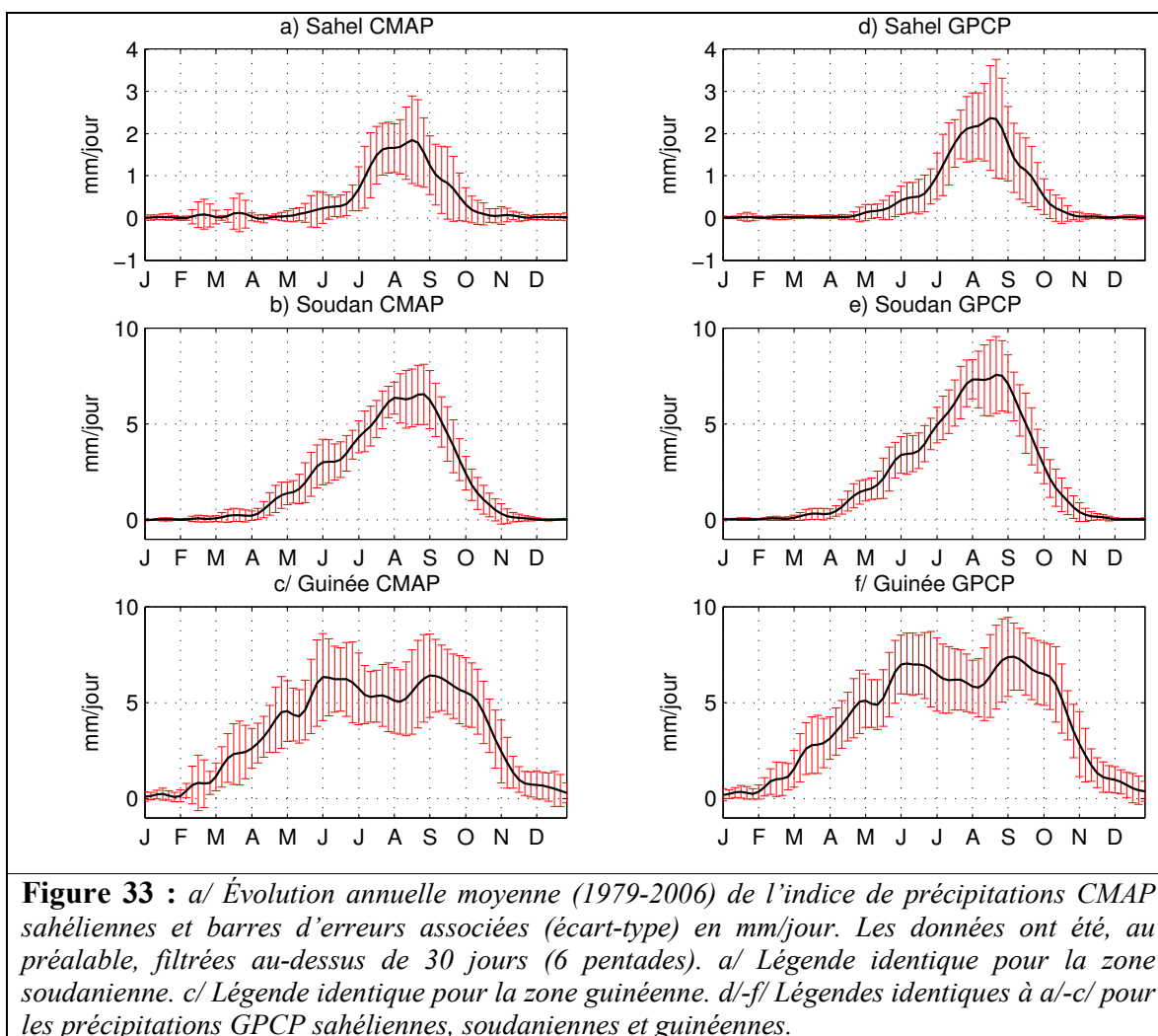


Figure 33 : a/ Évolution annuelle moyenne (1979-2006) de l'indice de précipitations CMAP sahéliennes et barres d'erreurs associées (écart-type) en mm/jour. Les données ont été, au préalable, filtrées au-dessus de 30 jours (6 pentades). a/ Légende identique pour la zone soudanienne. c/ Légende identique pour la zone guinéenne. d/-f/ Légendes identiques à a/-c/ pour les précipitations GPCP sahéliennes, soudanienne et guinéennes.

Sur le Sahel (Figure 33 a/ et d/), la caractéristique première de la saisonnalité des précipitations est son caractère unimodal, avec un maximum en août. L'alternance, entre phases actives et pauses, détectée précédemment sur la zone soudano-sahélienne, est assez peu perceptible sur le cycle annuel moyen (plus perceptible sur CMAP que sur GPCP).

Les choses sont différentes en ce qui concerne la zone soudanienne (Figure 33 b/ et e/). En effet, si les précipitations atteignent leur maximum annuel à peu près au même moment de l'année que sur la partie sahélienne, l'allure de la courbe en paliers successifs (tant sur les données CMAP que GPCP) démontre l'existence d'une l'alternance plus marquée entre phases actives et pauses.

La zone guinéenne montre également des précipitations marquées par cette alternance dès la fin du mois de février (Figure 33 c/ et f/).

3.2.2.2 Diagnostics de variabilité intrasaisonnière

La méthode fréquentielle

Afin d'avoir une bonne vision de l'évolution temporelle des précipitations, nous avons calculé, pour chacun des indices considérés, les tendances temporelles (différence de précipitations entre deux pentades successives). Les modulations ayant été constatées principalement entre les mois de mars et septembre les calculs de tendance ne concernent que cette période de l'année (Figure 34). En effet, phases actives et pauses ne semblent se manifester que lors du déplacement vers le nord de la ZCIT. Des statistiques ont été produites afin de détecter les changements dans l'évolution des précipitations au cours du temps (augmentations et diminutions) et leur récurrence d'année en année. Le pourcentage d'occurrence de chaque évolution de précipitations supérieure à 0,1 mm (en valeur absolue), entre deux pentades successives, a été retenu pour les indices guinéen et soudanien. En ce qui concerne l'indice sahélien, le seuil est deux fois moins élevé, en rapport avec la pluviométrie plus réduite dans cette région que dans les deux autres (voir Figure 33). Quand les valeurs d'occurrence sont au moins égales à 65 %, une barre jaune le signale ; quand elles atteignent au moins 90 %, le cas est représenté par une barre bleue.

Les résultats

Bien que les résultats ne soient pas parfaitement identiques entre les deux jeux de données, il apparaît que les principaux signaux détectés sont semblables. En conséquence, les commentaires des données GPCP et CMAP seront faits simultanément.

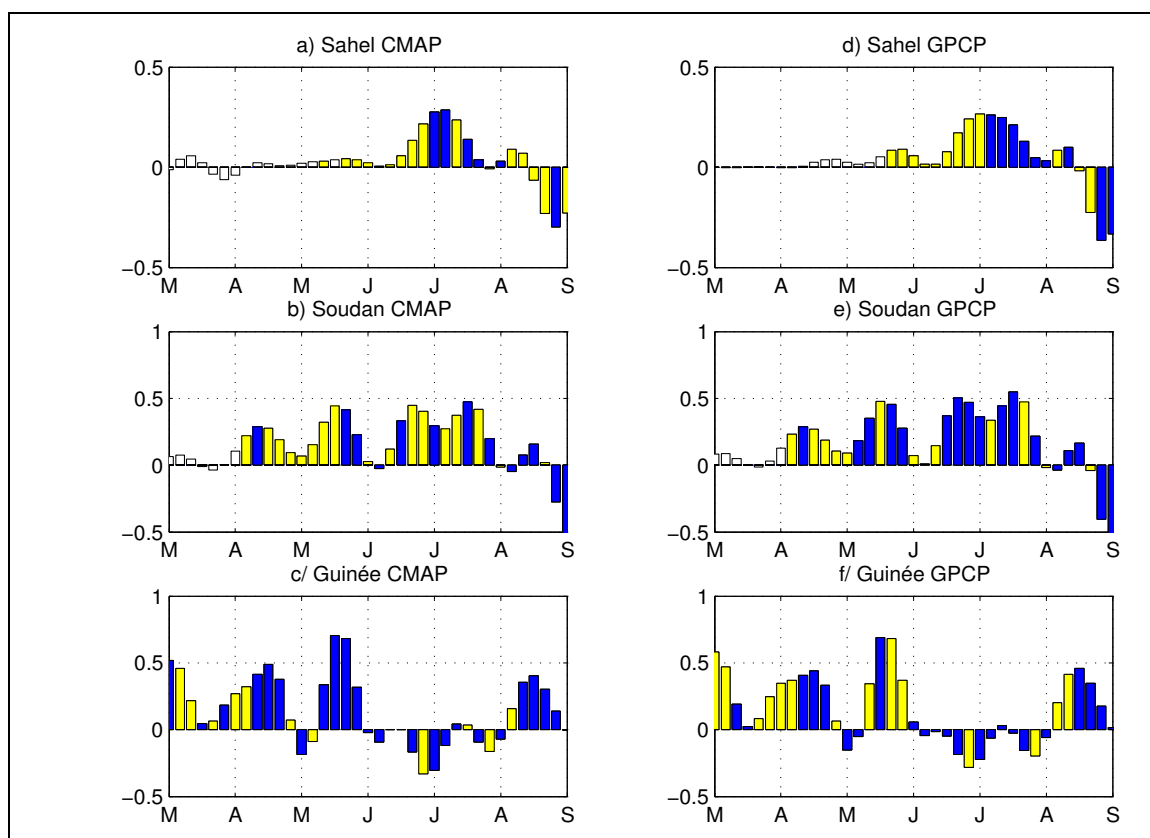


Figure 34 : a/ *Tendance temporelle moyenne (différences entre deux pentades successives) de l'indice des précipitations sahéniennes (CMAP). Le pourcentage d'occurrence d'évolution de précipitation supérieure à 0,05 mm (en valeur absolue) entre deux pentades successives a été recensé sur les 28 années de la période 1979-2006. Quand les pourcentages d'occurrence sont au moins égaux à 65 %, une barre jaune le signale ; quand elles atteignent au moins 90 %, le cas est représenté par une barre bleue. b/ et c/ légendes identiques pour les zones soudanienne et guinéenne. Le seuil est ici fixé à 0.1mm. d/-f/ Légendes identiques à a/-c/ pour les précipitations GPCP sahéniennes, soudanienne et guinéennes.*

Les Figure 34 c/ et f/ montrent qu'en zone guinéenne, il y a alternance entre phases d'augmentation (valeurs positives) et de diminution (valeurs négatives) des précipitations pendant la première saison des pluies. Les phases actives lors de cette période sont centrées sur les périodes de début mars - début avril (démarrage de la première saison des pluies guinéenne) et mi-mai, les deux dernières ayant une récurrence plus importante sur la période d'étude (au moins 90 % des vingt-huit années étudiées). À ces latitudes, le démarrage de la première saison des pluies est donc précédé (en moyenne le 10 avril) par une première hausse des précipitations récurrentes à hauteur d'au moins 65 % des années étudiées. Louvet et Janicot (2003) avaient déjà remarqué qu'une hausse des précipitations associée à un renforcement de la convection précédait le véritable démarrage de la première saison des pluies guinéenne. La phase active ayant lieu à la mi-mai correspond à l'intensification des précipitations entraînant le premier maximum annuel de fin mai à début juin (Figure 33 c/ et

f/). Cette phase d'intensification des précipitations fait suite à une baisse des abats pluviométriques et de la convection profonde (lors de la transition avril-mai), également documentée par Louvet et Janicot (2003). Enfin, la dernière augmentation visible sur le graphique au mois d'août correspond à la migration vers le sud de la ZCIT et à son deuxième passage annuel sur la zone guinéenne.

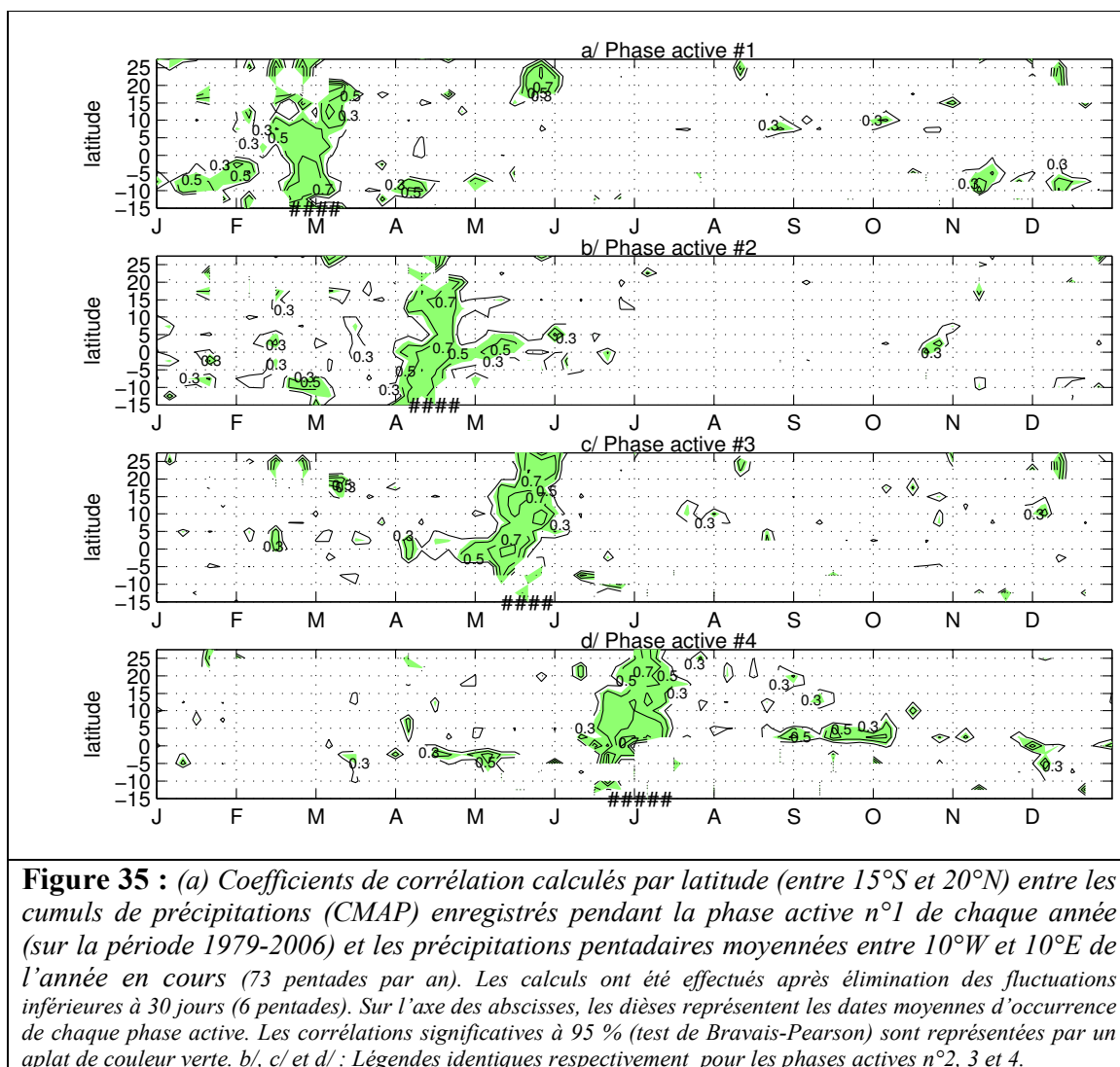
Aux latitudes soudaniennes (Figure 34 b/ et e/), l'alternance entre phases actives et pauses est très marquée. Toutefois, il faut attendre le début du mois d'avril pour que la première phase active ait lieu. Deux autres phases d'augmentation des précipitations sont détectables en mai et dans la deuxième moitié du mois de juin. Notons que les phases actives d'avril et de mai sont synchrones aux latitudes guinéennes et soudaniennes. Cela souligne bien le fait que les fluctuations obéissent à des mécanismes d'échelle spatiale supérieure.

Enfin, en zone sahélienne, le seuil choisi de 0,05 mm de différence entre deux pentades consécutives ne permet de détecter que deux phases actives qui se manifestent entre mi-mai et début juin et lors de la deuxième moitié du mois de juin (Figure 34 a/ et d/). La deuxième phase active correspond ici au déplacement de la zone de convection profonde qui amène la ceinture de pluies jusqu'aux latitudes les plus septentrionales du domaine d'étude (AfO). Notons tout de même qu'à la mi-avril, une phase d'intensification des précipitations se dessine, mais le critère choisi ne permet pas de la qualifier d'active.

L'étude des tendances temporelles montre donc que l'installation de la mousson sur le continent entre mars et août ne se fait pas de façon continue et linéaire, mais s'apparente plutôt à des pulsations, *i.e.* l'intensité des précipitations associées n'est pas constante au cours de la saison des pluies ; elle est donc caractérisée par une forte variabilité intrasaisonnière relativement phasée avec le cycle annuel moyen.

Ainsi, les principales périodes actives de la mousson ouest-africaine sont en moyenne au nombre de quatre : [1] de fin février à début mars aux latitudes guinéennes, [2] un peu avant la mi-avril (latitudes soudaniennes et guinéennes), [3] de début mai à fin mai sur l'ensemble de la zone d'étude et [4] fin juin/début juillet pour les deux régions les plus septentrionales. Si l'on se réfère à la littérature citée au début de ce chapitre, on se rend compte que les phases actives n°1 à n°4 correspondent respectivement aux pré-démarrage guinéen, démarrage guinéen, pré-démarrage sahélien et au démarrage sahélien. Selon la période de l'année, les phases actives peuvent être vues comme des pulsations du système de mousson qui affectent l'intégralité de la zone continentale soumise au flux de mousson ou au moins ses deux tiers.

Le déroulement du cycle annuel moyen établi, intéressons-nous maintenant aux fluctuations qui le caractérisent entre l'hiver et l'été boréaux. Plus précisément, nous avons cherché à savoir à quoi était liée l'intensité des précipitations pendant les phases actives. Pour cela, nous avons calculé par latitude (entre 15°S et 20°N) les corrélations entre les cumuls de précipitations enregistrés pendant les quatre phases actives de chaque année et les précipitations pentadaires moyennées entre 10°W et 10°E de l'année en cours. Ces calculs ont été réalisés après que l'on eut éliminé les fluctuations pluviométriques inférieures à trente jours (six pentades). Les résultats sont présentés sous forme de diagrammes temps/latitude (Figure 35), sur lesquels apparaissent en abscisse les dates moyennes d'occurrence de chaque phase active sous la forme de dièses.



Quel que soit le moment de l'année auquel on s'intéresse, les plus fortes valeurs de corrélation (valeurs comprises entre 0,6 et 0,8) concernent presque toujours les périodes actives. Toutefois, la variabilité des précipitations enregistrées lors des phases actives peut être liée à celle observée pendant d'autres périodes de l'année. Par exemple, aux latitudes guinéennes, les précipitations de la première phase active annuelle sont positivement corrélées avec l'évolution des précipitations de début février et début avril. Aux latitudes sahéliennes, les abats pluviométriques de la phase active n°1 (même s'ils sont, à cette époque de l'année, très faibles) sont bien corrélés avec les précipitations enregistrées lors de la phase active n°3 vers 20°N (Figure 35 a/ et c/).

Les précipitations des phases n°2 et n°3 sont statistiquement précédées par des signaux dans les précipitations pentadaires des mois de février et mars, même si les résultats sont un peu moins nets. Plus il pleut pendant ces deux mois, plus les précipitations seront intenses pendant la phase active (plus la phase sera active en quelque sorte). Il faut également remarquer que ces deux phases ont un impact sur la pluviométrie des pentades qui les séparent (corrélations significatives entre les deux phases actives, Figure 35 b/ et c/). Enfin, plus la phase active n°4, qui correspond au démarrage de la saison des pluies sahélienne, est arrosée, plus elle tend à être précédée par des abats pluviométriques forts à l'équateur début mai, et plus les précipitations seront intenses dans le golfe de Guinée, de début septembre à la deuxième quinzaine d'octobre. Il semble donc bien y avoir une organisation pluviométrique dépendante des conditions antérieures à l'échelle intrasaisonnière.

L'existence du phénomène d'alternance pauses/phases actives est donc avérée, *via* les deux études menées au cours de ce chapitre. Il convient maintenant de déterminer la répartition spatiale des tendances de précipitations lors de la transition entre pause et phase active, ainsi que les modifications dans la circulation atmosphérique qui leur sont associées.

3.3 Les champs atmosphériques et de précipitations associés aux fins de pauses

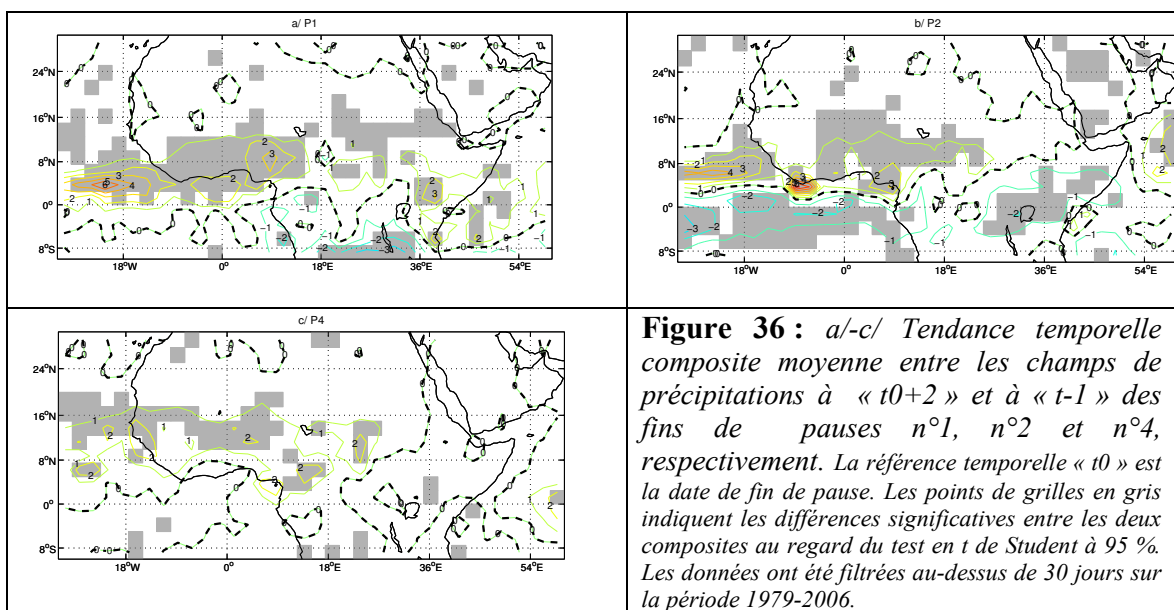
La spatialisation des signaux est réalisée ici au travers de l'analyse composite des tendances lors des transitions entre pauses et phases actives afin de détecter, d'une part, les modifications dans la circulation atmosphérique, et la répartition spatiale des précipitations d'autre part. Seules les pauses n°1, 2 et 4 seront documentées ici. La pause n°3, qui

correspond à la période juste avant le démarrage de la saison des pluies soudano-sahélienne, fera l'objet du chapitre suivant.

Il est en effet important d'analyser la répartition spatiale des tendances de précipitations, les analyses ayant suggéré que ces modulations pluviométriques touchaient l'intégralité de l'Afrique de l'Ouest de façon synchrone.

La tendance temporelle à la fin de chaque pause (« t0 ») est estimée par le champ différence entre la situation de début de phase active (« t0+2 », *i.e.* deux pentades après la fin de pause) et celle la précédant (« t0-1 », *i.e.* une pentade avant la fin de pause).

Sur le plan horizontal, les résultats sont présentés sur trois niveaux de pression (925 hPa, 600 hPa et 200 hPa), documentés lors de la présentation de la climatologie moyenne de l'Afrique de l'Ouest (Figure 16 et Figure 17). La circulation verticale et méridienne sera abordée sur la fenêtre de longitudes 10°W-0°E. De plus, pour rendre l'interprétation des cartes de tendance plus aisée, les situations moyennes à « t0 » sont aussi présentées sur les figures.



• La fin de pause n°1

L'augmentation des pluies à la fin de la pause n°1 concerne la quasi-intégralité de l'Afrique de l'Ouest (Figure 36 a/). Seules quelques valeurs négatives apparaissent sur certaines zones du Sénégal, du Mali et de la Mauritanie, qui ne sont toutefois pas significatives. Les zones les plus significatives sont concentrées sur les zones soudaniennes et guinéennes (continentales et océaniques). Parmi celles-ci, signalons que les plus fortes

augmentations se situent au niveau de la ZCIT océanique et sur le Nigéria. Enfin, le fait que presque toute l'Afrique, comprise entre 5°S et 30°N, connaisse une augmentation de sa pluviométrie lors de cette transition prouve que ce phénomène est de plus large échelle que le seul espace ouest-africain.

L'évolution peut être décrite ainsi. Au moment de la fin de pause n°1, le FIT est placé sur le continent entre 10°N et 12°N (Figure 37 a/ et g/). La transition entre la pause n°1 et la phase active qui lui succède s'accompagne d'un renforcement du flux de mousson sur la quasi-totalité du golfe de Guinée et sur le continent à l'est de 10°W (Figure 37a/). De plus, les intrusions d'air en provenance de l'anticyclone des Açores sont, elles aussi, renforcées. Dans le même temps, l'Harmattan s'affaiblit, ce qui entraîne un léger déplacement vers le nord des ascendances de bas niveaux associées au FIT (Figure 37h/). La convection, profonde à ce moment de l'année sur le golfe de Guinée et la côte guinéenne (Figure 37g/), est renforcée en haute troposphère (Figure 37 h/). En moyenne troposphère, le JEA se renforce au moment de la transition (Figure 37 d/). Le jet subtropical nord, sensible entre 600 hPa (Figure 37 c/) et 200 hPa (Figure 37 e/), ondule à « t0 » et se présente sous forme de talweg au-dessus des côtes mauritano-marocaines. Au moment de la transition, entre « t0-1 » et « t0+2 » il y a un déplacement vers l'est du talweg. Parallèlement, le jet subtropical sud se renforce (Figure 37 f/ et h/), ce que Louvet et Janicot (2003), lors de l'étude du démarrage de la première saison des pluies guinéenne correspondant à la fin de la pause n°1, avaient déjà souligné en mentionnant, notamment, des ascendances en moyenne troposphère située en aval du talweg. Leur étude avait conclu que le démarrage de la première saison des pluies sur la basse côte guinéenne provenait d'une interaction entre le signal saisonnier, relatif au déplacement méridien de la ZCIT, et une impulsion intrasaisonnière représentée par la propagation vers l'est des ondulations du jet subtropical nord qui génère des ascendances en aval.

La pluviométrie s'intensifie après la fin de pause car les conditions de circulation atmosphérique sont favorables : augmentation des ascendances au niveau du FIT (convection thermique de basses couches) et de la ZCIT (convection profonde) liée au passage d'un talweg d'altitude et au renforcement du flux de mousson. De plus, il y a une très bonne cohérence entre les zones d'augmentations significatives des précipitations (Figure 36 a/) et les zones de renforcement des ascendances favorables à l'intensification des précipitations (Figure 37 h/).

3.3 Les champs atmosphériques et de précipitations associés aux fins de pauses

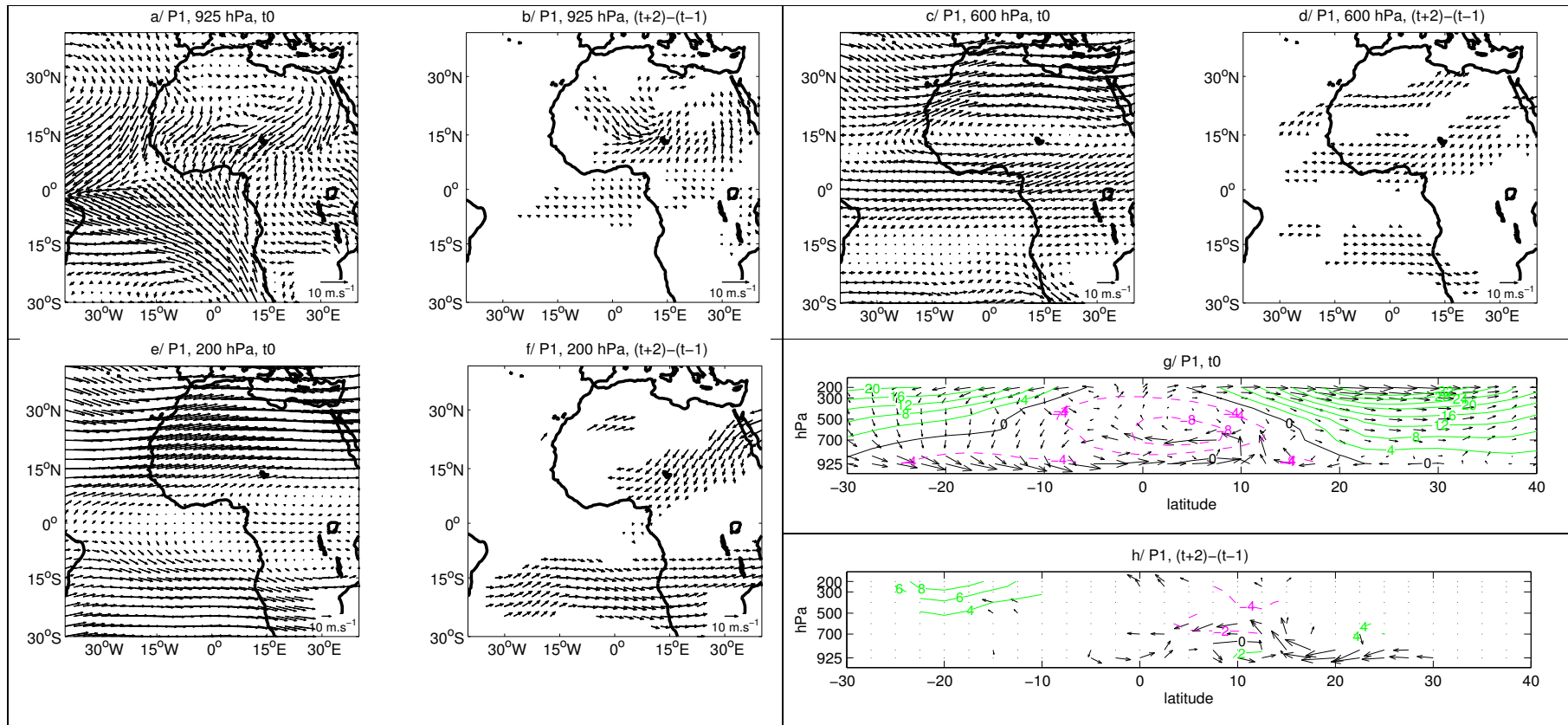


Figure 37 : a/, c/ et e/ Champ composite moyen de vent à « t0 » au niveau 925 hPa, 600 hPa et 200 hPa, respectivement. g/ Coupe méridienne et verticale du vent moyen à « t0 ». Les données ont été moyennées entre 10°W et 10°E. b/, d/ et f/ : Idem à a/, c/ et e/ mais pour la différence composite moyenne entre « t0+2 » et « t0-1 ». h/ : Idem à g/ mais pour la différence composite moyenne entre « t0+2 » et « t0-1 ». La référence temporelle « t0 » est ici la fin de la pause n°1. Seules les différences significatives (à 95 %) au regard du test en t de Student sont présentées. (H0 : il n'y a pas de différences significatives entre les deux échantillons).

• La fin de pause n°2

La tendance générale de la pluviométrie ouest-africaine, lors de cette transition, est à l'augmentation, même si les zones significatives sur le continent sont presque toutes situées à l'est de 2.5°E (Figure 36 b/). La zone océanique montre plus de contrastes avec des tendances positives au nord de l'équateur et négatives au sud. Ce phénomène est l'illustration d'un léger déplacement vers le nord du cœur de la bande pluvieuse associée à la ZCIT. Trois zones connaissent des augmentations supérieures à 2 mm sur une zone située à l'ouest de l'Adamaoua, les côtes de Côte d'Ivoire et du Libéria et la région au large de la Guinée Conakry et de la Sierra Leone.

Signalons qu'en surface, le FIT est à 15°N (Figure 38 a/ et g/) au moment de la fin de la pause n°2 (« t0 »), en accord avec les résultats de Sultan et Janicot (2003) qui documentent le pré-démarrage de la saison des pluies soudano-sahélienne.

Le passage de la pause n°2 à la phase active suivante est associée à l'intensification de certains éléments de la cellule de Hadley nord (Figure 38 g/-h/). D'abord, il y a un renforcement du flux de mousson sur le continent entre 12°N et 17°N et sur l'Atlantique équatorial nord (Figure 38 b/). La convection profonde à 7°N environ et les ascendances de bas niveaux entre 15°N et 20°N (Figure 38 h/) sont elles aussi amplifiées. Au contraire, à l'équateur, on note un affaiblissement important des ascendances en lien avec la réduction de la pluviométrie entre « t0-1 » et « t0+2 ». Le JEA voit, de façon synchrone, un renforcement de ses flux et un léger déplacement de son cœur vers le nord (Figure 38 d/). L'intensité du jet subtropical nord s'affaiblit lors de cette transition (Figure 37 f/ et h/). Comme pour la pause n°1, il se présente à « t0 » sous la forme d'un talweg au-dessus des côtes mauritano-marocaines (Figure 38 c/ et e/).

Ainsi, les champs de circulation atmosphérique horizontaux et verticaux sont favorables à l'intensification de la pluviométrie ouest-africaine et à sa migration vers le nord lors de la transition entre la pause n°2 et la phase active qui lui succède au nord de l'équateur, et à son affaiblissement au sud.

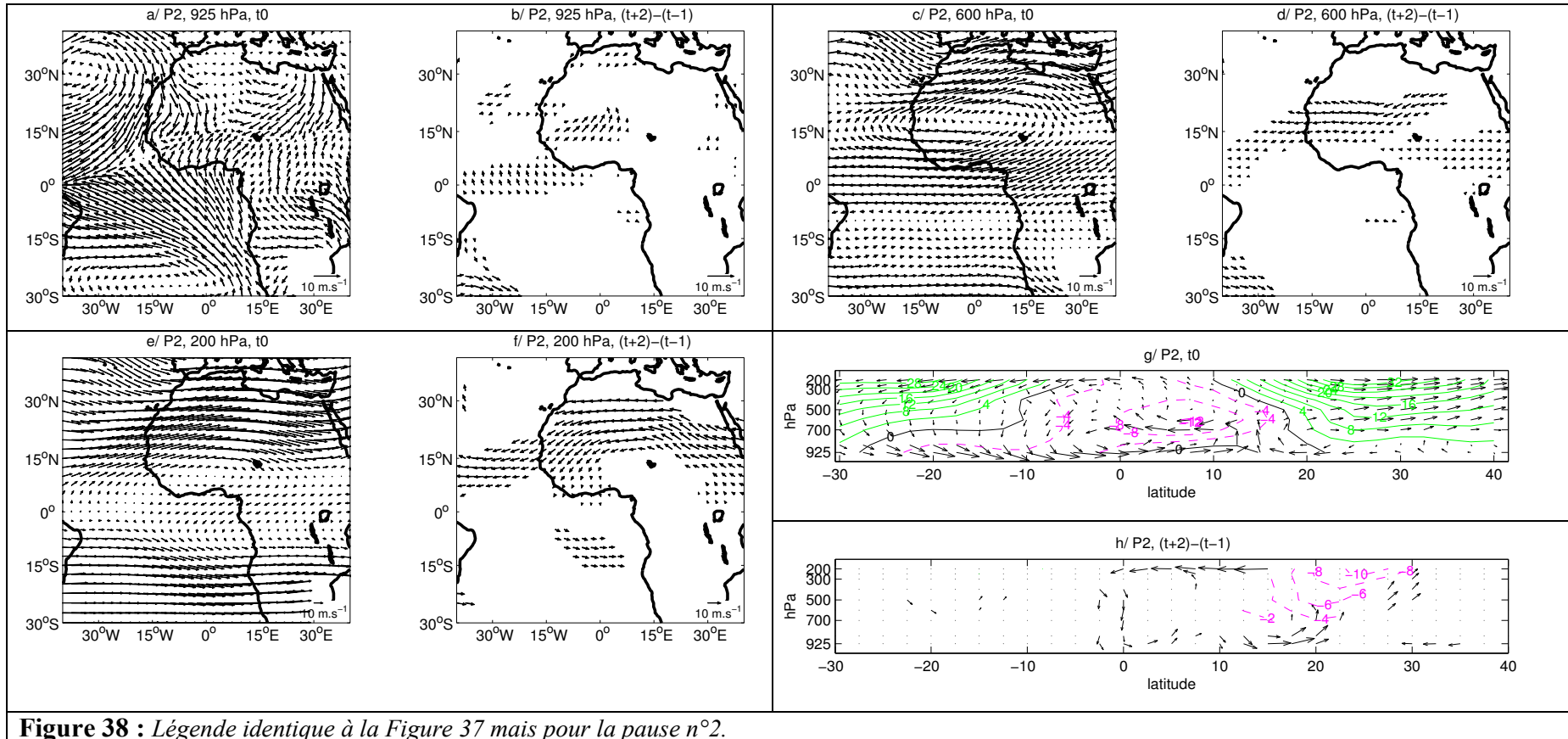
• La fin de pause n°4

Logiquement, la tendance pluviométrique à la fin de la pause n°4 ne concerne que le domaine au nord de 5°N (Figure 36 c/). Les plus fortes augmentations significatives sont concentrées sur la bande soudano-sahélienne et, dans une moindre mesure, sur la bande guinéenne (cf. le massif de l'Adamaoua). Cela apporte une preuve supplémentaire de la

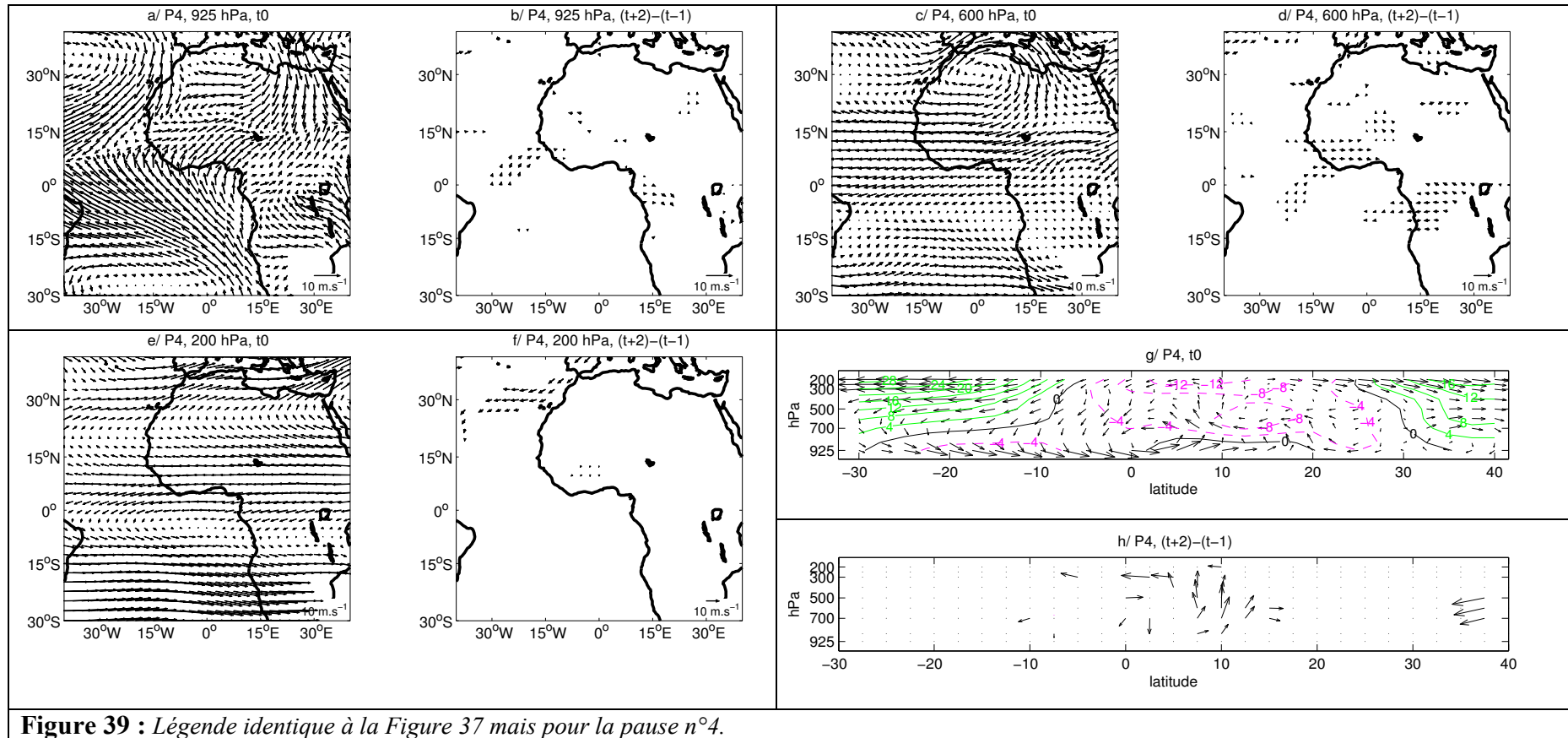
modulation du système de mousson dans son intégralité, alors que la pause n°4 n'était pas du tout détectée par la méthode des indices.

Les signaux atmosphériques associés sont moins clairs (Figure 39) et peu significatifs. Notons, tout de même, la légère intensification des flux de mousson océanique au large des côtes de la Guinée Conakry et de la Guinée Bissau (Figure 39 b/). Le JEA est très légèrement affaibli (Figure 39 d/), alors que le JTE ne voit pas de modification de son intensité (Figure 39 f/). Les signaux les plus clairs apparaissent dans la convection profonde entre 5° et 15°N environ (Figure 39 h/) et dans l'affaiblissement du jet subtropical nord au-dessus de l'Atlantique nord (Figure 39 f/).

Contrairement aux fins de pauses n°1 et n°2 pour les lesquelles il y avait une cohérence entre les flux verticaux, horizontaux et l'intensification des pluies, seule la convection profonde qui opère en région soudano-sahélienne permet d'apporter une explication dynamique à l'intensification des précipitations soudano-sahéliennes à la fin de la pause n°4. La Figure 36 c/ montre d'ailleurs que le signal est concentré sur cet espace.



3.3 Les champs atmosphériques et de précipitations associés aux fins de pauses



Les deux méthodes employées sur deux jeux de données différents ont apporté des résultats convergents et complémentaires quant à la description de la variabilité pluviométrique du système de mousson pendant sa phase d'installation sur le continent. La première a permis de dater précisément les phases de pauses du système de mousson pour la période 1979-2006. La deuxième, *via* une analyse fréquentielle, a mis en évidence les phases actives qui les séparent. L'ensemble de ces résultats convergents nous autorise à avoir une grande confiance dans les signaux détectés à l'échelle de l'Afrique de l'Ouest. L'opportunité de bénéficier d'un jeu de données pluviométriques *in situ* au Sénégal va permettre de vérifier la réalité de ce signal à l'échelle locale. En effet, il y a une différence entre les données en points de grille autocorrélés spatialement et les données stationnelles. L'autre intérêt dans l'étude du Sénégal consiste dans la profondeur historique des données sénégalaises à disposition qui permettra d'estimer si la variabilité intrasaisonnaire mise en évidence sur la séquence sèche (post années 60) était la même lors de la période humide (pré années 70).

3.4 Modulations intrasaisonnères au Sénégal

3.4.1 Données et méthodes de constitutions des indices

3.4.1.1 Données

Les données sont les relevés quotidiens de précipitations de dix stations du Sénégal (Dakar, Thiès, Louga, Linguère, Matam, Saint-Louis, Kaolack, Kolda, Tambacounda, Kédougou, Figure 40). Les séries chronologiques couvrent la période qui s'étend de 1951 à 1996, soit quarante-six années. Elles sont issues des fichiers de la Direction de la Météorologie Nationale du Sénégal (DMN). Nous nous sommes tout d'abord légitimement demandés si dix stations suffisaient à décrire correctement un phénomène assez variable sur un territoire relativement grand (196 722 km²). En effet, nous avons volontairement écarté certaines stations (Podor, Dagana, Diourbel, Fatick, Oussouye, Kabrousse), notamment au nord, au centre et dans le sud du Sénégal, en raison de leurs séries pluviométriques lacunaires ne couvrant pas toute la période d'étude (1951-1996). La sélection de ces dix stations s'explique par plusieurs raisons :

[1] le besoin d'avoir des données fiables : huit sur dix sont des stations synoptiques et la transmission des données obtenues dans ce type de stations est plus régulière et peu de lacunes sont constatées ;

[2] la nécessité de ne considérer que les stations disposant d'une longue série commune de mesure de 1951 à 1996, afin de disposer de deux chroniques à la pluviométrie assez contrastée (1951-1970 et 1971-1996), dans le but de comparer la variabilité intrasaisonnaire pendant les périodes sèche et humide.

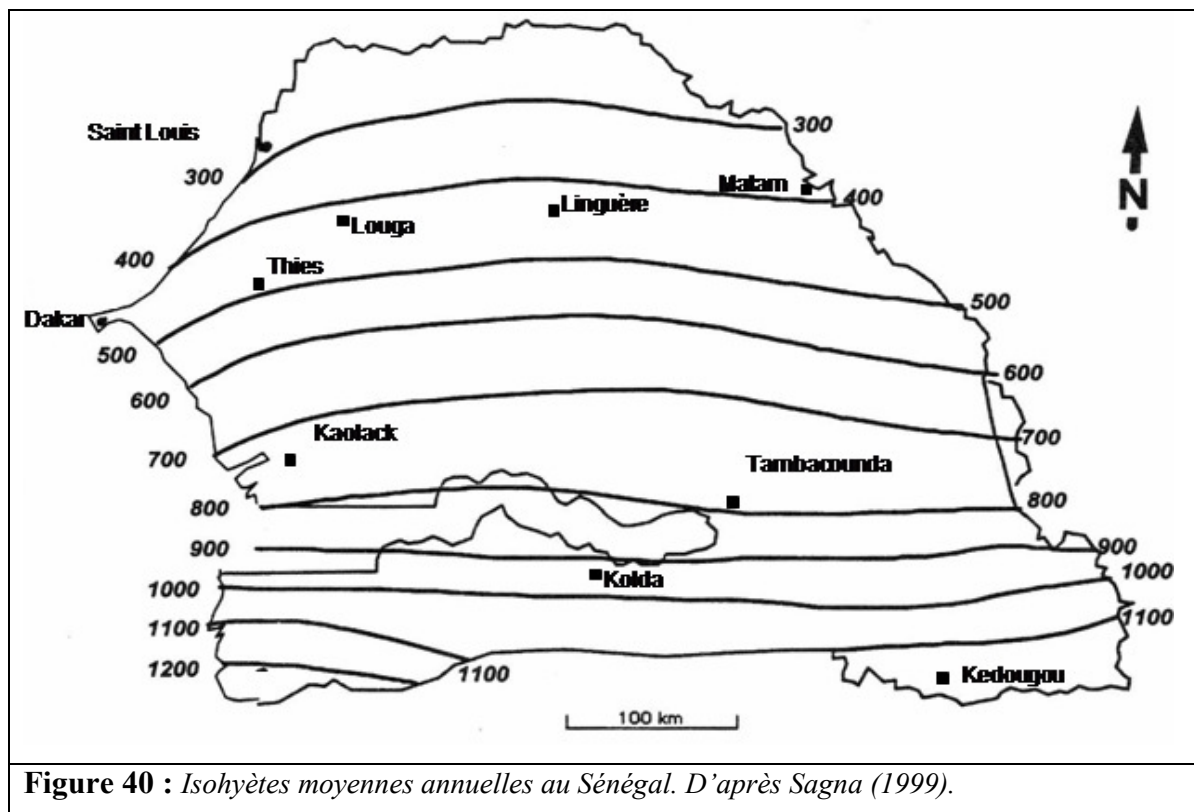


Figure 40 : Isohyètes moyennes annuelles au Sénégal. D'après Sagna (1999).

3.4.1.2 Construction des indices

Au Sénégal, la répartition spatiale des précipitations en termes de cumul annuel obéit à un gradient méridien dirigé vers le sud (Figure 40). Pour rendre compte de la différenciation spatio-temporelle, vu la petite taille de la fenêtre et dans la perspective d'obtenir des résultats robustes, nous avons choisi de scinder les stations pluviométriques en classes homogènes. Pour cela, nous avons réalisé une Classification Ascendante Hiérarchique (utilisant la distance euclidienne et le critère d'agrégation de Ward) sur les séries pluviométriques (1951-1996) non standardisées, afin d'établir les regroupements. La CAH permet de choisir le nombre de classes en fonction de la distance entre regroupements successifs. Elle offre donc l'avantage de synthétiser l'information pluviométrique sous forme d'indices plus faciles à manipuler. Pour éliminer la forte variabilité des pluies journalières, les relevés de chaque station ont été moyennés sur cinq jours (pentades) et ont été filtrés au-dessus de quinze jours (trois pentades) afin de ne conserver que les grandes caractéristiques

de l'évolution saisonnière. Enfin, pour éliminer le bruit induit par les pluies de Heug ou pluies des mangues intervenant en saison sèche (principalement au mois de janvier), la classification ne se fera pas sur l'ensemble du cycle annuel mais à partir de mi-avril, période à partir de laquelle la mousson commence à faire son entrée dans le sud du Sénégal.

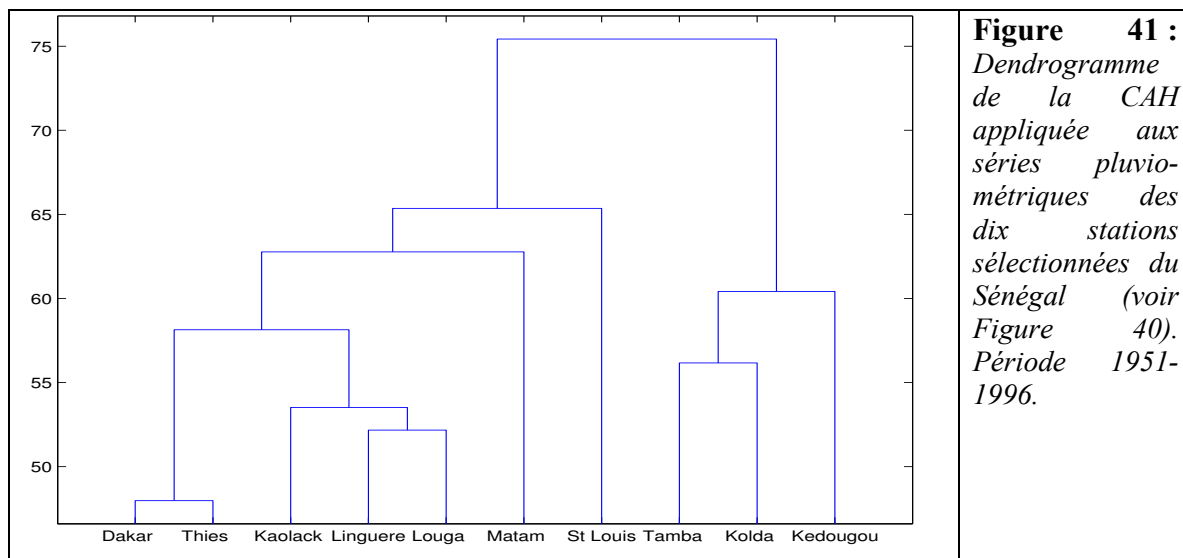


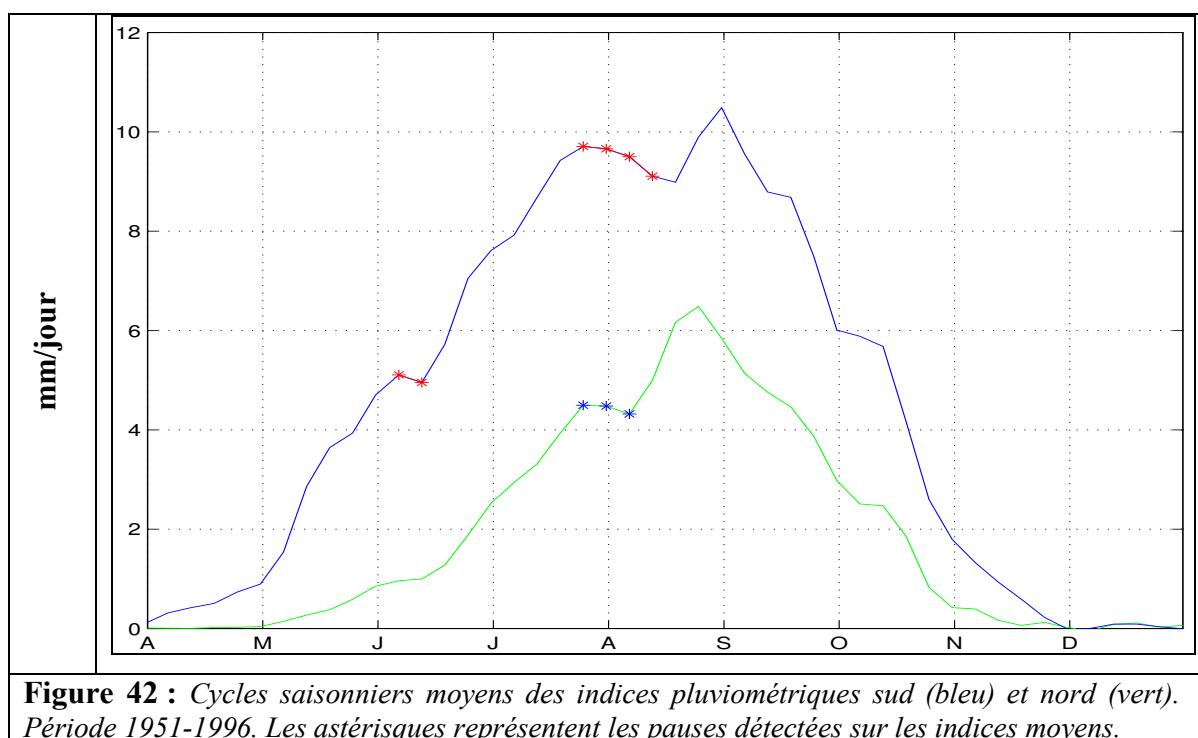
Figure 41 :
Dendrogramme de la CAH appliquée aux séries pluviométriques des dix stations sélectionnées du Sénégal (voir Figure 40). Période 1951-1996.

Le choix du nombre de classes doit permettre de synthétiser au mieux les caractéristiques temporelles décrites par les variables. L'arbre de classification (Figure 41) démontre très logiquement une nette différenciation entre les stations du nord du Sénégal et les stations du sud. Bien que le nombre de stations ne soit pas homogène, on peut constituer deux classes regroupant les stations de Dakar, Thiès, Louga, Saint-Louis, Matam, Linguère, Kaolack au sein de la classe nord et une seconde regroupant Tambacounda, Kédougou et Kolda (classe sud). La classe nord regroupe toutes les stations dont le cumul annuel des précipitations est compris entre 300 et 700 mm et représente la zone sahélo-nord-soudanienne ; les stations de la classe sud constituent l'ensemble des stations situées dans la zone sud-soudanienne, avec des cumuls annuels supérieurs à 700 mm (Figure 40).

3.4.2 Cycles saisonniers moyens des indices pluviométriques

À partir de cette classification, nous avons synthétisé deux indices (nord et sud) en calculant la moyenne des séries pluviométriques des stations de chaque classe. La Figure 42 représente les cycles saisonniers moyens des deux indices. L'évolution des deux courbes est de type monomodal et montre un léger décalage temporel entre les deux régions, que l'on peut attribuer au temps nécessaire à la ceinture de pluies associée à la ZCIT pour traverser le

Sénégal en direction du nord. Par ailleurs, on peut observer que le rythme de croissance des précipitations pendant la saison diffère d'une région à l'autre. Comme précédemment, pendant la phase de migration vers le nord de la ZCIT, les indices pluviométriques montrent une synchronisation dans l'alternance entre des phases de croissance (phases actives) et de décroissance (pauses). Sur les indices moyens, il apparaît que les périodes allant de début juin à mi-juin et de fin juillet à mi-août correspondent aux périodes de pauses moyennes. Dès lors, nous pouvons nous demander si les pauses sont récurrentes et peuvent être détectées de façon automatique chaque année.



3.4.3 La variabilité intrasaisonnère des précipitations au Sénégal

3.4.3.1 La méthode

La méthode utilisée ici est empruntée à celle de l'approche par champ (cf. 3.2.1). Elle est donc basée sur un seuil de différences entre pentades successives. Les distributions de ces différences révèlent une bonne cohérence entre les deux indices : le mode de la distribution est voisin de 0 mm et on note que plus de 50 % des différences sont positives. On peut utiliser le seuil de 0 mm pour le calcul des dates de pauses pour les deux indices.

3.4.3.2 Les résultats

Pour chaque année, nous avons donc obtenu une datation des pauses qui a permis de constituer un calendrier indiquant les dates moyennes de début et de fin de pauses, ainsi que les écart-types sur la période 1951-1996 (Tableau 8). La récurrence de ces épisodes est très importante puisque toutes les années de 1951 à 1996, à l'exception de 1988, se signalent par l'existence de pauses. Les écart-types sont compris entre 10 et 15 jours (2 et 3 pentades) et signalent une légère variabilité interannuelle du phénomène, un peu plus affirmée sur la partie Nord.

	Pause n°1 sud	Pause n°2 sud	Pause nord
Début de la pause	17 juin	27 juillet	1 ^{er} août
Fin de la pause	27 juin	11 août	16 août
Écart-type	12 jours	14 jours	15 jours

Tableau 8 : Dates moyennes et écart-types des débuts, fins des pauses de la mousson établis sur les indices sud et nord (1951-1996).

Les pauses détectées sur les indices moyens (1951-1996) sont représentées sous forme d'astérisques sur la Figure 42. Sur l'indice sud, une première pause (n°1) a lieu en moyenne entre le 17 et le 27 juin. Elle est suivie d'une reprise de la pluviométrie. La pause n°2 est plus longue que la première (quatre pentades) et a lieu entre le 27 juillet et le 11 août. Elle intervient ainsi juste avant que le maximum pluviométrique annuel ne soit atteint (Figure 42, courbe bleue). Au nord, la saison des pluies démarre plus tardivement et une seule pause est mise en évidence entre le 1^{er} août et le 16 août. Cet épisode est concomitant de celui détecté au sud, bien que la pause détectée au nord n'ait pas exactement les mêmes dates de début et de fin. Sur l'indice nord, la pause est suivie par un pic pluviométrique à la mi-août (Figure 42, courbe verte) qui précède une diminution des précipitations coïncidant avec la reprise de la pluviométrie au sud (migration du système vers le sud). Par ailleurs, l'évolution temporelle des précipitations au nord (Figure 42, courbe bleue) montre un affaiblissement en juin qui coïncide avec la pause n°1. Lorsque nous avons déterminé le calendrier des dates de pauses au Sénégal (non montré ici), une première pause (en juin) apparaissait parfois au nord, mais avec une fréquence très faible (huit fois sur les quarante-six années soit environ 17 % des cas), alors que, dans le sud, cette date est détectée durant trente-deux années sur les quarante-six ans de la série (soit 70 %). L'analyse du démarrage des pluies, de la durée de la saison des pluies, du nombre de jours pluvieux et de la durée de la saison humide (Diop 1996 et Camberlin et Diop 2003) a montré que la mousson fait d'abord son entrée dans le sud-est

pour ensuite progresser vers le nord-ouest. Le début de la saison humide est beaucoup plus précoce dans l'extrême sud-est (région de Kédougou). La saison s'installe ensuite progressivement vers le nord. Au centre et au nord, l'arrivée des pluies accuse un retard d'au moins un mois. Cette situation pourrait expliquer pourquoi cette première date est peu sensible, voire indétectable certaines années, sur l'indice nord. La mousson s'installe dans le sud pour ensuite migrer progressivement vers le nord du territoire sénégalais.

Comparé aux autres études portant sur la variabilité intrasaisonnière des précipitations, il apparaît, tout d'abord, que la fin de la pause n°1 (27 juin, Tableau 8) correspond à la date moyenne de démarrage de la saison pluvieuse en Afrique sahélienne, qui intervient vers le 24 juin en moyenne (Sultan et Janicot 2000). Le décalage de trois jours entre les deux dates s'explique certainement par le fait que notre analyse a été faite au pas de temps pentadaire, alors que Sultan et Janicot (2000) travaillaient en quotidien. Ces résultats sont aussi cohérents avec les dates des pauses n°3 et n°4 que nous avons détectées à l'échelle de l'Afrique de l'Ouest. En effet, les dates trouvées à l'échelle régionale sont comprises entre le 2 juin et le 27 juin pour la pause n°3, et entre le 22 juillet et le 11 août pour la pause n°4. Leurs durées sont donc supérieures à celles détectées pour le Sénégal, mais les dates d'occurrence restent assez similaires. Ces résultats montrent la cohérence spatio-temporelle entre l'échelle locale et l'échelle régionale dans l'étude de la variabilité intrasaisonnière de la mousson ouest-africaine, notamment par le fait que le système de mousson s'installe en subissant des modulations de son intensité précipitante sous forme de pulsations bien définies pendant la saison.

La deuxième raison qui nous a amené à étudier l'espace sénégalais en particulier est liée au fait que les séries pluviométriques à disposition sont suffisamment longues pour étudier séparément la période humide pré années 70 et la période sèche post années 60. Regardons maintenant si cet assèchement du climat s'est accompagné d'une modification de la variabilité intrasaisonnière des précipitations.

3.4.3.3 La péjoration pluviométrique en Afrique de l'Ouest a-t-elle affectée l'existence des pauses et leur date d'occurrence ?

Pour répondre à cette question, il nous a fallu d'abord faire le choix des échantillons (périodes humide et sèche) à l'échelle du Sénégal. Un indice sénégalais des cumuls annuels résultant de la moyenne de dix stations a été déterminé afin de trouver la rupture de stationnarité dans l'évolution des écarts à la moyenne calculés sur la période 1951-1996

(Figure 43). Une première période (1951-1970) assez pluvieuse apparaît, pendant laquelle les précipitations sont globalement supérieures à la moyenne (1951-1996). Cette période s'oppose à une seconde phase (1971-1990), majoritairement déficitaire. Cette évolution des précipitations au Sahel reste marquée par un déficit pluviométrique qui a débuté vers la fin des années 60. Au Sénégal, les épisodes les plus secs ont été enregistrés en 1972 et en 1983.

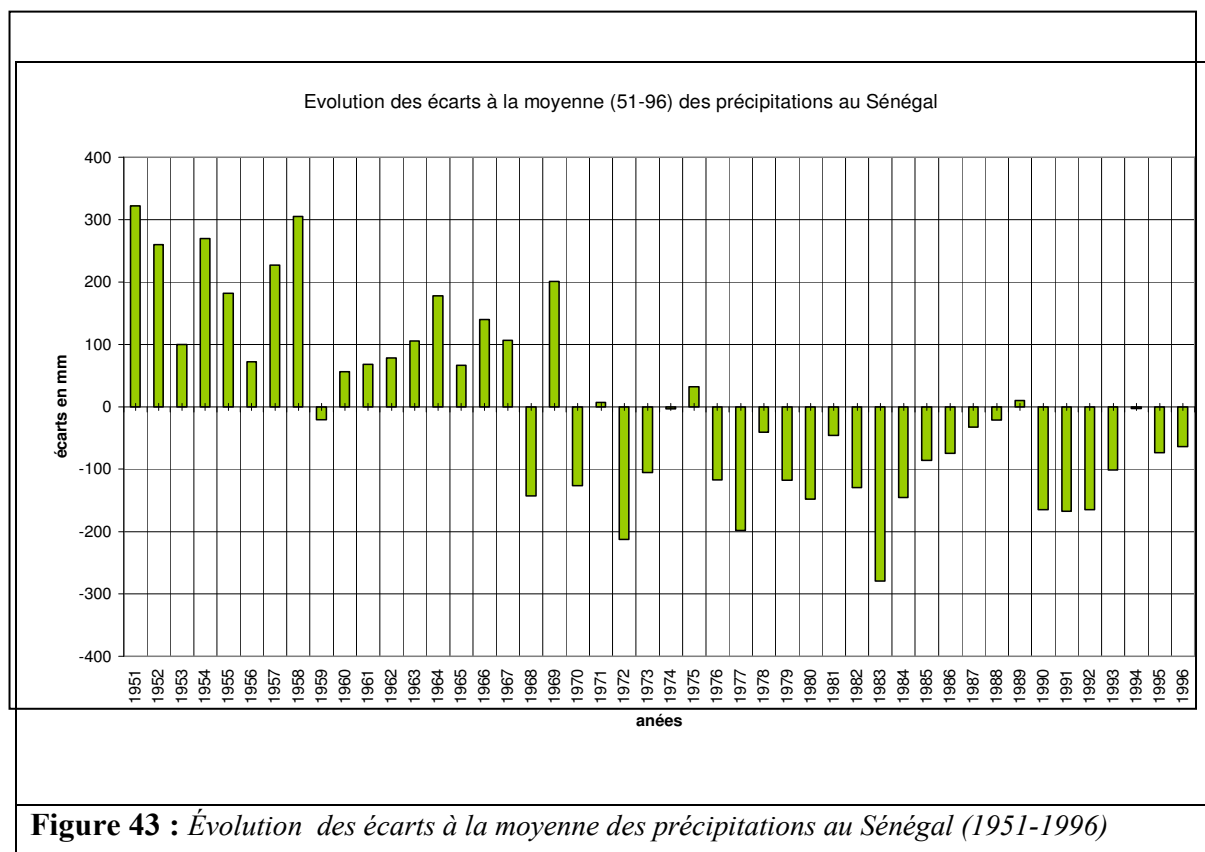


Figure 43 : *Évolution des écarts à la moyenne des précipitations au Sénégal (1951-1996)*

Nous avons donc comparé les dates de pauses entre les décennies pluvieuses 1950 et 1960 et les décennies plus sèches 1970 et 1980 (Figure 44). En période pluvieuse (1951-1970), comme en période sèche (1971-1990), les trois principales dates de pauses sont très bien détectées, au nord comme au sud.

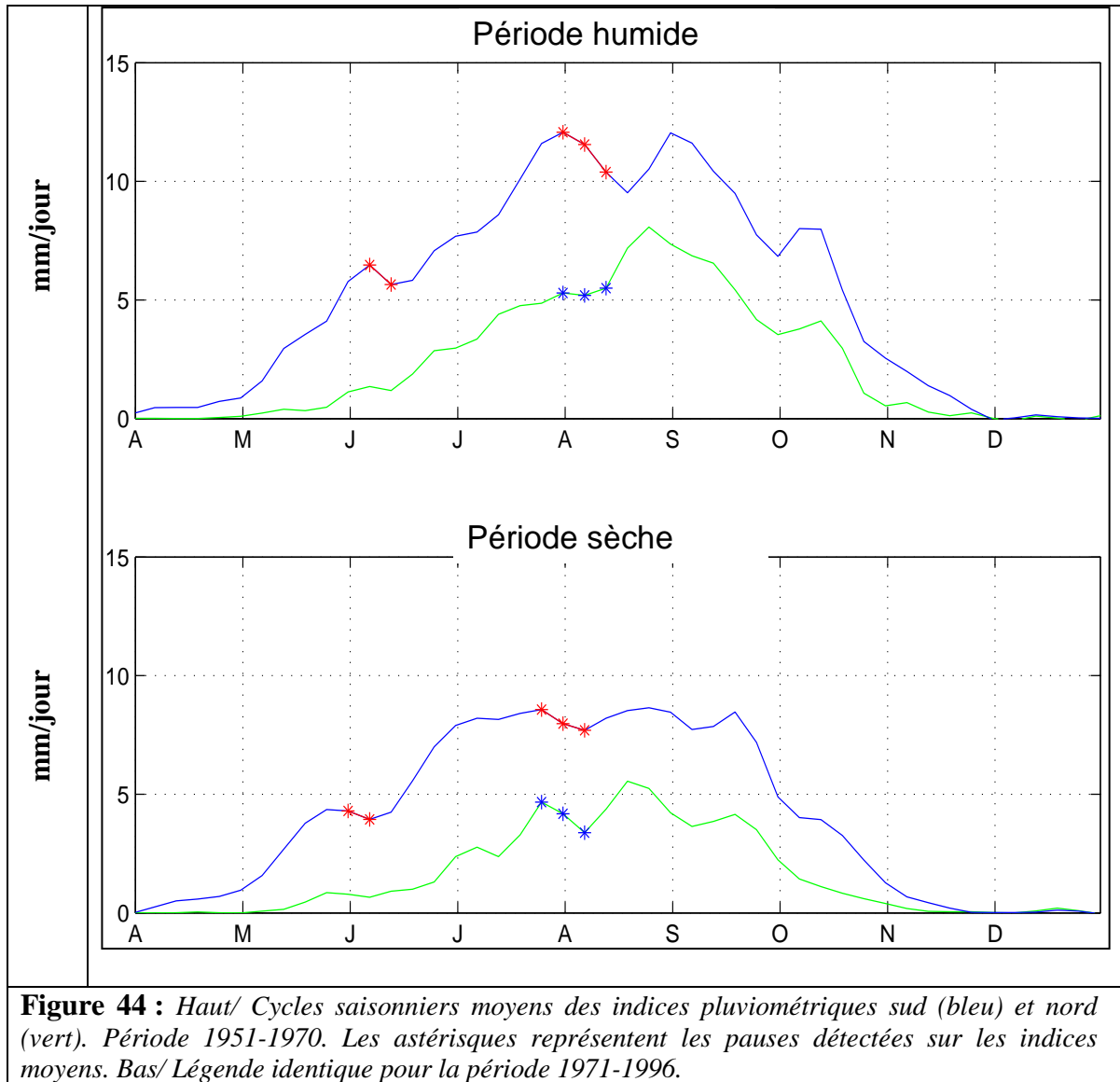


Figure 44 : Haut/ Cycles saisonniers moyens des indices pluviométriques sud (bleu) et nord (vert). Période 1951-1970. Les astérisques représentent les pauses détectées sur les indices moyens. Bas/ Légende identique pour la période 1971-1996.

Pour la période pluvieuse (1951-1970), la première pause démarre, en moyenne, au sud le 22 juin. Cette date est peu différente de celle obtenue en période sèche (1971-1996), le 17 juin. Ces pauses se terminent en même temps, *i.e.* le 27 juin (comme en moyenne sur la période 1951-1996). La deuxième pause est détectée, de façon synchrone, sur les indices nord et sud, pour les périodes humide et sèche. En période sèche, elle débute et finit une pentade plus tôt. Les différences constatées sur les dates moyennes de pauses des deux périodes d'étude ne se sont pas révélées significatives avec le test en t de Student.

On ne note donc pas de différences significatives entre les périodes sèche et humide en termes de variabilité intrasaisonnaire. Ces résultats concordent avec ceux de Le Barbé *et al.* (2002) qui ont montré que, sur l'Afrique de l'Ouest, la variabilité des dates du saut de mousson n'est pas affectée par la variabilité décennale dominée par l'opposition

entre les années 1950-1960, excédentaires en pluies, et les années déficitaires 1970-1990, mais plutôt par l'intensité des événements pluvieux.

3.5 Synthèse de chapitre

Ce chapitre a porté sur la caractérisation de la variabilité intrasaisonnière du système de mousson au cours de son cycle annuel, après filtrage au-delà de trente jours (six pentades). En effet, même si les fluctuations des précipitations supra-synoptiques sont présentes (entre dix et vingt-cinq jours environ), les signaux les plus énergétiques appartiennent à l'échelle intrasaisonnière (> 30 jours, Figure 27). Malgré ce filtrage, le cycle annuel moyen de la ZCIT en Afrique de l'Ouest ne peut être réduit à une excursion latitudinale continue et monotone. Il est associé à deux types de forçage déphasés :

[1] d'une part, un flux vertical d'énergie sensible, au-delà de 10°N , qui précède le premier maximum pluviométrique (première saison des pluies guinéennes) ;

[2] d'autre part, un flux vertical d'énergie latente en automne, au sud de 10°N , précédée par le deuxième maximum pluviométrique (saison des pluies soudano-sahélienne).

Entre le printemps et l'été de l'hémisphère nord, le système de mousson enregistre des fluctuations importantes, détectables aussi bien dans les précipitations que dans les flux verticaux de chaleur. Ces fluctuations sont l'expression d'une alternance entre les phases actives (pendant lesquelles les précipitations augmentent sensiblement) et les pauses (pendant lesquelles les abats pluviométriques stagnent, voire décroissent) du système de mousson. Deux méthodes complémentaires ont été élaborées pour caractériser ces fluctuations. Les pauses sont au nombre de quatre. En moyenne, la première est comprise entre le 19 mars et le 8 avril, la deuxième a lieu entre le 28 avril et le 13 mai, la troisième entre le 2 juin et le 27 juin et, enfin, la quatrième entre le 22 juillet et le 11 août. Les phases actives les séparant sont centrées sur les premiers jours du mois de mars, la mi-avril, la seconde partie du mois de mai et entre la dernière semaine du mois de juin et la mi-juillet.

Cette étude apporte aussi une vision nouvelle de la modulation intrasaisonnière du système de mousson : les différentes phases actives, bien que de large échelle, correspondent

à des événements circonscrits dans l'espace et dans le temps, tels les débuts de saison des pluies de différentes franges latitudinales (zones guinéenne et sahélienne).

La date d'occurrence des pauses et des phases actives semble avoir un impact sur le déroulement de la saison des pluies, notamment en termes de cumuls pluviométriques saisonniers. Retenons, par exemple, que des pauses n°2 et n°3 en avance sont associées à des anomalies positives de précipitations sur la frange soudano-sahélienne en JAS.

Les mêmes méthodes appliquées aux données *in situ* sénégalaises prouvent la robustesse des résultats, avec l'existence d'une modulation similaire sur cet espace et à cette échelle. De plus, les longs historiques de données ont permis de montrer que ces modulations ne sont pas caractéristiques de la période de sécheresse actuelle (1970-1996) aux latitudes soudano-sahéliennes : elles sont également retrouvées sur la période humide (ici 1951-1970). L'assèchement du climat soudano-sahélien ne s'est donc pas accompagné d'une disparition ou d'une modification de cette variabilité.

Enfin, l'analyse des champs de tendances pluviométriques entre fin de pauses et début de phases actives a confirmé que ces modulations pluviométriques étaient présentes sur la quasi-intégralité de l'Afrique de l'Ouest, en cohérence avec les circulations atmosphériques verticale et horizontale lors des fins de pauses n°1 et n°2. Le renforcement du flux de mousson, conjugué au passage d'une ondulation du jet subtropical nord, entraîne une intensification des ascendances et des précipitations sur l'Afrique de l'Ouest. Le cas de la fin de pause n°4 est moins logique. Alors que dans le plan horizontal, les signaux atmosphériques sont quasi absents, on observe un renforcement des ascendances centrées sur 10°N, en accord avec la tendance pluviométrique.

Chapitre 4 : Démarrage de la saison des pluies soudano-sahélienne : définition, détection et prévisibilité

Comme souligné en introduction, le démarrage de la saison des pluies soudano-sahélienne a une importance capitale pour l'agriculture et les sociétés qui en dépendent. Plusieurs définitions sont associées à la notion de démarrage de la saison des pluies. Omotosho *et al.* (2000) utilisent des données de précipitations *in situ* et proposent la définition suivante : « ... Les trois ou quatre premières précipitations enregistrées d'au moins 10 mm non séparées de plus de 7 jours ». Elle présente l'avantage d'être facile à mettre en œuvre, mais a le défaut de ne pouvoir déterminer la date qu'a posteriori. Dans un contexte d'étude agro-climatologique, Laux *et al.* (2007) définissent la date le démarrage sur différentes régions du Ghana et du Burkina Faso, à l'aide de la technique de la logique floue appliquée à des données quotidiennes de précipitations *in situ*, en tenant compte des aspects physiologiques des plantes. Sultan et Janicot (2003) associent le démarrage de la saison des pluies sahéenne au saut en latitude de la ZCIT entre 5°N et 10°N, en utilisant conjointement des données d'OLR et de précipitations. Le chapitre précédent a montré que ce signal correspondait à une des quatre fluctuations annuelles majeures du système de mousson ouest-africaine. Toutes ces approches donnent des dates relativement similaires sur les années communes d'étude, même si des différences existent sur des années bien spécifiques.

Si l'on s'en réfère aux travaux de Sultan et Janicot (2000) et Sultan et Janicot (2003), le diagnostic du démarrage de la saison des pluies doit tenir compte du caractère soudain et de l'amplitude du saut latitudinal de la ZCIT, aussi bien que de l'augmentation des précipitations soudano-sahéliennes, concomitantes de la décroissance des abats pluviométriques sur la zone guinéenne. La méthode de détection doit donc s'appuyer sur les mécanismes d'échelle sous-continentale et différera de la vision pluviométrique locale. Contrairement au chapitre précédent, nous travaillons ici spécifiquement sur le déplacement en latitude du système de mousson, et non sur la modulation de son intensité précipitante.

Ce chapitre portera, tout d'abord, sur l'exposé de la méthode de détection de la date de démarrage et ses résultats. Une typologie des différentes évolutions saisonnières (avril à juillet) de migration latitudinale de la ZCIT sera ensuite exposée, ainsi qu'une présentation des principaux signaux climatiques associés aux différents types de démarrage de la saison des pluies. Enfin, la dernière section sera dédiée à l'étude de la prévisibilité à court terme du démarrage, basée sur les signaux précédemment détectés.

4.1 Définition et détermination du démarrage de la saison des pluies soudano-sahélienne

Afin de mieux décrire et détecter le démarrage de la saison des pluies, nous avons défini trois indices de précipitations.

Deux indices sont issus d'un carré de 20° de côté en longitude et latitude (0°N-20°N ; 10°W-10°E), en utilisant les données pentadaires CMAP et GPCP sur la période 1979-2004. Ces estimations satellitales présentent l'avantage, par rapport aux précipitations *in situ*, de fournir des champs moins anisotropes et donc, potentiellement, des signaux plus cohérents dans l'espace. Les indices nord (noté NI) et sud (SI) ont été obtenus, respectivement, en faisant la moyenne des précipitations au nord de 7.5°N et au sud de cette latitude. Le choix de cette limite latitudinale est justifié par la bonne cohérence spatiale de la variabilité des précipitations de cet espace compris entre 7,5°N et 20°N (Figure 29). De plus, cette limite correspond bien à la séparation entre les deux latitudes d'équilibre de la ZCIT associée aux saisons des pluies guinéenne et soudano-sahélienne.

Le troisième indice (indice de date de démarrage noté IDD) mesure la migration latitudinale de la ZCIT, en calculant la différence entre les indices NI et SI, standardisés après avoir éliminé les fluctuations temporelles inférieures à quinze jours (trois pentades). Pour ce faire, un filtre passe-bande de type Butterworth a été utilisé (Murakami 1979). Quand la bande pluvieuse migre vers le nord (vers le sud), les valeurs de l'IDD augmentent (décroissent). Défini ainsi, l'IDD illustre, au sein de la boîte 10°W-10°E, les contrastes entre océan et continent, de même que le rythme de la migration saisonnière de la ZCIT. Dans ce contexte, la date de démarrage de la saison des pluies peut se définir comme la première pentade d'une période d'au moins vingt jours pendant laquelle les indices IDD, GPCP et CMAP présentent des valeurs positives. Le seuil de vingt jours est choisi dans le but de s'assurer la détection d'un signal climatique fort et robuste (le « saut de mousson ») et non les prémices des premières pluies soudano-sahélienne. Ces dates sont représentatives d'un espace relativement large, d'échelle régionale. En conséquence, elles différeront des dates fournies par les études agro-climatologiques, beaucoup plus sensibles aux premières pluies utiles pour la végétation.

4.1.1 Les dates de démarrage

Les résultats de la période 1979-2004 sont reportés dans le Tableau 9. Les dates moyennes, la variabilité interannuelle (écart-type), ainsi que la valeur du coefficient de corrélation linéaire entre les deux séries (CMAP et GPCP) sont également fournies.

	1979	1980	1981	1982	1983	1984	1985	1986	1987	1988	1989	1990	1991	1992
cmap	34	35	37	35	35	39	34	35	37	36	37	36	39	35
gpcp	"	34	"	"	"	"	35	"	36	"	"	"	"	"
	1993	1994	1995	1996	1997	1998	1999	2000	2001	2002	2003	2004	2005	2006
cmap	36	35	34	34	35	37	39	36	38	34	34	38	33	36
gpcp	35	"	"	"	32	"	"	"	37	35	"	35	32	37

Tableau 9 : Dates de démarrage (en pentade) de la saison soudano-sahélienne obtenues avec les fichiers de précipitations CMAP et GPCP sur la période 1979-2006.

Les résultats fournis par les deux fichiers sont cohérents et indiquent une date moyenne aux alentours des 22 et 23 juin (les moyennes respectives pour les données CMAP et GPCP sont, en pentades, 35,82 et 35,53). Les écart-types sont respectivement de 1,70 et 1,79 pentades (8,5 jours) pour CMAP et GPCP. La corrélation entre les deux séries de dates est élevée (+0,86) et significative à 99 %. En effet, les dates sont similaires pour 60 % des années (dix-sept sur vingt-huit) et leurs différences sont inférieures ou égales à une pentade dans 93 % des cas. Remarquons, à cet égard, que seules les années 1997 et 2004 présentent des différences supérieures à une pentade (les dates CMAP étant plus tardives que les dates GPCP). La légère différence entre les dates moyennes des deux bases de données peut s'expliquer par la surestimation des valeurs de CMAP par rapport à celles de GPCP sur l'océan, l'inverse étant constaté sur la partie continentale de zone d'étude (Gruber *et al.* 2000 ; Yin *et al.* 2004 ; Louvet *et al.* 2007). Étant donné les différences minimales entre les deux jeux de données, dans la suite seules les dates CMAP seront donc conservées. Ainsi (Tableau 9), les années 1979, 1985, 1995, 1996, 2002 et 2003 ont connu des débuts de saison des pluies particulièrement précoces, alors que les années 1984, 1991, 1999, 2001, 2004 et 2006 sont caractérisées par des démarrages très tardifs.

Comme pressenti, les dates fournies par notre méthode diffèrent de celles des études agro-climatologiques (voir par exemple Ati *et al.* 2002 ; Laux *et al.* 2007). En revanche, elles sont en bon accord avec celles du chapitre précédent ou celles de Sultan et Janicot (2003), car elles sont directement liées aux dynamiques atmosphériques de la mousson qui concernent un espace d'extension spatiale beaucoup plus importante.

Remarque : l'année 2006 a été tout spécialement suivie par la campagne de mesures intensives sur le terrain (Short Observation Period) du programme AMMA. En ce qui concerne le démarrage de la saison des pluies soudano-sahéliennes de l'année 2006, Janicot *et al.* (2007) évoquent une occurrence tardive par rapport à la moyenne, avec un début de saison convective daté au 5 juillet 2006 (ce qui correspond à la 38^e pentade). Les dates fournies par notre méthodologie sont respectivement les 36^e et 37^e pentades pour les données CMAP et GPCP. Nous voyons donc qu'elles diffèrent de la date fournie par Janicot *et al.* (2007), *i.e.* qu'elles sont plus précoces. Toutefois, rappelons que les critères utilisés ne sont pas les mêmes et surtout que la tendance (en termes de précocité ou de retard) est la même à savoir que le démarrage de la saison des pluies soudano-sahélienne de l'année 2006 est en retard par rapport à la moyenne établie sur la période 1979-2006.

L'IDD capture donc le moment du saut latitudinal de la ZCIT. Or, il serait également intéressant de savoir s'il existe différents scénarii d'évolution saisonnière latitudinale du système de mousson afin d'en connaître les signaux climatiques régionaux associés (caractéristiques spatio-temporelles). Pour cela, il faut établir une typologie d'évolution de la migration de la ZCIT à partir de l'IDD.

4.2 Les différents types d'évolution saisonnière de l'indice de démarrage

Un algorithme de classification automatique a été appliqué aux séries IDD (CMAP, 1979-2004) sur la période allant d'avril à juillet. La méthode de classification utilisée est celle des nuées dynamiques (Diday 1971 ; Diday et Simon 1976). Plusieurs classifications ont été effectuées, allant de deux classes à cinq classes. Toutefois, il est apparu judicieux de travailler sur la classification en trois classes, car elle scinde les années en fonction du caractère précoce, tardif ou proche de la moyenne de la date de démarrage. Les résultats sont reportés dans le Tableau 10, dans lequel figurent également les dates moyennes de démarrage de la saison des pluies par type.

La classe 1 représente clairement le type dominant d'évolution saisonnière (Tableau 10), en regroupant 50 % des années étudiées (treize années), avec une date moyenne (35,8^{ème} pentade, ce qui correspond environ au 23 juin). Ceci est similaire à la date moyenne obtenue sur l'intégralité des années et aux dates moyennes fournies par Sultan et Janicot (2003) et Louvet *et al.* (2003). Pour ces raisons, ce type sera par la suite appelé « type normal » de démarrage de la saison des pluies. Les années regroupées au sein des types 2 et 3 tendent à connaître des démarrages de la saison des pluies, respectivement, plus précoces et plus tardifs (mi-juin pour le type 2 et début juillet pour le type 3). Pour ces mêmes raisons, ils seront, par la suite, respectivement nommés types « précoce » et « tardif ».

Type	Date moyenne de démarrage de la saison des pluies	Années
Moyenne	35,9 (23 juin)	Toutes
Type 1 (normal)	35,8 (22 juin)	1981, 1982, 1986, 1987, 1988, 1989, 1990, 1992, 1993, 1996, 1997, 1998, 2000
Type 2 (précoce)	34,4 (17 juin)	1979, 1980, 1983, 1985, 1994, 1995, 2002, 2003
Type 3 (tardif)	38,6 (7 juillet)	1984, 1991, 1999, 2001, 2004

Tableau 10 : Résultats de la classification de l'IDD obtenue par la méthode des nuées dynamiques. Les dates moyennes obtenues par type sont également représentées (colonne centrale). Période 1979-2004.

Notons ici que l'année 1996 est classée en type normal, alors que la pentade correspondant à cette année (34^{ème}, 17 juin) laissait plutôt envisager un classement en type précoce. Cela est probablement dû au fait que l'IDD ne renseigne pas uniquement sur le rythme et la date d'occurrence du déplacement méridien de la ZCIT, mais donne également des indications sur les anomalies de précipitations enregistrées dans les zones nord et sud. Ainsi, l'année 1996, même si elle se trouve agrégée à des années qui ne sont pas caractérisées par le même rythme, doit partager d'autres caractéristiques communes avec les autres années du type normal.

La caractérisation des différents scénarii d'évolution saisonnière latitudinale du système de mousson passe par la recherche de signaux climatiques spatio-temporels qui leur sont spécifiques. Pour cela, nous avons projeté les résultats de la typologie sur différents paramètres climatiques. Cette étude composite permettra de mettre en évidence les caractéristiques climatiques communes entre les trois types, ainsi que leurs différences. C'est également par cette méthode que nous rechercherons les signaux associés au démarrage de la saison des pluies soudano-sahélienne dans le but d'en évaluer la prévisibilité.

• Caractéristiques de la typologie

La Figure 45 illustre l'évolution annuelle moyenne de l'IDD par type, après élimination des fluctuations temporelles inférieures à quinze jours. Chaque pentade de chaque classe a été testée statistiquement à l'aide du test en t de Student afin de savoir si elle était significativement différente des pentades des deux autres groupes d'années. Les résultats significatifs sont en bleu et les projections sont comparées à la moyenne (courbe rouge). Il est alors logique de retrouver sur la Figure 45 ce qui caractérise la typologie (dates normale, précoce et tardive). Par exemple (Figure 45 b/-c/), les valeurs de l'IDD deviennent positives plus tôt (resp. tard) pour le type précoce (resp. tardif) que pour la moyenne. La

composite tardive (Figure 45 c/) montre des pentades précédant le démarrage de la saison des pluies, significativement plus faibles que la moyenne car le système pluvieux n'a pas encore migré vers le nord. D'autre part, un début de mois d'avril particulièrement arrosé (les deux premières pentades) sur la zone guinéenne semble être également associé à un démarrage tardif.

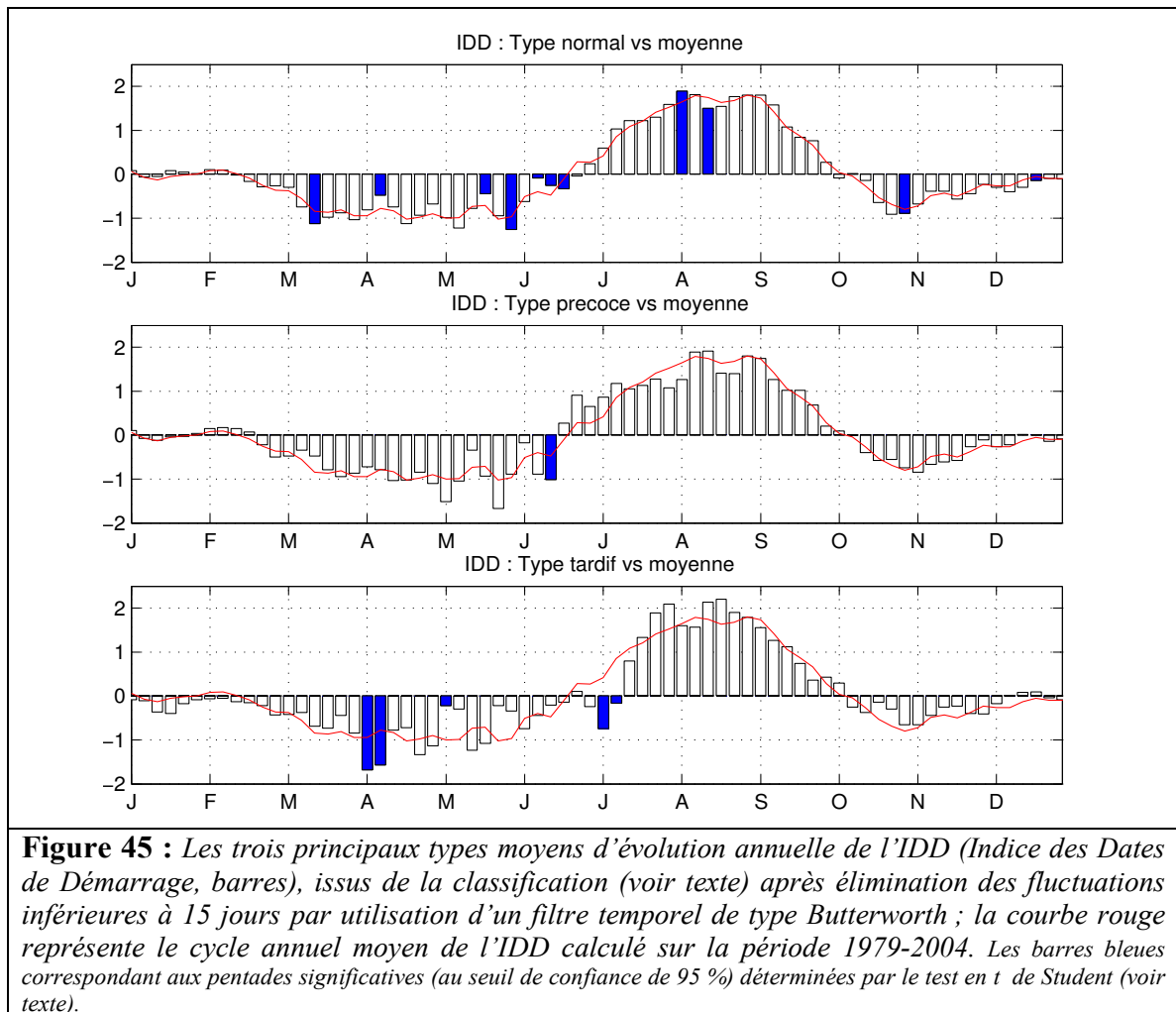
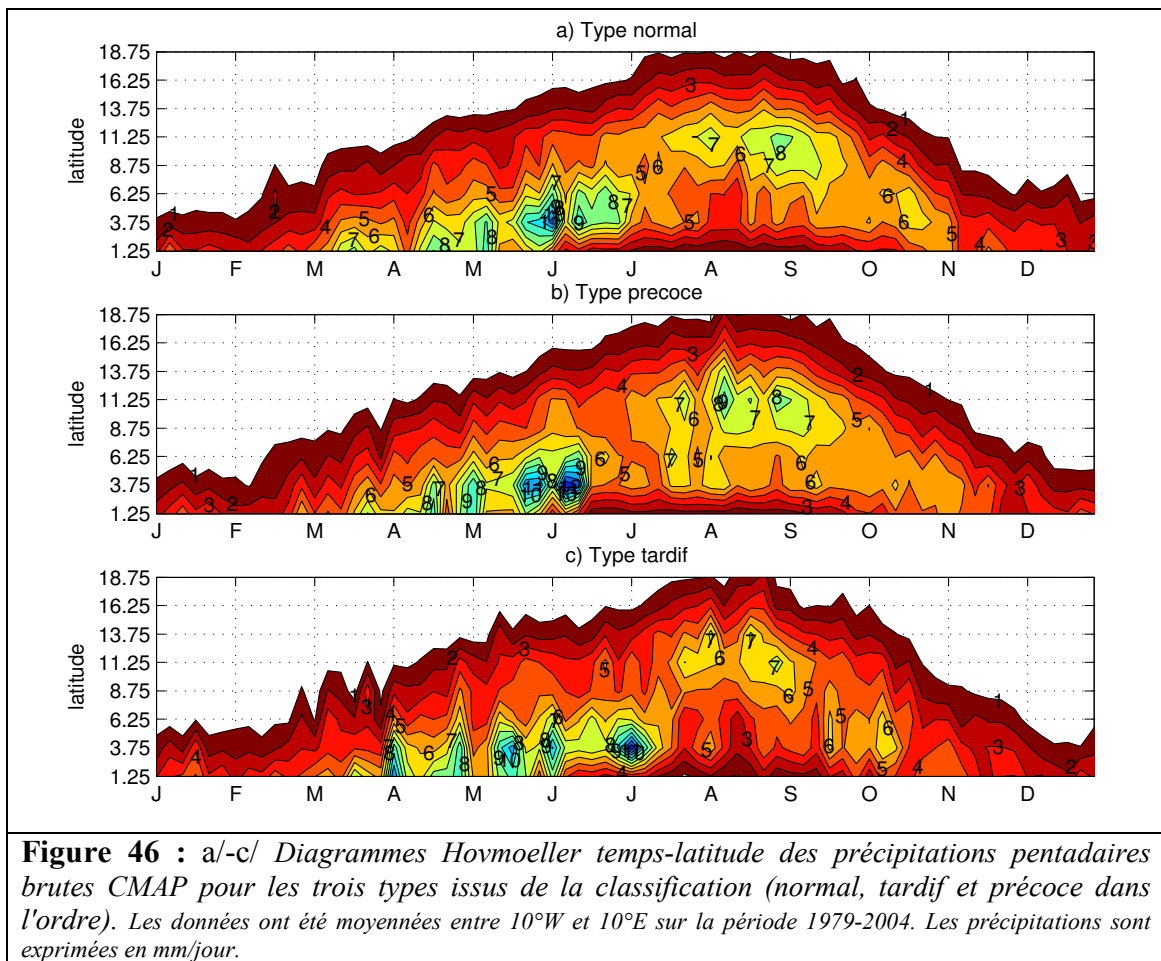


Figure 45 : Les trois principaux types moyens d'évolution annuelle de l'IDD (Indice des Dates de Démarrage, barres), issus de la classification (voir texte) après élimination des fluctuations inférieures à 15 jours par utilisation d'un filtre temporel de type Butterworth ; la courbe rouge représente le cycle annuel moyen de l'IDD calculé sur la période 1979-2004. Les barres bleues correspondant aux pentades significatives (au seuil de confiance de 95 %) déterminées par le test en *t* de Student (voir texte).

L'IDD rend compte de l'évolution des précipitations de la zone soudano-sahélienne selon des abats pluviométriques guinéens. La Figure 46 présente, pour chaque type, l'évolution annuelle des précipitations de chaque latitude, indépendamment des autres. Les diagrammes Hovmoeller temps-latitude ont été réalisés en moyennant les données entre 10°W et 10°E.



Sur la Figure 46, il est notable que le démarrage de la saison des pluies a lieu juste après les dernières précipitations intenses au sud de 10°N, lors de la première saison des pluies guinéenne. Il précède de quelques pentades (entre deux et quatre) les maxima de précipitations que la frange soudano-sahélienne enregistrera pendant l'été boréal. Si nous comparons le type précoce au type normal, nous constatons que les années précoces connaissent des conditions estivales plus pluvieuses (résultats en accord avec ceux de la Figure 32 c/) et une saison des pluies plus longue. À l'inverse, le type tardif est caractérisé par une saison des pluies soudano-sahélienne plus sèche et plus courte que la moyenne.

4.3 Les signaux climatiques associés au démarrage de la saison des pluies soudano-sahélienne

La recherche des signaux climatiques associés au démarrage de la saison des pluies soudano-sahélienne se décompose en deux temps. Tout d'abord, chaque paramètre climatique est cartographié à la date du démarrage. Puis, les tendances temporelles des variables sont analysées aux alentours des dates de démarrage de la saison des pluies. Les signaux les plus clairs et robustes seront, par la suite, interprétés en termes de gradients thermiques et d'ESH sur les plans longitudinaux et méridiens, et utilisés afin de servir de prédicteurs potentiels lors de l'étude de prévisibilité. Outre les précipitations, les paramètres climatiques analysés sont les températures de surface, la pression au niveau de la mer et les vents horizontaux à 925 hPa, 600 hPa et 300 hPa. Ces paramètres ont été sélectionnés pour deux raisons. Tout d'abord, parce qu'ils appartiennent à la classe "A" des réanalyses NCEP-DOE AMIP-II et sont donc fortement dépendants de l'observation. D'autres parts, les aspects thermiques, barométriques, ainsi que les vents horizontaux sont reconnus pour guider les dynamiques sous les tropiques. Ils sont donc essentiels dans la dynamique associée au démarrage de la saison des pluies soudano-sahélienne.

4.3.1 Les précipitations

La répartition spatiale des précipitations autour de la date moyenne de démarrage est représentée en Figure 47 a/. La moyenne est calculée sur la période allant de mi-juin à mi-juillet (*i.e.* sur les pentades 34 à 39). Cette carte montre la position préférentielle de la ZCIT (entre 3°N et 12°N) à cette période de l'année. Trois zones de maxima pluviométriques sont visibles, respectivement centrées sur le massif de l'Adamaoua, au large de la zone frontière entre la Côte d'Ivoire et le Libéria, et au large de la Guinée Conakry. La bande pluvieuse montre une extension latitudinale moindre entre 10°W et 10°E avec les plus fortes valeurs sur la côte guinéenne.

La tendance temporelle est illustrée par la différence composite des précipitations entre la pentade suivant le démarrage et celle qui la précède, pour chacun des types issus de la classification (Figure 47 b/-d/). Ainsi, sur les cartes, une valeur positive exprime une augmentation des cumuls pluviométriques entre l'avant et l'après démarrage de la saison des pluies, une valeur négative signifiant une diminution des précipitations enregistrées sur cette période. Les différences significatives au seuil de confiance de 95 % figurent en aplat de

couleur verte. Logiquement, la date illustre la concomitance entre la décroissance des précipitations au sud de la côte guinéenne et une augmentation de celles-ci sur la zone soudano-sahélienne. Ce cas de figure correspond assez bien au type « normal », mais l'examen des années tardives et précoces se révèle différent. En effet, le type précoce (Figure 47 c/) montre une forte décroissance des précipitations globalement au sud de 6°N, alors que les précipitations soudano-sahéliennes augmentent relativement peu au cours de ces trois pentades. La Figure 47 d/ montre que, lors des années tardives, les précipitations du golfe de Guinée chutent fortement après le démarrage de la saison de mousson soudano-sahélienne. Sur le continent, l'évolution pluviométrique est plus contrastée dans l'espace, en raison de l'information des stations *in situ* prise en compte dans les données CMAP, mais, globalement, les précipitations augmentent bien. Ainsi la Figure 47 (b/-d/) montre que les signaux communs les plus robustes sont localisés dans l'Atlantique tropical, au sud de la côte guinéenne.

4.3 Les signaux climatiques associés au démarrage de la saison des pluies soudano-sahélienne

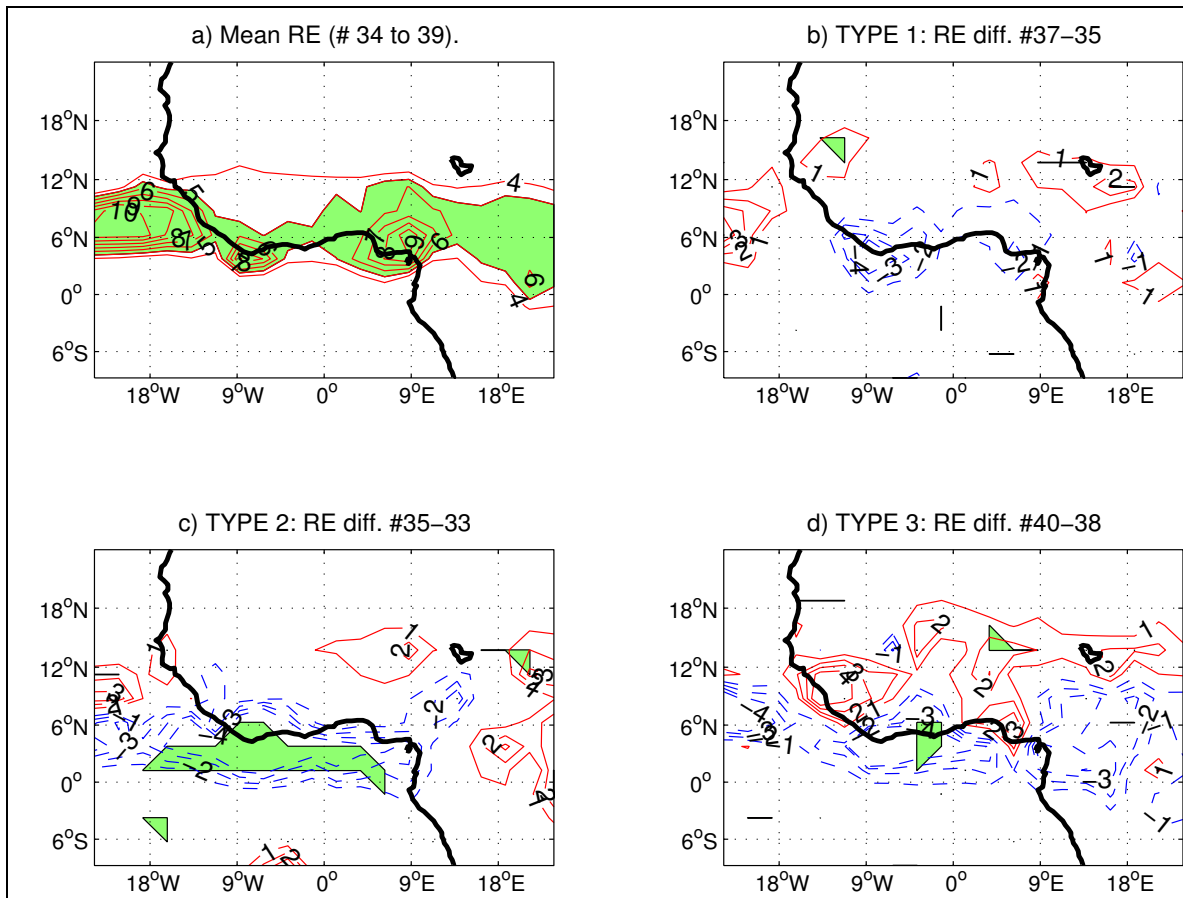
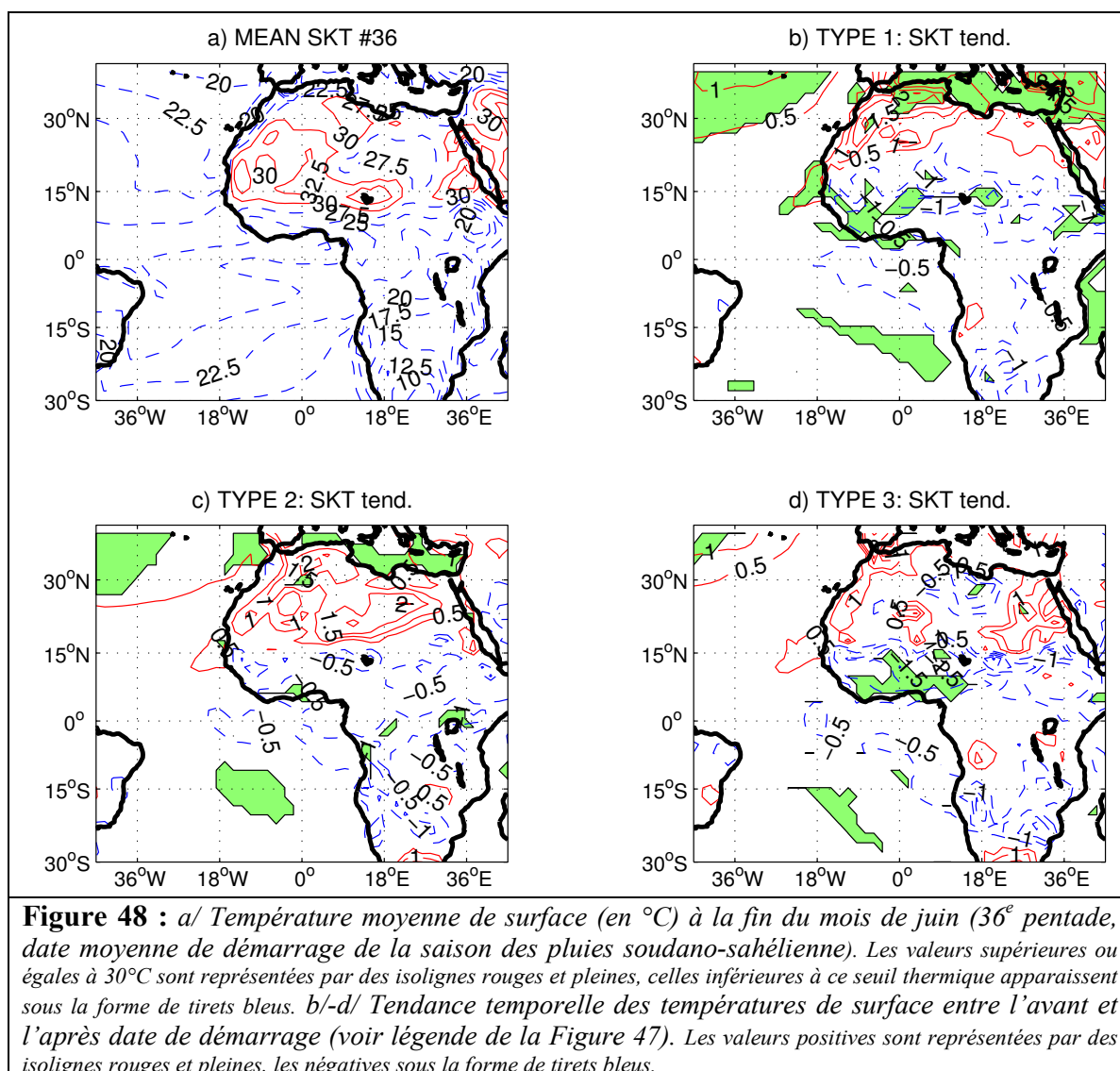


Figure 47 : a/ Estimations des précipitations moyennes (en mm/jour) autour de la date de démarrage de la saison des pluies soudano-sahélienne. La moyenne a été calculée entre les pentades 34 et 39 (mi-juin à mi-juillet) ; b/-d/ : Évolution moyenne des précipitations entre l'avant et l'après démarrage pour les trois types issus de la classification (en mm/jour). Les valeurs résultent de la moyenne des différences annuelles entre la pentade suivant la date de démarrage et la pentade la précédant : $RE(i+1)-RE(i-1)$, où RE est la précipitation pentadaire CMAP et i la date de démarrage de l'année considérée. Les différences positives sont ici représentées en traits pleins et expriment une augmentation des précipitations, les différences négatives sont représentées en tirets bleus et font référence à une diminution des précipitations. La significativité des différences a été testée statistiquement en comparant au moyen d'un test en t de Student au seuil de confiance de 95 %. Les valeurs significatives apparaissent sur les figures en aplat de couleur verte.



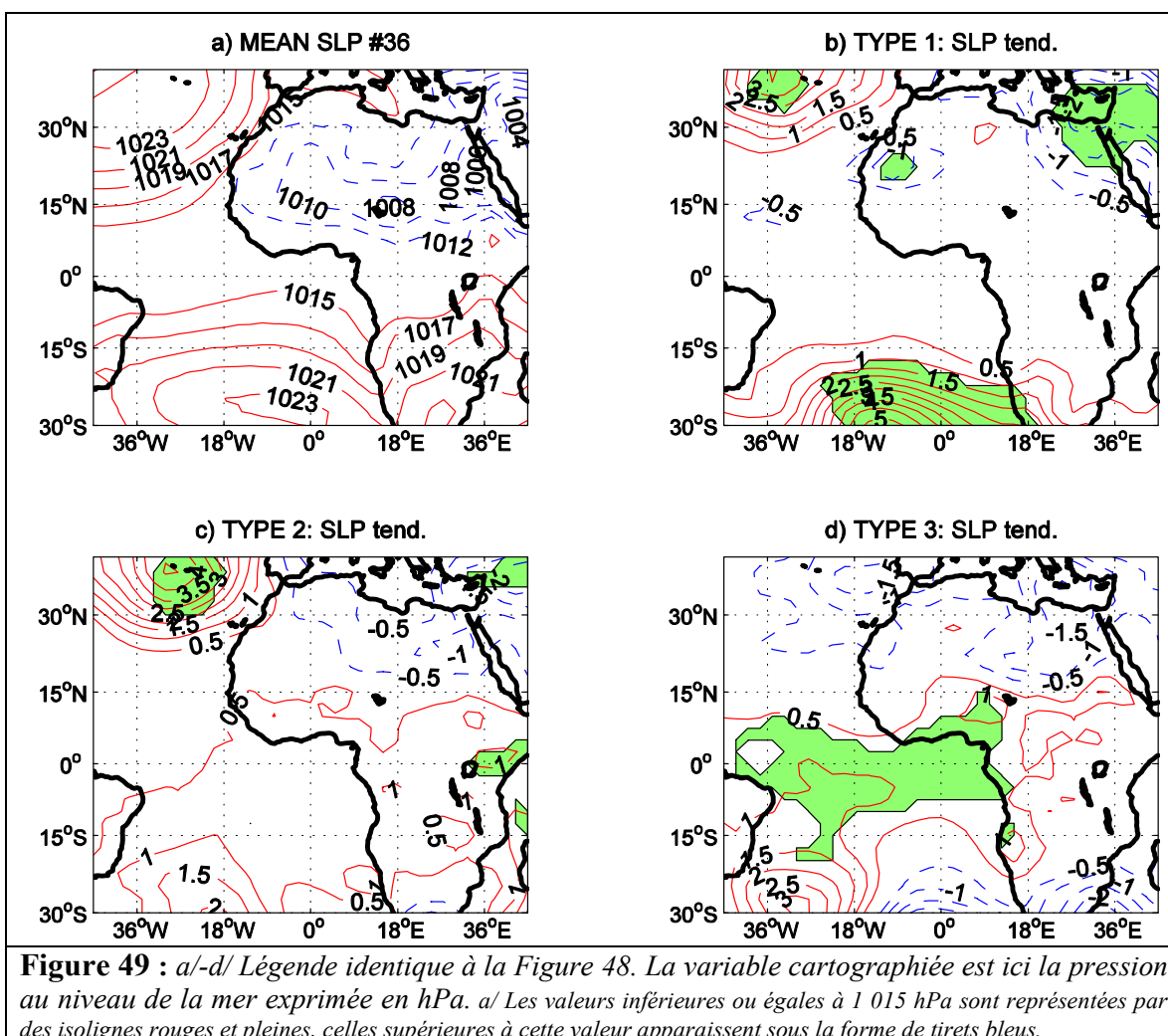
4.3.2 Température de surface et pression au niveau de la mer

La Figure 48 et la Figure 49 seront commentées ensemble, car ces deux paramètres décrivent bien les conditions de surface pour la circulation à l'échelle continentale.

Au moment du démarrage de la saison des pluies (*i.e.* la 36^{ème} pentade, fin juin), les températures sont supérieures à 30°C au nord de 14°N et inférieures au sud (Figure 48). Les pressions inférieures à 1 012 hPa (Figure 49) marquent la signature de la dépression thermique saharienne. Sur l'espace ouest-africain directement concerné par la mousson, le maximum thermique est enregistré vers 16-17°N sur les territoires maliens et mauritaniens. Au Sahara, la partie occidentale connaît des températures plus fortes que la partie orientale. Ainsi, sur ces cartes, la dépression thermique est très bien marquée au démarrage de la saison

des pluies (le maximum thermique sur le Sahara occidental correspondant à peu près aux pressions les plus faibles sur cette région).

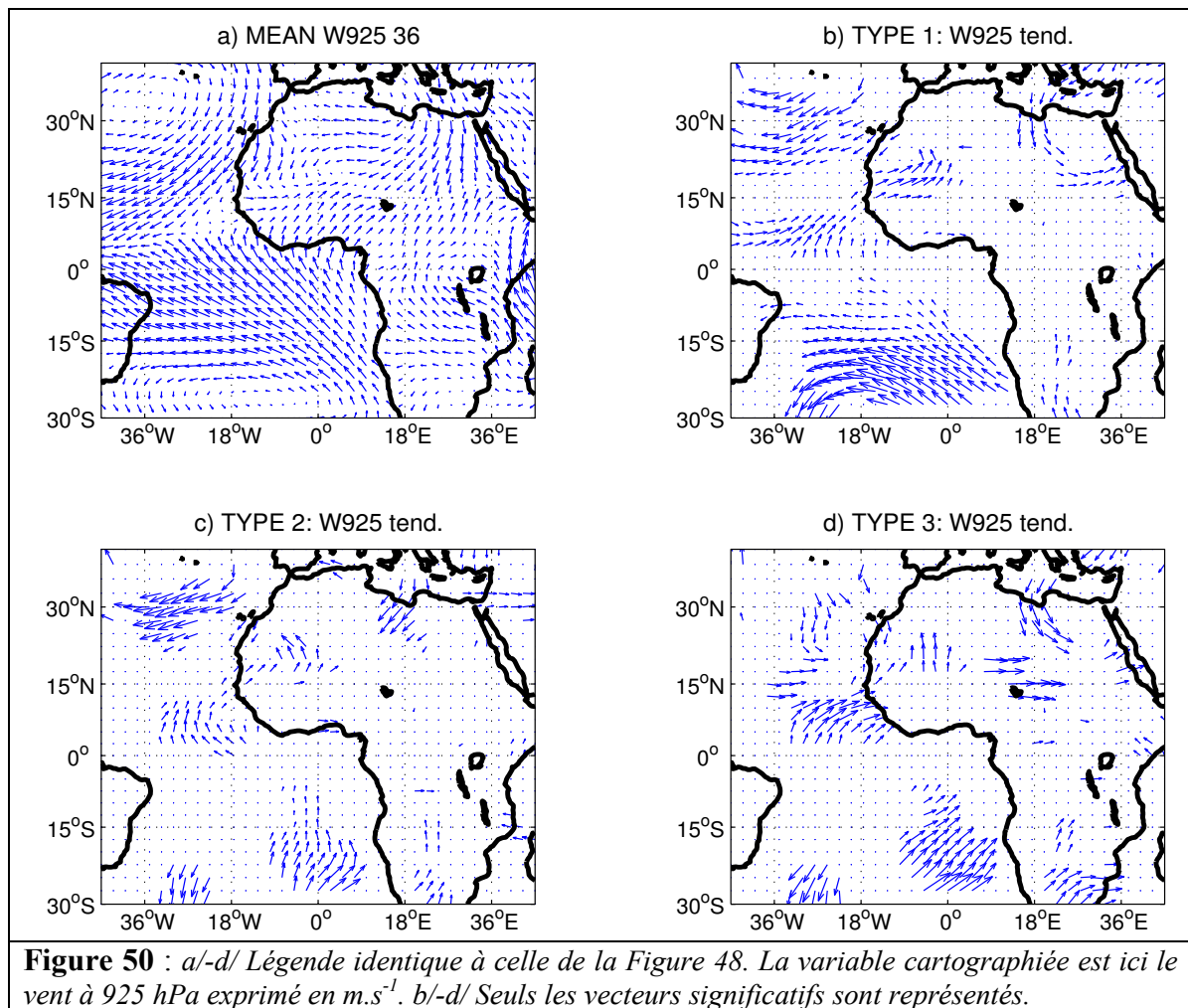
Globalement, les tendances temporelles des trois types (Figure 48 b/-d/) montrent un déplacement vers le nord de la zone de maximum thermique lors du démarrage de la saison des pluies soudano-sahélienne sur le Sahara occidental. Toutefois, des distinctions doivent être faites. Le type normal fait apparaître le signal le plus fort sur l'Afrique de l'Ouest, avec, en particulier, un dipôle très clair (refroidissement au sud vs réchauffement au nord), de part et d'autre du parallèle 20°N. À noter que les valeurs au sud de 15°N sont globalement significatives. À ce dipôle nord-sud se superpose un refroidissement au nord-ouest du Niger, signature du déplacement du cœur de la dépression thermique en direction du nord-ouest, au moment du démarrage soudano-sahélien, comme l'indiquent aussi Lavaysse *et al.* (2007). De telles anomalies barométriques ont pour conséquence de renforcer les gradients méridiens de pression sur l'Afrique de l'Ouest, ainsi que la convergence des vents en surface. Un signal de réchauffement significatif des eaux de la Méditerranée est perceptible sur les types « normal » et « précoce ». Ce dernier ne montre pas de signal significatif sur le continent, mais un renforcement important de l'anticyclone des Açores, avec un réchauffement des eaux de surface et un refroidissement de l'Atlantique tropical sud (à 15°S). Les années dites « tardives » sont caractérisées par un refroidissement significatif de la zone continentale guinéenne et par un renforcement de la pression de surface sur l'océan Atlantique, entre 10°S et 10°N environ.



Ces résultats montrent que le démarrage de la saison de pluies exacerbe les gradients méridiens de température et de pression au niveau de la mer. De tels gradients sont bien connus pour forcer directement la mousson en modifiant les forces de pression, le vent horizontal, la convergence et donc les mouvements verticaux.

4.3.3 Les champs de vent

Tout cela modifie donc les champs de vents à l'échelle régionale, comme le montrent les cartes relatives aux dynamiques atmosphériques horizontales à 925 hPa (flux de mousson, Figure 50), 600 hPa (JEA, Figure 51) et 200 hPa (JET, Figure 52). Le choix a été fait ici de commenter séparément ces trois niveaux dans un souci didactique, même s'ils forment un système et sont liés entre eux.

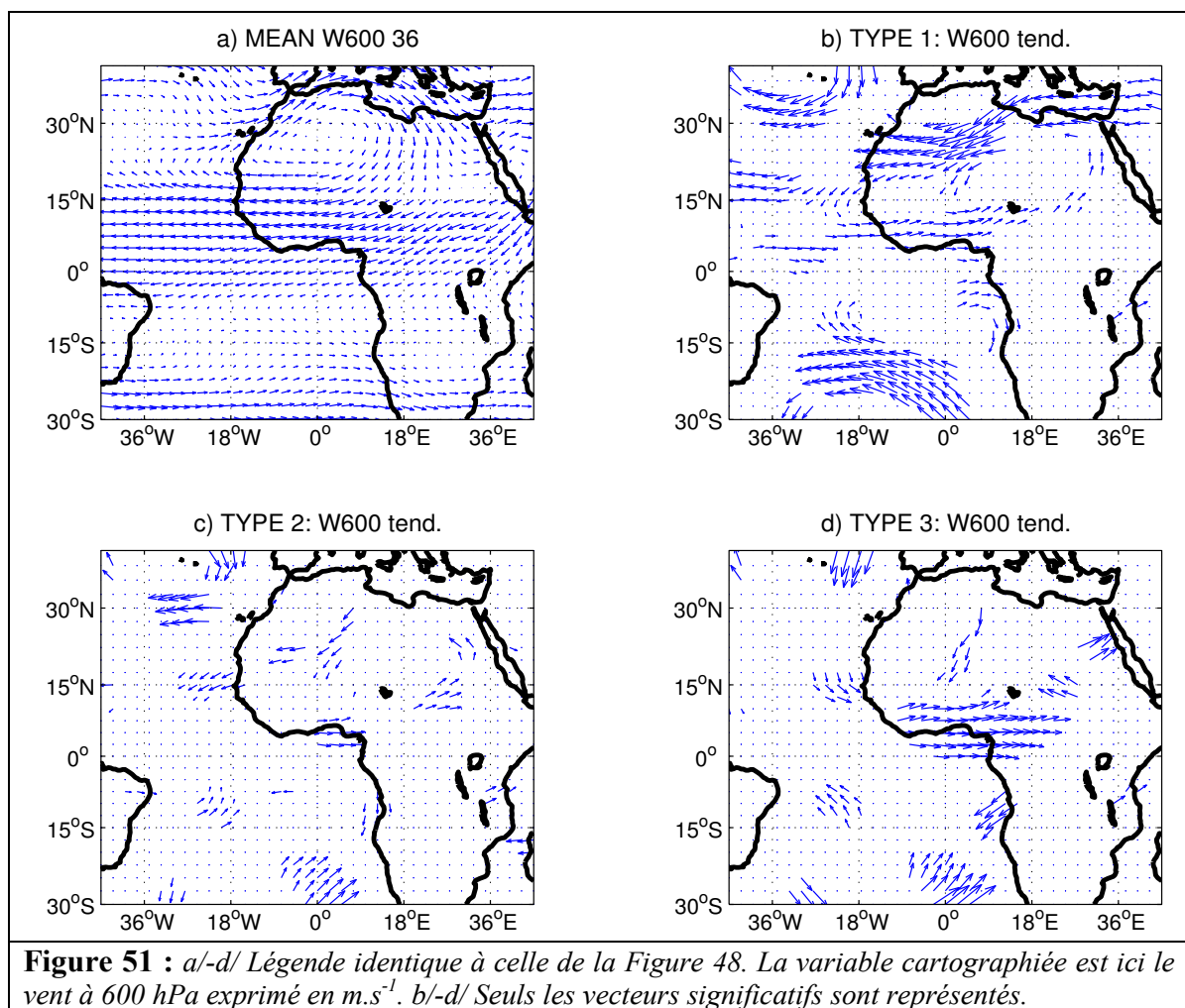


4.3.3.1 Le vent de surface

Le démarrage de la saison des pluies est caractérisé, dans les basses couches, par la confluence entre les vents de direction opposée (Harmattan et flux de mousson) marquant le FIT aux alentours de 15°N sur l'Afrique de l'Ouest.

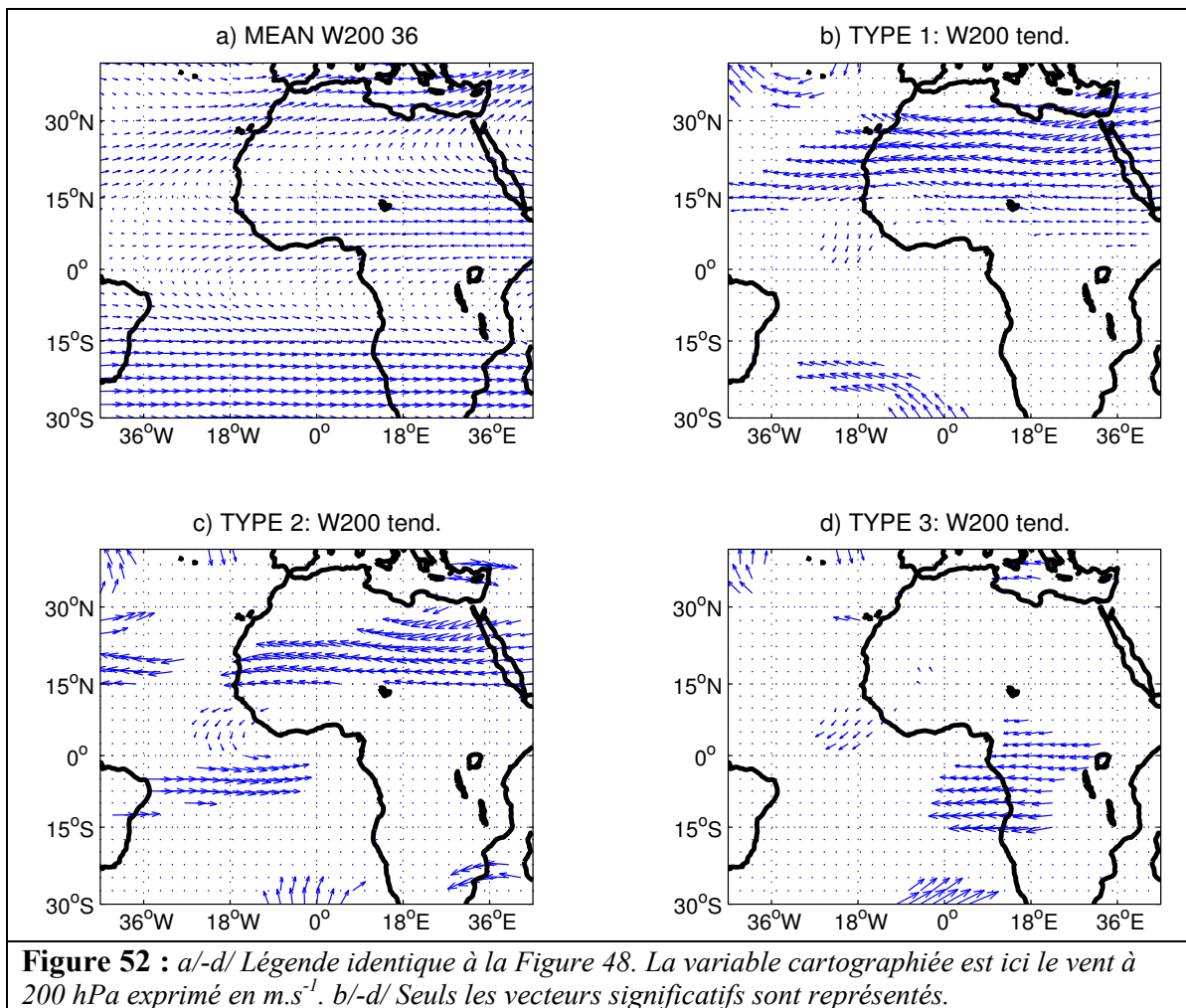
Les trois types d'années montrent, à cette échelle, les mêmes dynamiques temporelles pendant la phase de démarrage de la saison des pluies, avec un renforcement de la circulation moyenne de surface, des anticyclones des Açores et de Sainte-Hélène et des vents de surface associés. Entre ces deux centres d'action anticyclonique, le flux de mousson se trouve renforcé au large de la Sierra Leone et de la Guinée Conakry sur l'océan Atlantique (anomalies de sud et d'ouest). En effet, sur l'océan, entre 5°N et 15°N et entre 30°W et 10°E, le renforcement de la composante zonale du vent est probablement en rapport avec un renforcement constaté du vent d'ouest rapide au moment du démarrage de la saison des pluies. Ce phénomène n'est pas sans rappeler le jet d'ouest de basse couche, décrit par Grodsky *et al.*, (2003), qui s'installe sur cette région entre mai et septembre et apporte de

l'air maritime chargé en humidité, ainsi que des précipitations dans les terres. En fait, cette relation avait déjà été démontrée par Grist et Nicholson, (2001) et par Jury *et al.*, (2002). Sur le continent, le flux de mousson est particulièrement renforcé au nord de 15°N et à l'ouest du méridien d'origine, en lien avec le « creusement » de la dépression thermique saharienne. Les dynamiques temporelles indiquent, pour les trois types d'années, une pénétration plus importante en latitude du flux de mousson sur le continent après la date de démarrage. Il faut également noter ici que les flux en provenance de la partie est de la Méditerranée sont aussi renforcés de façon significative (Figure 50 b/-d/).



4.3.3.2 La moyenne troposphère

La circulation atmosphérique des couches moyennes de la troposphère (600 hPa) à la mi-juin est essentiellement sous le contrôle du JEA entre 2°S et 16°N, soufflant en direction de l'ouest-sud-ouest. L'analyse des tendances temporelles des trois types se fera donc principalement par rapport à l'écoulement du JEA. Les couches moyennes ne permettent pas de différencier les trois types d'années. Ainsi, la Figure 51 b/-d/ montre un JEA affaibli sur toute la zone guinéenne continentale, comme le prouvent les vents d'ouest. Il est logique que la vitesse du JEA soit moindre à ce moment de l'année. En effet, le démarrage de la saison des pluies correspond à un épisode convectif important et profond. Les flux verticaux ascendants associés à cette convection profonde, viennent perturber l'écoulement laminaire et zonal de ce courant jet de moyenne altitude (Burpee R.W, 1976 ; Riehl, H. et al. 1974). De plus, il est connu que l'axe du JEA se déplace vers le nord à cette période de l'année. Les anomalies de vents d'ouest résultant de la différence entre l'après et l'avant démarrage de la saison des pluies en sont partiellement l'expression. Il apparaît également des anomalies d'est et de nord-est sur la zone du Sahara et du Sahel en provenance du bassin méditerranéen (Figure 51 b/-d/).



4.3.3.3 La haute troposphère

La circulation atmosphérique de la haute troposphère (200 hPa, Figure 52a/), au moment du démarrage de la saison des pluies soudano-sahélienne, est principalement zonale. Elle est contrôlée par le JET entre l'équateur et 15°N, le jet d'ouest subtropical de l'hémisphère nord au nord du 25^{ème} parallèle et le jet d'ouest subtropical de l'hémisphère sud en deçà de 15°S. Le démarrage « normal » de la saison des pluies voit un JET renforcé, alors que le jet subtropical de l'hémisphère nord est affaibli. Ces remarques sont aussi valables pour les années précoces pour lesquelles on enregistre, en outre, un renforcement de la circulation d'ouest d'altitude de l'hémisphère sud aux alentours de 5°S sur l'Atlantique tropical. Au contraire, la composite relative au type tardif montre un affaiblissement de la circulation d'ouest sur l'Afrique centrale et le proche Atlantique. Ainsi, l'ensemble des composites nous montre que le démarrage de la saison des pluies s'accompagne globalement d'un renforcement de la circulation d'est d'altitude entre les tropiques.

L'ensemble de ces résultats montre des relations logiques robustes entre paramètres climatiques et dates de démarrage de la saison des pluies soudano-sahélienne, aux échelles sous-régionale (cf. l'évolution des précipitations aux latitudes guinéennes) et régionale (gradients de pression et d'énergie, température et champs de vent). Une prévision statistique des dates de démarrage de la saison de pluies basée sur de tels signaux semble, dès lors, possible.

4.4 Prévisibilité des dates de démarrage de la saison des pluies

Afin de tester la prévisibilité des dates de démarrage de la saison des pluies, une prévision expérimentale des dates de démarrage a été réalisée en utilisant la méthode de la régression linéaire multiple pas à pas (Chatterjee et Price 1977).

Trois types de prévision statistique expérimentale à court terme ont été effectués selon des choix thématiques utilisant différents types d'informations (successivement l'atmosphère, les précipitations, les gradients énergétiques et de pression). Ces prévisions sont faites en validation croisée après sélection objective des prédicteurs parmi tout un jeu de prédicteurs potentiels définis sur la période mi-mai à mi-juin (*i.e.* de la 28^{ème} à la 33^{ème} pentade, du 18 mai au 12 juin environ). Nous avons délibérément choisi de ne présenter en détail que les deux dernières expériences, car elles permettent de bien synthétiser et discuter l'ensemble.

4.4.1 Prévision utilisant l'information «atmosphère »

Cette première expérience utilise des champs atmosphériques issus des réanalyses (pression au niveau de la mer, température, vents à 925 hPa, 600 hPa et 200 hPa). Ces choix dérivent de l'interprétation des cartes des Figure 50, Figure 51 et Figure 52, sur lesquelles ces variables apparaissent significativement liées au démarrage de la saison des pluies. Les données ont, au préalable, été filtrées par ACP sans et avec rotation Varimax (Richman 1986). Seules les dix premières composantes principales (des deux ACP) ont été retenues pour chaque variable, toutes définies sur le même domaine (30°S-40°N ; 40°W-40°E). Les résultats obtenus avec quatre prédicteurs sont listés dans le Tableau 11. Ils permettent de mesurer objectivement la puissance prédictive des champs retenus.

	Pression au niveau de la mer	Température	Vent à 925 hPa	Vent à 600 hPa	Vent à 200 hPa	Toutes variables confondues
R ²	31 %*	50 %*	65 %***	46 %*	51 %**	73 %***

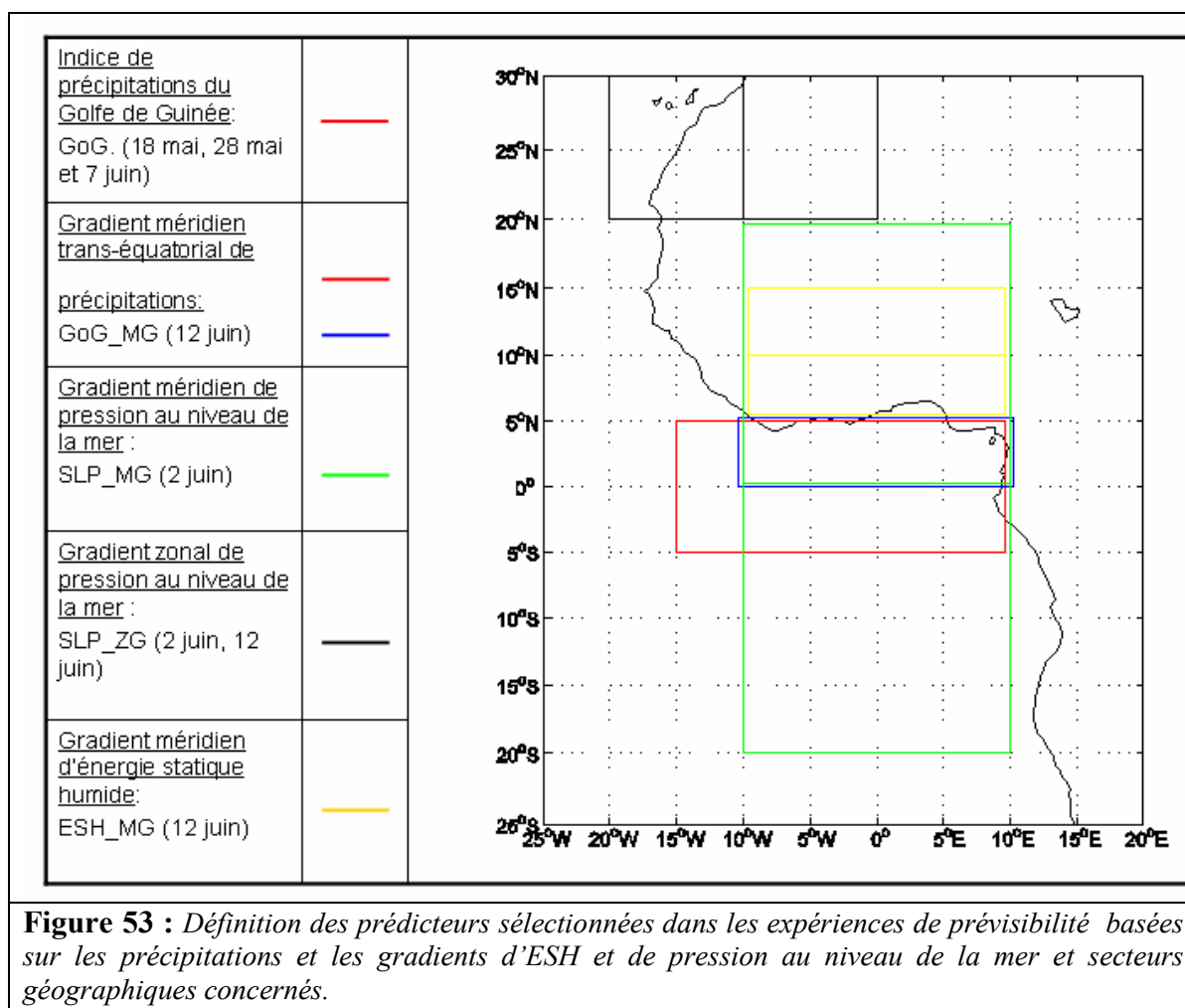
Tableau 11 : Résultats des expériences réalisées avec les champs (30°S-40°N; 40°W-40°E), filtrés par ACP avec et sans rotation, de différents paramètres atmosphériques (voir 1^{ère} ligne du tableau et texte pour plus de détails). R² est le coefficient de détermination *100 ; il exprime le pourcentage de variance commune entre la série à prédire (dates de démarrage fournies par les précipitations CMAP) et la prévision donnée par les différents modèles.

Nous voyons que le vent de surface fournit les résultats les plus satisfaisants. En termes de pourcentage de variance expliquée, suivent, par ordre décroissant, le vent à 200 hPa, la température, le vent à 600 hPa et enfin la pression de surface. Les prévisions avec quatre prédicteurs sont, bien entendues, améliorées si toutes les variables sont proposées ensemble à la régression linéaire multiple. Tout cela démontre la possibilité de prévoir les dates de démarrage de la saison des pluies avec des données de réanalyses atmosphériques.

4.4.2 La prévision utilisant l'information « précipitations »

L'expérience se focalise ici sur des signaux d'échelle spatiale inférieure (voir Figure 47), à l'aide des données pentadaires brutes CMAP sur le domaine 5°S-20°N. Trois indices (sahélien, soudanien et guinéen), calculés sur des bandes latitudinales adjacentes de 5° d'extension méridienne (en accord avec les zones AMMA), ont été sélectionnés sur le continent. Deux indices ont également été choisis sur l'océan (voir Figure 53), pour décrire le golfe de Guinée dans sa totalité (indice noté GoG) et la partie nord du golfe (indice noté NGoG). Ainsi, seuls cinq indices de précipitations sont utilisés, mais sont également prises en compte les différences entre indices adjacents afin d'avoir également une information sur les gradients pluviométriques méridiens. Sur la carte de la Figure 53, la zone nord est incluse dans la zone du golfe de Guinée. La différence entre ces deux indices donne, cependant, une indication sur le gradient méridien de précipitation transéquatorial dans le golfe de Guinée, puisque la différence NGoG - GoG représente un gradient tourné vers le nord-est, apte à anticiper l'arrivée du système de mousson sur le continent.

4.4 Prévisibilité des dates de démarrage de la saison des pluies



4.4.2.1 Résultats de la prévision

Le Tableau 12 montre que seules les données de précipitations relatives au domaine océanique sont prises en compte. L'information « continentale » n'est pas retenue parce que le déplacement vers le nord de la bande pluvieuse, condition *sine qua* non au démarrage de la saison des pluies aux latitudes soudano-sahéliennes, est mieux perceptible et plus précoce dans l'évolution temporelle dans le golfe de Guinée. Les prédicteurs sélectionnés sont les indices de précipitations du golfe de Guinée (GoG) des 28^{ème}, 30^{ème} et 32^{ème} pentades (de mi-mai à début juin), ainsi que le gradient pluviométrique méridien transéquatorial (GoG_MG) de la 33^{ème} pentade (mi-juin). Les prédicteurs ne sont pas significativement corrélés entre eux (valeurs de -0,15 à +0,27) ni colinéaires : facteur d'inflation de variance de 1,7 largement inférieur au seuil de 5 recommandé par Chatterjee et Price (1977).

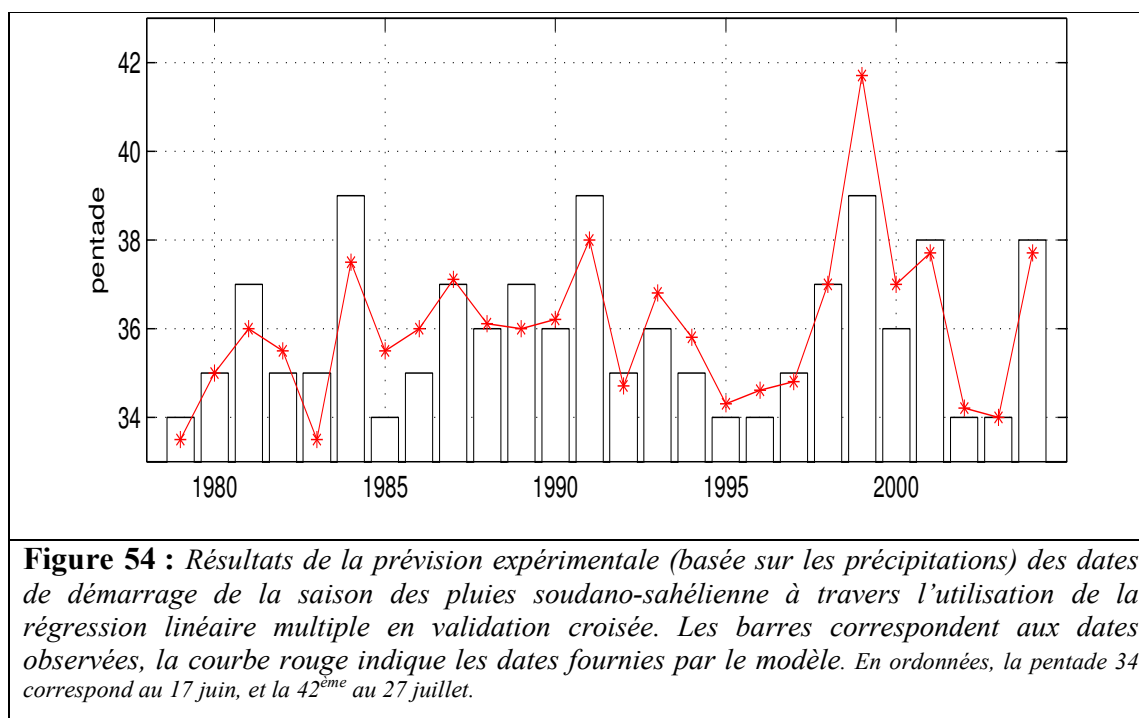
$R^2 = 75 \%^{***}$	GoG#28 (18 mai)	GoG#30 (28 mai)	GoG#32 (7 juin)	GoG_MG#33 (12 juin)
C. Reg.	+0.41	-0.40	-0.43	-0.64
C.C.	+0.53***	-0.34*	-0.44*	-0.58***

Tableau 12 : Résultats de l'expérience menée avec les précipitations. La première ligne correspond aux variables sélectionnées, la deuxième aux coefficients de régression associés à chaque prédicteur, la troisième indique les valeurs des corrélations linéaires simples entre prédicteurs et dates observées de démarrage de saison des pluies soudano-sahélienne. Les niveaux de significativité statistique aux seuils de confiance de 99 %, 95 % et 90 % sont notés respectivement ***, ** et *. La significativité statistique des corrélations a été testée en fonction du nombre de degrés de libertés, les autres statistiques par la procédure de Monte Carlo (1 000 simulations). Voir Figure 53 pour les secteurs géographiques sur lesquels ont été établis les différents indices et gradients.

Les lignes 2 et 3 du Tableau 12 fournissent, pour chaque prédicteur sélectionné, le coefficient de régression ainsi que la valeur du coefficient de corrélation linéaire entre cette variable et les dates de démarrage de la saison des pluies. Les valeurs de certains prédicteurs présentent des signes inverses pour certaines pentades. Cela souligne le rôle des tendances temporelles des précipitations sur une même zone (GoG.#28 = +0,53 tandis que GoG.#30 = -0,34). Par exemple, une date de démarrage tardive est significativement associée à une décroissance des précipitations autour de l'équateur (corrélation positive à la pentade 28, 18 mai), et négative dès la pentade 30 et ce jusqu'à la 32^{ème} (i.e. 7 juin). Plus précisément, une date tardive est précédée par des précipitations plus importantes à la mi-mai sur la zone équatoriale du golfe de Guinée (GoG.#28 >0), une décroissance rapide et continue ensuite (GoG.#30 & GoG.#32 <0), puis à un gradient pluviométrique transéquatorial vers le nord anormalement faible (GoG._MG#33 <0), juste avant la mi-juin. D'autres expériences de prévision ont été réalisées avec des données de précipitations. Il faut signaler, à cet égard, que la variance expliquée par l'expérience exposée ci-dessus ($R^2 = 75 \%$) est largement supérieure à celle obtenue ($R^2 = 45 \%$) avec des descripteurs pluviométriques issus d'ACP sans rotation sur le domaine s'étendant entre 30°S et 40°N et entre 45°W et 45°E en longitude. Au contraire, quand ces descripteurs sont définis sur un espace géographique plus restreint (0°N-20°N ; 10°W-10°E), les résultats sont réellement améliorés ($R^2 = 65 \%$ sans rotation), et encore meilleurs ($R^2 = 75 \%$) si l'on fait une rotation Varimax des axes qui permet de donner plus de poids aux signaux de plus faible extension spatiale. Ces résultats prouvent qu'il faut porter une attention toute particulière à l'échelle spatiale de définition des prédicteurs. Enfin, il faut noter que la qualité statistique des résultats, et plus encore leur sens physique, chutent fortement quand on rallonge le temps de décalage entre les descripteurs et la variable à expliquer : $R^2 = 56 \%$ quand les descripteurs sont choisis sur la période allant du 25 avril au 25 mai (23^{ème} pentade à 29^{ème}).

4.4.2.2 Comparaison entre les dates prédites et observées

La Figure 54 permet de comparer les dates de démarrage de la saison des pluies soudano-sahélienne observées et prédites par l'expérience basée sur les précipitations : les deux séries de données sont très proches l'une de l'autre, à l'exception de l'année 1999 pour laquelle la prévision a dépassé de plus de deux pentades la date observée. Les autres écarts ne dépassent jamais une pentade et demie.



Le tableau de contingence (Tableau 13) entre observations (colonnes) et prévisions (lignes) montre la capacité de la régression à prévoir le caractère précoce ou tardif du démarrage. Il apparaît que ces dates sont très bien prédites avec les précipitations. Ainsi, 100 % des dates précoces et tardives sont classées par la prévision dans la catégorie correspondante. Les résultats sont moins bons pour la catégorie intermédiaire, car plus de 26 % des dates ont été classées dans la mauvaise catégorie (20 % en précoce, et 6,7 % en tardive). Cependant, les moyennes et écart-types associées aux différences indiquent de faibles erreurs.

Observations Prévisions	<#35	[#35 #37]	>#37
<#35	100 % ($\bar{x} = -0,3$; $\sigma = 0,6$)	20 % ($\bar{x} = 0,6$; $\sigma = 0,7$)	
[#35 #37]		73,3 % ($\bar{x} = -0,8$; $\sigma = 0,6$)	
>#37		6,7 % ($\bar{x} = -0,1$; $\sigma = 0$)	100 % ($\bar{x} = 0,08$; $\sigma = 1,6$)

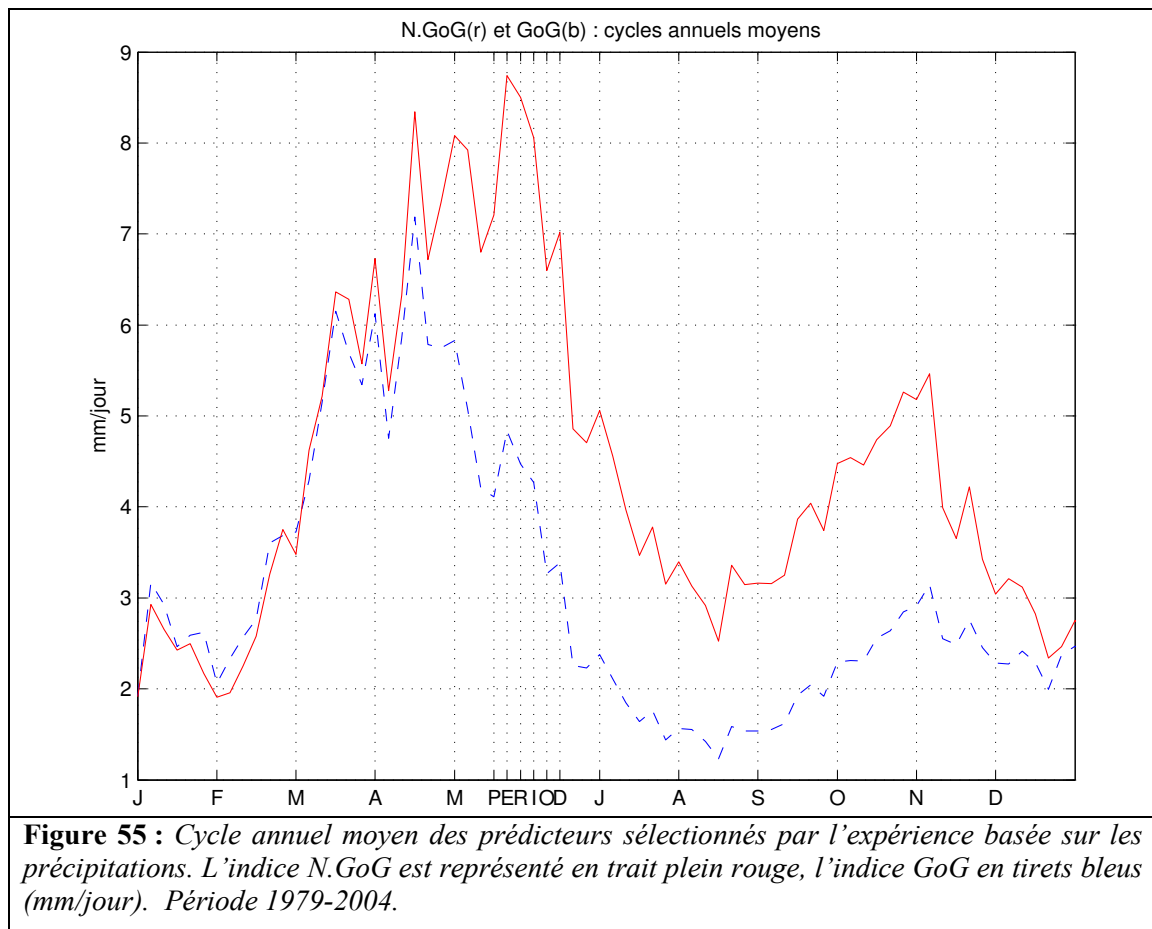
Tableau 13 : Table de contingence des résultats de l'expérience basée sur les précipitations vs les dates observées (colonnes) de démarrage et les dates de la prévision (lignes). Les dates ont été réparties dans trois classes : précoce (<35^{ème} pentade), normale ([35^{ème} pentade 37^{ème} pentade]), et tardive (>37^e pentade). La moyenne et l'écart-type de ces différences ont été calculés et sont indiqués pour chaque case. Pour référence sur cette expérience, la moyenne des différences sur les 26 années d'étude est de -0,1, et l'écart-type de 0,9.

4.4.2.3 Que représentent les prédicteurs ?

Regardons maintenant les cycles annuels moyens (Figure 55) des prédicteurs retenus par ce modèle statistique (GoG. et N.GoG. sur différentes pentades). La période allant de mi-mai à mi-juin (28^{ème} à 33^{ème} pentade, période pendant laquelle les paramètres explicatifs sont choisis) est notée « PERIOD » sur l'axe des abscisses. La date moyenne de démarrage de la saison des pluies soudano-sahélienne se trouve juste avant le « J » de juillet sur l'axe des abscisses.

Tout d'abord, cette figure montre qu'à partir du début du mois de mars, les abats pluviométriques de la zone nord dépassent ceux de la zone sud. Ces deux zones présentent des cycles saisonniers moyens bi-modaux, avec une première saison des pluies (la plus pluvieuse) concentrée sur la période allant de mars à mai et une deuxième de septembre à début novembre, lors de la migration vers le sud de la ZCIT. La date de démarrage suit le maximum pluviométrique annuel (8,5 mm/jour, courbe rouge) de la zone nord du golfe de Guinée et est concomitante de la décroissance des précipitations sur les deux zones d'étude liée à la migration vers le nord de la ZCIT. Le caractère soudain du déplacement latitudinal de la ZCIT décrit par Sultan et Janicot (2000) se retrouve bien sur cette figure, avec une brusque décroissance des deux indices à la fin du mois de juin, juste avant le démarrage de la saison des pluies soudano-sahélienne.

4.4 Prévisibilité des dates de démarrage de la saison des pluies



Cette configuration engendre un gradient pluviométrique tourné vers le nord ($N.GoG. > GoG.$) à partir du début du mois de mars. Ainsi, toute anomalie de gradient pluviométrique vers le sud ($GoG. > N.GoG.$) réduit le gradient dirigé vers le nord, en moyenne. Une telle situation s'observe avec une position plus au sud que la normale de la bande pluvieuse et tend à retarder la date de démarrage de la saison des pluies soudano-sahélienne (voir la valeur négative du coefficient de régression de ce paramètre dans le Tableau 12).

Cette prévision réalisée avec l'information « précipitations » est intéressante car elle donne des résultats très satisfaisants. Toutefois, elle ne permet pas de discuter et d'interpréter les résultats au niveau physique. Pour cette raison nous avons choisi de réaliser une troisième expérience utilisant les informations « ESH à 1 000 hPa » et « gradient de pression ». Pour cette expérience, ce n'est pas tant la qualité de la prévision qui sera primordiale, mais surtout l'interprétation des prédicteurs sélectionnés et leurs évolutions saisonnières.

4.4.3 Gradients d'ESH à 1 000 hPa et pression au niveau de la mer

Les prédictors potentiels sont ici définis au sens physique afin de décrire au mieux la mousson d'un point de vue dynamique et énergétique. Ces variables sont physiquement liées à la mousson et ont, en outre, fait leurs preuves dans la prévision de la saison des pluies sahéliennes (Fontaine *et al.* 1999 ; Philippon et Fontaine 2002). Les gradients ont été définis et calculés à différentes échelles spatiales et sur différentes régions au sein du domaine 0°N-30°N ; 20°W-10°E (Figure 53).

4.4.3.1 Résultats de la prévision

Les prédictors de gradients de pression au niveau de la mer et d'ESH permettent d'expliquer 36 %* de variance commune ($r = 0,60$, significatif à 99 %). Quatre variables explicatives ont été sélectionnées (Tableau 14). Les résultats sont cohérents avec la dimension physique de la mousson ouest-africaine.

R ² = 36%***	SLP_MG#31 (2 juin)	SLP_ZG#31 (2 juin)	SLP_ZG#33 (12 juin)	ESH_MG#33 (12 juin)
C Reg.	+0.34	+0.35	-0.29	-0.33
CC	+0.40**	+0.37*	-0.21	-0.53***

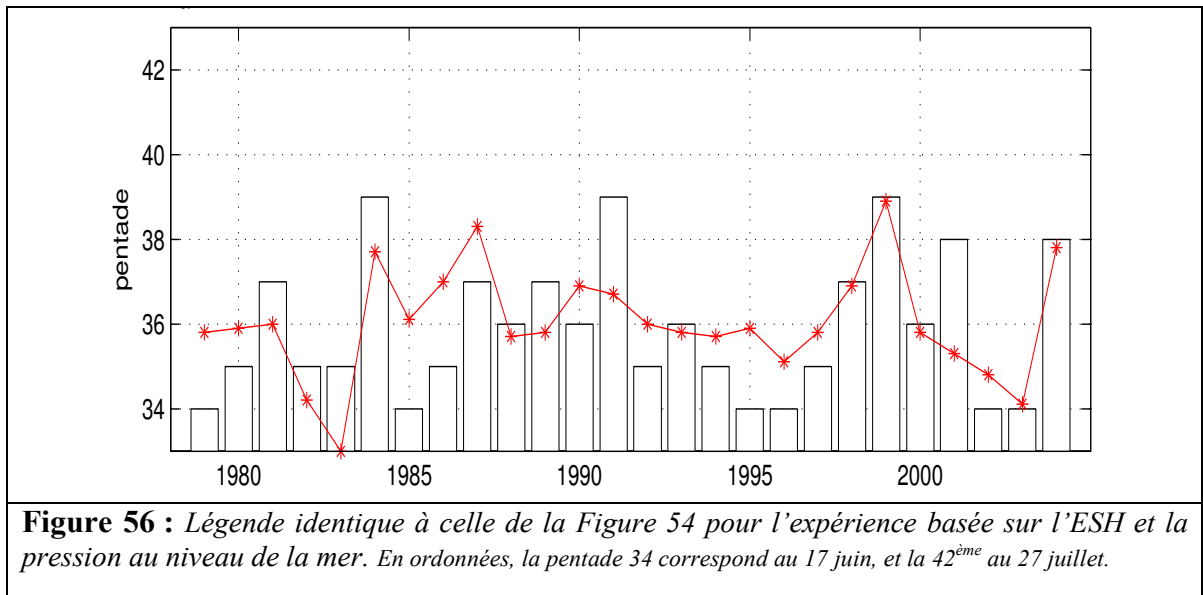
Tableau 14 : Légende identique à celle du Tableau 12 pour l'expérience basée sur l'ESH et la pression au niveau de la mer.

Les prédictors sont le gradient méridien de pression au niveau de la mer (SLP_MG) de la 31^{ème} pentade (2 juin), les gradients zonaux de pression au niveau de la mer (SLP_ZG) des 31^{ème} et 33^{ème} pentades (2 juin et 12 juin) et le gradient méridien d'ESH à 1 000 hPa de la 33^{ème} pentade. Les prédictors ne sont pas colinéaires (facteur d'inflation de la variance = 1,16). Comme c'était le cas pour l'expérience basée sur les précipitations, une même variable peut avoir des coefficients de régression de signes différents selon la pentade sélectionnée, ce qui souligne le rôle joué par les tendances temporelles. Le prédictor qui présente le plus fort coefficient de corrélation ($r = -0,53***$) est le gradient méridien d'énergie statique humide de basses couches.

4.4.3.2 Comparaison entre les dates prédites et observées

Avant de passer à l'évolution annuelle moyenne des prédictors, regardons la Figure 56 illustrant les dates prédites par rapport aux dates observées. Les écarts importants (1979, 1985, 1991 et 2001, notamment) sont ici plus visibles.

4.4 Prévisibilité des dates de démarrage de la saison des pluies



Le tableau de contingence (Tableau 15) montre que ce sont les valeurs normales de date de démarrage qui sont le mieux prédites. En effet, seuls 33 % et 60 %, respectivement, des dates précoces et tardives sont bien prévues : le modèle statistique se trompe pour les démarrages précoces (1979, 1985 et 1995) et tardifs (1984 et 1991). En revanche, 80 % les dates normales sont bien prédites.

Observations Prévisions	<35 (22juin)	[35-37] (22 juin 2 juillet)	>37 (2 juillet)
<35 (22juin)	33,33 % ($\bar{x}=0,3$; $\sigma=0,6$)	13,3 % ($\bar{x}=1,4$; $\sigma=0,8$)	
[35 37] [22 juin 2 juillet]	66,77 % ($\bar{x}=-0,7$; $\sigma=1,9$)	80 % ($\bar{x}=-0,4$; $\sigma=0,9$)	40 % ($\bar{x}=2,3$; $\sigma=0,1$)
>37 (2 juillet)		6,7 % ($\bar{x}=-1,3$; $\sigma=0$)	60 % ($\bar{x}=0,5$; $\sigma=0,7$)

Tableau 15 : Table de contingence des résultats de l'expérience basée sur l'ESH et la pression au niveau de la mer vs les dates observées de démarrage. Légende identique à celle du Tableau 13. La moyenne et l'écart-type de ces différences ont été calculés et sont indiqués pour chaque case. Pour référence sur cette expérience la moyenne des différences sur les 26 années d'étude est de -0,1, et l'écart-type de 1,3.

4.4.3.3 Que représentent les prédicteurs ?

L'interprétation physique peut se faire au travers de la Figure 57 a/-b/ présentant les cycles annuels moyens des gradients zonaux et méridiens de pression et d'ESH au niveau de la mer. La date de démarrage est concomitante des maxima des gradients zonaux et méridiens de pression au niveau de la mer ($\approx -4,5$ hPa). Ces gradients de pression négatifs, dirigés vers l'ouest et vers le sud, augmentent et guident ainsi les vents en direction de la dépression thermique saharienne. Ceci augmente la convergence horizontale de bas niveau.

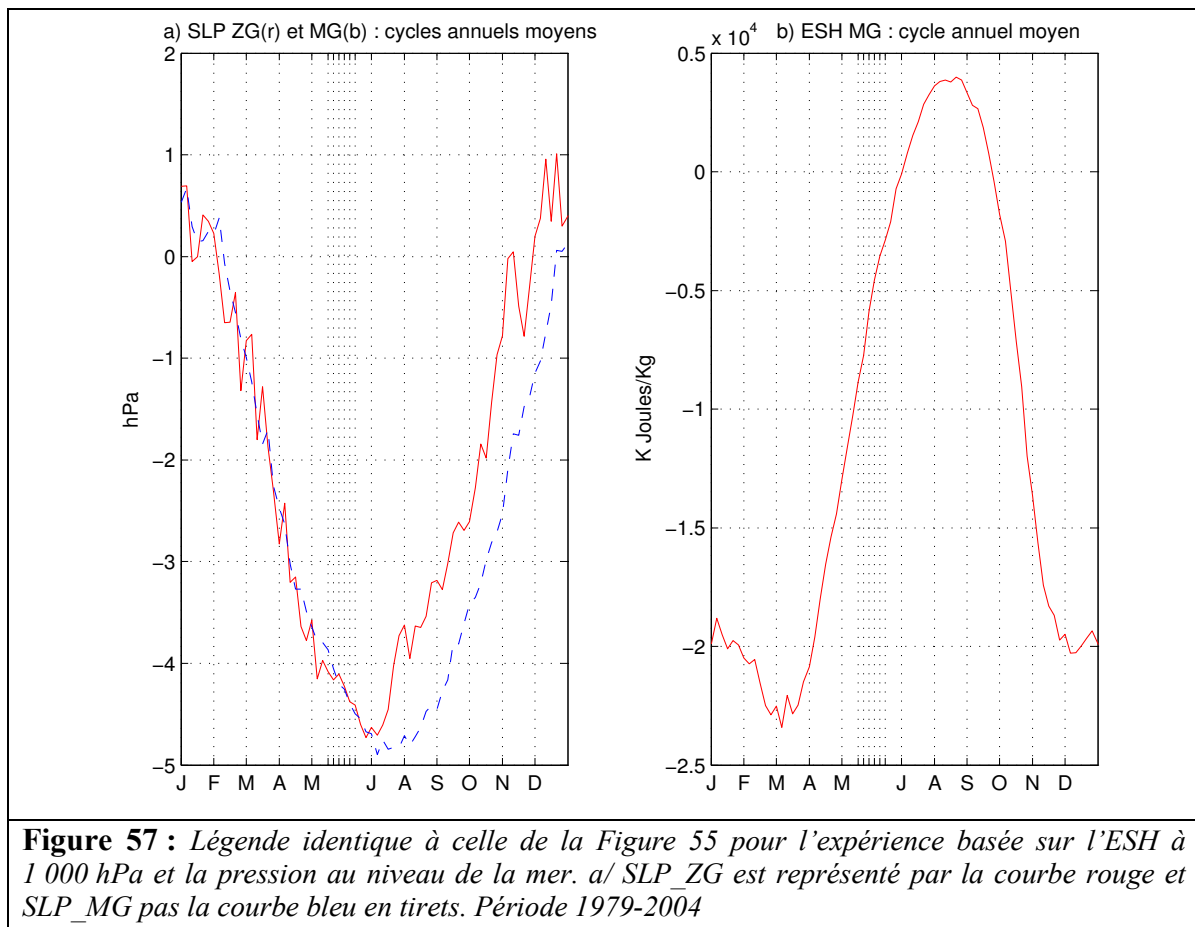
Ainsi, l'arrivée de la mousson sur la zone soudano-sahélienne correspond à un seuil : elle débute quand les gradients de pression zonaux et méridiens sont maxima à l'échelle régionale (Tableau 14). Le démarrage tardif est lié à :

[1] une anomalie positive du gradient méridien de pression au niveau de la mer de part et d'autre de l'équateur, donc à un moindre écart entre la dépression thermique saharienne et les pressions enregistrées dans le sud du golfe de Guinée ;

[2] une augmentation de l'anomalie de gradient de pression tournée vers l'est entre le Sahara et l'est de l'Atlantique tropical Nord (*i.e.* un moindre écart entre l'anticyclone des Açores et la dépression thermique saharienne), avant que celle-ci ne se renverse à la 33^e pentade (12 juin).

Cette configuration a donc tendance à ralentir l'augmentation saisonnière des gradients méridiens et zonaux (voir Figure 57 a/) et à retarder, de ce fait, le démarrage de la saison des pluies.

La Figure 57 b/ montre clairement que le démarrage de la saison des pluies soudano-sahélienne correspond au changement de signe du gradient méridien d'ESH : dirigé vers le sud avant cette date, il est dirigé vers le nord par la suite. Il enregistre ses plus fortes valeurs négatives début mars, puis celles-ci ne cessent de diminuer jusqu'à la mi-août. Ainsi, toute anomalie négative de ce gradient sur le continent retarde son renversement de signe, ce qui retarde le déclenchement de la saison des pluies.



4.5 Synthèse de Chapitre

Un indice permettant de déterminer la date de démarrage de la mousson ouest-africaine a été créé à partir des données CMAP et GPCP. L'indice décrit la migration latitudinale de la ZCIT et le basculement entre saisons des pluies guinéenne et soudano-sahélienne. La date de démarrage a été déterminée en moyenne, sur la période 1979-2006, entre le 22 et le 23 juin avec un écart-type de 8,5 jours.

Une classification des différents types d'évolution des précipitations et d'installation du système de mousson aux latitudes soudano-sahéliennes a été réalisée. Cette typologie en trois classes a permis d'isoler les années au démarrage normal ($\approx 36^{\text{ème}}$ pentade, *i.e.* 27 juin ; 50 % des cas) des années au démarrage précoce (\approx mi-juin, 31 % des cas) et des années dont le démarrage a été tardif (début juillet, 19 % des cas). Les années aux démarrages normaux et tardifs correspondent aux années pour lesquelles une excursion très au nord de la ZCIT a été constatée, ainsi qu'une concomitance entre forte décroissance des précipitations du golfe de Guinée et importante augmentation des abats pluviométriques sur le Sahel. Le cas précoce ne

montre pas d'augmentation notable des précipitations aux latitudes sahéliennes, alors que la décroissance aux latitudes guinéennes est, elle, bien constatée. D'autres signaux significatifs ont été trouvés lorsque nous avons projeté les résultats de la typologie dans les paramètres atmosphériques les plus représentatifs de la mousson ouest-africaine (vent à 925 hPa, 600 hPa et 200 hPa, température au niveau du sol et pression au niveau de la mer). La période de démarrage est associée à un renforcement de la circulation de bas niveau, principalement au voisinage des anticyclones de Sainte-Hélène et des Açores, ainsi que du flux de mousson sur l'ouest de l'Afrique de l'Ouest et l'Atlantique tropical nord. Signalons aussi le renforcement du vent de basses couches en provenance de l'est de la Méditerranée. Dans les couches moyennes de la troposphère, les vents de nord-est soufflant du bassin méditerranéen vers le Sahel sont renforcés, le JEA est affaibli et décalé vers le nord. La circulation d'est de la haute troposphère entre les tropiques est renforcée.

Ces signaux précurseurs ont été synthétisés à différentes échelles spatiales, ainsi que des paramètres énergétiques (ESH), afin de tester la prévisibilité du démarrage de la saison des pluies soudano-sahélienne. Les résultats ont montré qu'une prévision statistique est possible. Trois expériences ont été réalisées avec quatre prédicteurs. Le schéma de prévision utilisant les données CMAP (tendance temporelle et gradient méridien transéquatorial), montre que les dates de démarrage prévues par ce modèle sont très proches des dates observées : 75 % de variance expliquée en validation croisée. Il ressort de cette étude de prévisibilité que le démarrage de la saison des pluies soudano-sahélienne se fait quand le gradient méridien transéquatorial des précipitations est à son maximum (c'est-à-dire quand les différences de précipitations augmentent entre la partie nord et la partie sud du golfe de Guinée), et quand les gradients de pression tournés vers l'ouest et le sud dépassent un certain seuil. Les gradients méridiens d'ESH (entre latitudes soudaniennes et guinéennes) connaissent également des changements concomitants du démarrage de la saison des pluies. Dirigés vers le sud avant, ils se tournent vers le nord ensuite, en lien avec la remontée en latitude des précipitations.

Chapitre 5 : Impact des facteurs climatiques sur la présence saisonnière des principaux vecteurs du paludisme en Afrique soudano-sahélienne (Ndiop, Sine Saloum, Sénégal)

5.1 Introduction et généralités sur le paludisme

Le paludisme est une endémie parasitaire transmise par des moustiques du genre *Anopheles* Meigen, 1818 (Insecta, Diptera, Culicidae), dont l'agent étiologique est un protozoaire intracellulaire du genre *Plasmodium* Marchiafava & Celli, 1885 (Protozoa, Sporozoa, Plasmodiidae). Quatre espèces de *Plasmodium* infectent l'homme, mais seul *P. falciparum* Welch 1897 est fréquemment responsable de complications mortelles.

Le paludisme est un fléau planétaire qui sévit dans la majeure partie des zones intertropicales. Il y a environ cinq cent millions de nouveaux cas dans le monde chaque année. Cette pathologie constitue la première cause de morbidité en Afrique tropicale, où elle est responsable d'environ un tiers des motifs de consultation dans les centres de soins. C'est aussi la première cause de mortalité des enfants. L'incidence des décès attribuables au paludisme a triplé depuis les années 1990 en raison de l'émergence, puis de la généralisation, de niveaux élevés de résistance à la chloroquine, le principal médicament antipaludique disponible en Afrique (Trape 1999). Le nombre annuel des décès occasionnés par le paludisme en Afrique tropicale s'élève entre deux et trois millions de morts, et, selon les régions, 20 % à 40 % des décès d'enfants de moins de cinq ans lui sont imputables (Snow *et al.* 2001, Trape *et al.* 2002).

De façon paradoxale, la sécheresse qui sévit en Afrique de l'Ouest depuis le début des années 1970 a fortement réduit, en zone sahélienne, la répartition, l'abondance et le taux d'infection des anophèles vecteurs du paludisme, sans pour autant être associée à une diminution significative de l'impact du paludisme pour la plupart des populations concernées. La perte d'efficacité des traitements antipaludiques explique partiellement ce constat. Cependant, il faut également chercher du côté de la perte d'immunité des populations nord-sahéliennes pour mieux le comprendre et l'expliquer. Cette immunité réduite ou perdue vis-à-vis du paludisme rend ces populations beaucoup plus vulnérables à l'infection, et des phénomènes épidémiques peuvent surgir en cas d'événement climatique exceptionnel (principalement les années excédentaires au niveau de la pluviométrie).

5.1.1 L'impact du climat sur le paludisme

Selon Trape (1999) et Lindsay *et al.* (1998), le climat influence considérablement la répartition géographique et l'épidémiologie des maladies parasitaires à transmission vectorielles. En effet, diverses publications (Trape 1999, Craig *et al.* 1999, Lindsay et Birley 1996, Gillies et De Meillon 1968, Ndiaye *et al.* 2001) affirment que les facteurs climatiques interviennent par trois mécanismes sur la transmission du paludisme: [1] la répartition et l'abondance des anophèles vecteurs ; [2] la possibilité et le succès du développement sporogonique (période d'incubation du *Plasmodium*, *i.e.* temps nécessaire pour qu'un moustique devienne infectant après s'être nourri sur un sujet infecté) du parasite à l'intérieur du vecteur ; [3] la modulation du contact homme-vecteur.

À divers égards, le climat est impliqué dans ces processus, dont voici les principaux:

◆ La température influence la durée du développement sporogonique du parasite, la durée du développement pré-imaginal du vecteur et la survie de l'anophèle adulte. Au-delà de 35°C et en deçà de 18°C, le développement sporogonique de *P. falciparum* est stoppé ; aux températures de 20°C, 24°C et 30°C, il est respectivement de vingt, onze et neuf jours. L'espèce *P. vivax* supporte des températures plus modérées, jusqu'à 15°C, et, aux températures de 20°C, 24°C et 30°C, le développement sporogonique est respectivement de seize, neuf et sept jours. Le développement pré-imaginal des anophèles est aquatique. Il dure une dizaine de jours pour *An. gambiae* s.l. et une vingtaine pour *An. funestus* à 25°C. Cette phase s'allonge lorsque la température diminue (jusqu'à trois semaines pour *An. gambiae* s.l.) et raccourcit lorsqu'elle augmente (cinq jours à 30°C pour *An. gambiae* s.l.). Aussi, selon Reiter (2001), le facteur thermique joue surtout un rôle dans le taux de multiplication des anophèles. Les seuils thermiques quant à la survie des anophèles n'ont pas été déterminés avec précision. En ce qui concerne la limite maximale, il a été constaté au Soudan (Omer et Cloudsley-Thompson 1970) que les *An. gambiae* s.l. pouvaient supporter des températures extérieures diurnes allant jusqu'à plus de 55°C. En ce qui concerne la limite thermique inférieure, retenons ici que le taux de multiplication des anophèles, la durée de leur développement sporogonique, du développement pré-imaginal sont modulés par les températures minimales. Cependant, en aucun cas, en Afrique de l'Ouest soudano-sahélienne,

les températures ne peuvent chuter au point de causer la mort des anophèles et affecter sensiblement les dynamiques vectorielles des espèces étudiées.

♦ La pluviométrie joue un rôle important sur la disponibilité et la qualité des gîtes larvaires. En effet, notons ici qu'en zone soudano-sahélienne, le rythme et l'abondance des précipitations sont les principaux facteurs déterminant les espèces anophéliennes existantes, leur abondance et la durée de leur présence saisonnière. Une certaine quantité d'eau est nécessaire pour mettre en eau les gîtes larvaires utiles à la reproduction anophélienne. Pour ces raisons, les vecteurs du paludisme sont dits eau-dépendants (Craig *et al.* 1999). Toutefois, des précipitations trop importantes peuvent avoir un effet de lessivage des gîtes et donc un effet néfaste sur l'abondance vectorielle. Au contraire, les gouttes de pluies ne semblent pas avoir d'impact sur les larves (Robert *et al.* 1999).

♦ L'humidité joue un rôle prédominant dans la survie des anophèles adultes, la valeur optimale d'humidité ambiante semble être autour de 80 %.

♦ Les vents influencent le déplacement des adultes. Selon la direction et leur vitesse, ils jouent un rôle tantôt favorable, tantôt défavorable.

5.1.2 Les vecteurs

Les vecteurs du paludisme sont les moustiques femelles du genre *Anopheles* Meigen, 1818 (Insecta, Diptera, Culicidae) dont l'agent étiologique est un protozoaire intracellulaire du genre *Plasmodium* Marchiafava & Celli, 1885 (Protozoa, Sporozoa, Plasmodiidae). On dénombre vingt espèces différentes d'anophèles au Sénégal. Toutefois, seules *An. gambiae* s.s., *An. arabiensis* et *An. funestus* ont une importance épidémiologique dans la transmission du paludisme (Diagne *et al.* 1994), *An. gambiae* s.s. (stricto sensu), *An. arabiensis* étant regroupés au sein d'un même complexe (*An. gambiae* s.l.). Ces deux espèces vectorielles du paludisme sont successivement décrites ci-dessous, d'après Diagne *et al.* (1994).

• *Anopheles funestus*

Les gîtes larvaires de cet anophèle sont constitués par des collections d'eau permanentes ou semi permanentes en savane comme en forêt, souvent avec une végétation émergente qui ombrage la surface de l'eau : ruisseaux, bords des rivières, rizières, etc. Les

larves d'*An. funestus* ne se trouvent jamais en eau saumâtre. Elles sont difficiles à récolter car craintives et pouvant rester longtemps au fond de l'eau dès que le gîte est remué. En zone de savane d'Afrique de l'Ouest, *An. funestus* est surtout abondant en fin de saison des pluies et en début de saison sèche, alors que les densités d'*An. gambiae* s.l. diminuent. *An. funestus* était autrefois présent et abondant dans beaucoup de régions du Sénégal (Hamon *et al.* 1966, Gillies et De Meillon 1968). Actuellement, il est plus rarement rencontré, certainement en raison de la raréfaction de ses gîtes larvaires consécutive à la persistance de la sécheresse depuis 1970 (Mouchet *et al.* 1996).

• **Le complexe *Anopheles gambiae* s.l. (sens large)**

Le complexe *An. gambiae* s.l. est un complexe regroupant six espèces jumelles dont trois sont présentes au Sénégal : *An. gambiae* Giles, 1902 ; *An. arabiensis* Patton, 1905 et *An. melas* Theobald, 1903. Les deux premières, dont les gîtes larvaires sont surtout constitués par les collections d'eau temporaires liées aux pluies, sont présentes dans l'ensemble du pays et constituent habituellement plus de 90 % des anophèles capturés sur homme, aussi bien à l'intérieur qu'à l'extérieur des habitations. Leur densité en zone rurale est toujours très élevée pendant la saison des pluies. Les larves d'*An. melas* sont inféodées aux eaux saumâtres, aussi sa répartition est-elle strictement littorale, dans les estuaires, lagunes et mangroves. Ainsi cette espèce n'entre pas dans les données de captures étudiées.

Compte tenu de ce tout ce qui a été décrit auparavant, nous comprenons tout l'intérêt qu'il y a à préciser les relations entre paramètres climatiques et certains aspects du paludisme. Pour cela, nous n'allons pas étudier directement l'impact du climat sur la morbidité et la mortalité palustres, mais nous contenter de relier statistiquement les aspects climatiques et l'abondance des *An. gambiae* s.l. et *funestus* ainsi que la durée de leur présence saisonnière. Les sites d'études sénégalais, qui seront décrits ci-après, ont été sélectionnés tout d'abord par rapport au climat soudano-sahélien caractérisé par une alternance très nette entre saisons sèche et humide, imposant ainsi un fort contraste saisonnier dans l'abondance vectorielle. La seconde raison qui a fait que l'étude porte sur la région du Saloum est la qualité rare des données entomologiques recueillies depuis le début des années 1990 dans les villages de Ndiop et Dielmo par les équipes de l'IRD Dakar (Institut de Recherche pour le Développement, ex ORSTOM, UR77 : paludologie tropicale) et de l'Institut Pasteur de Dakar. De par la durée du suivi entomologique, mais aussi de la

fréquence des observations, la base de données utilisée pour les analyses est quasiment unique au monde.

5.2 La zone d'étude

5.2.1 Les sites étudiés

Le site choisi pour notre analyse est la région du Saloum. Plus précisément, il s'agit du village de Ndiop (13°41'N, 16°23'W), parfaitement représentatif de cette région. Le paludisme est méso-endémique à Ndiop, ce qui signifie qu'entre 10 et 50 % des enfants de deux à dix ans sont porteurs de *Plasmodium*. La végétation naturelle de la zone est la savane arborée, les cultures sont principalement constituées de mil et d'arachide.

Les équipes ont également travaillé (sur une plus longue période) sur le village de Dielmo (13°43'N, 16°25'W), seulement distant de cinq kilomètres, mais les résultats présentés dans ce chapitre résulteront exclusivement des données entomologiques recueillies à Ndiop. En effet, le but de notre étude est de documenter, autant que possible, l'impact des facteurs climato-météorologiques sur les densités agressives vectorielles en zone soudano-sahélienne sénégalaise. Or, le village de Dielmo est bordé par une petite rivière marécageuse dont la source est à deux kilomètres en amont du village (la Néma, Figure 58), qui assure des gîtes larvaires anophéliens permanents toute l'année (Konate *et al.* 1994, Trape *et al.* 1994). Il est d'ailleurs marquant de constater que, dans cette localité seulement distante de cinq kilomètres de Ndiop, ce ne sont plus entre 10 et 50 % des enfants de deux à dix ans qui sont parasités, mais plus de 75 %. Il s'agit ainsi de paludisme holo-endémique pour le village de Dielmo. On comprend, dès lors, que la présence de la rivière biaise de façon importante le simple impact du climat sur la présence et l'abondance vectorielle dans cette localité.

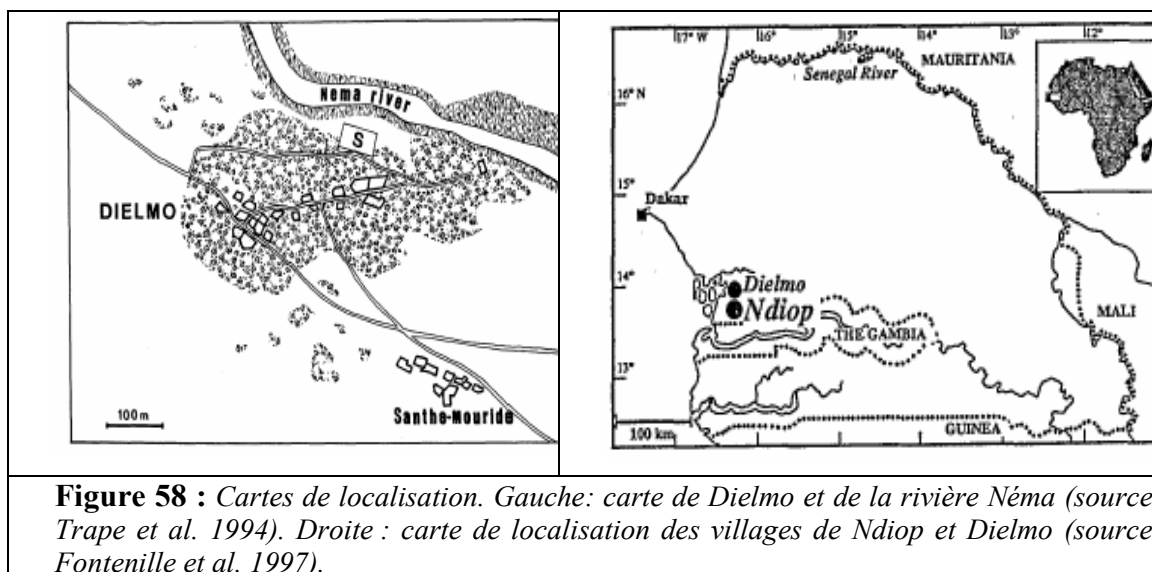


Figure 58 : Cartes de localisation. Gauche: carte de Dielmo et de la rivière Néma (source Trape et al. 1994). Droite : carte de localisation des villages de Ndiop et Dielmo (source Fontenille et al. 1997).

5.2.2 Les données entomologiques

L'échantillonnage des populations d'anophèles à Ndiop a été effectué par des captures sur des sujets humains volontaires (sous prophylaxie médicamenteuse) de 21 h 00 à 7 h 00 à l'intérieur et à l'extérieur des maisons ; pour plus de détails, se reporter à Fontenille *et al.* (1997). Le nombre de captureurs a varié de deux à quatre au cours de la période 1993-2007. La fréquence des captures et les saisons étudiées ont quelque peu changé au cours de la période d'étude. En effet, selon les années et les saisons, les captures sont d'une fréquence allant de l'hebdomadaire au mensuel. Toutes les saisons des pluies (été boréal) et le début des saisons sèches ont été suivis. En revanche, la fin de la période sèche n'a été que peu documentée en raison de la quasi-absence des vecteurs étudiés dans ce village, de janvier à mai, après plusieurs mois d'interruption complète des précipitations. Pour toutes ces raisons, l'agressivité vectorielle ou densité agressive, quelle que soit l'échelle temporelle abordée, sera toujours exprimée en moyenne par homme et par nuit sur la période juin-décembre. Les anophèles sont déterminés par leurs caractéristiques morphologiques en utilisant les critères de Gillies et De Meillon 1968 ; Gillies et Coetzee 1987. La base de données disponible comprend la date de chaque capture et ses résultats entomologiques complets. Un pluviomètre et un thermomètre ont été installés dans les deux villages par les équipes de recherche et les relevés quotidiens sont disponibles.

5.2.3 Le climat de la zone d'étude

L'humidité ambiante connue pour son importance et son impact sur les anophèles n'a pas été analysée ici. En effet, ce paramètre n'a pas été mesuré localement et nous n'avons pas pu tester, comme cela sera le cas pour les températures, la validité/représentativité des données d'humidité fournies par les réanalyses NCEP-DOE AMIP-II sur la région.

• Les températures

Les paramètres thermiques mesurés quotidiennement à Ndiop sont les températures minimales et maximales. Toutefois, nous avons rencontré quelques problèmes ayant entraîné l'impossibilité de mesurer directement leur impact sur les densités agressives des anophèles. En effet, les séries de températures mesurées sont très lacunaires et ne couvrent que les années 1993, 1994, 1995, 1996, 2002, 2005 et 2006, avec des manques allant de 35 % à 76 % des jours de l'année. Bien que les données de température *in situ* ne soient pas utilisables directement, regardons leur amplitude (Tableau 17). Celle-ci est de 34°C et, lors de la période allant du début de la saison de pluies (juin) à la fin de l'année qui nous intéresse tout particulièrement, elle est de 26°C. Les anophèles ne subissent donc pas de réel stress thermique.

Période	T° minimale la plus basse	T° maximale la plus haute
janvier à décembre	11°C	45°C
juin à décembre	16°C	42°C

Tableau 16 : Valeurs extrêmes des températures minimales et maximales mesurées à Ndiop entre 1993 et 2006. Deux périodes d'étude : de janvier à décembre et de juin à décembre. Données *in situ*.

Pour compléter les séries, nous nous sommes intéressé à la représentativité des températures des réanalyses NCEP-DOE AMIP-II sur la zone. Les données quotidiennes de températures minimales et maximales du point de grille correspondant ont été comparées aux observations.

Le coefficient de corrélation a été calculé sur les séries qui n'étaient pas obligatoirement suivies dans le temps. De cette façon, le coefficient de corrélation n'est pas artificiellement « gonflé » par le cycle annuel des températures. La rmse (root mean square error, Barnston 1992) donne une mesure de l'écart entre les séries (Tableau 17).

	T° maximales	T° minimales
Pas de temps quotidien	R = 0,58*** rmse = 6,30	R = 0,09 rmse = 2,52
Pas de temps hebdomadaire	R = 0,77*** rmse = 6,06	R = 0,11 rmse = 1,89
Pas de temps mensuel	R = 0,77*** rmse = 6,14	R = 0,39*** rmse = 1,41

Tableau 17 : *Statistiques de la comparaison des données de températures in situ de Ndiop et des températures des réanalyses NCEP-DOE AMIP-II du point de grille correspondant. R représente le coefficient de corrélation entre les deux séries (***) indiquent une significativité à 99 %), rmse représente la root mean square error.*

Au pas de temps quotidien, les réanalyses NCEP-DOE AMIP-II ne reproduisent pas correctement l'évolution temporelle des températures mesurées dans le village de Ndiop. Aux pas de temps hebdomadaire et mensuel, les coefficients sont plus élevés avec les températures maximales. En revanche, les résultats montrent que les températures minimales ne peuvent être utilisées pour les analyses.

Nous n'utiliserons les températures maximales NCEP-DOE AMIP-II qu'aux pas de temps hebdomadaire et mensuel pour approcher la variabilité et effectuer des comparaisons avec les données entomologiques. En aucun cas, nous ne nous baserons sur les données de réanalyses pour établir des seuils thermiques influant sur les densités vectorielles.

Le cycle annuel moyen de la température maximale hebdomadaire est présenté en Figure 59. Seule l'allure sera commentée, les valeurs n'ayant pas de réelle signification. Le cycle est de nature bi-modale, les maxima thermiques se situant pendant les périodes de printemps et d'automne de l'hémisphère nord, les minima lors de l'été et de l'hiver. En effet, à partir du mois de janvier, les températures augmentent jusqu'au mois de mai. À partir de mi-mai - début juin, elles commencent à décroître pour atteindre leur premier minimum annuel lors du mois d'août (qui correspond au maximum de la saison des pluies).

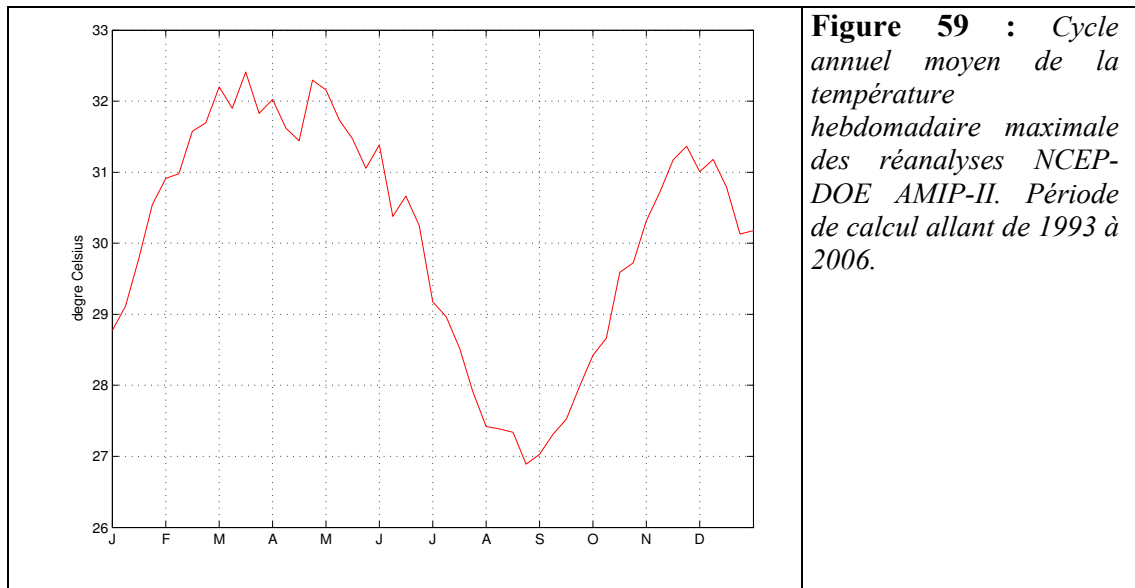
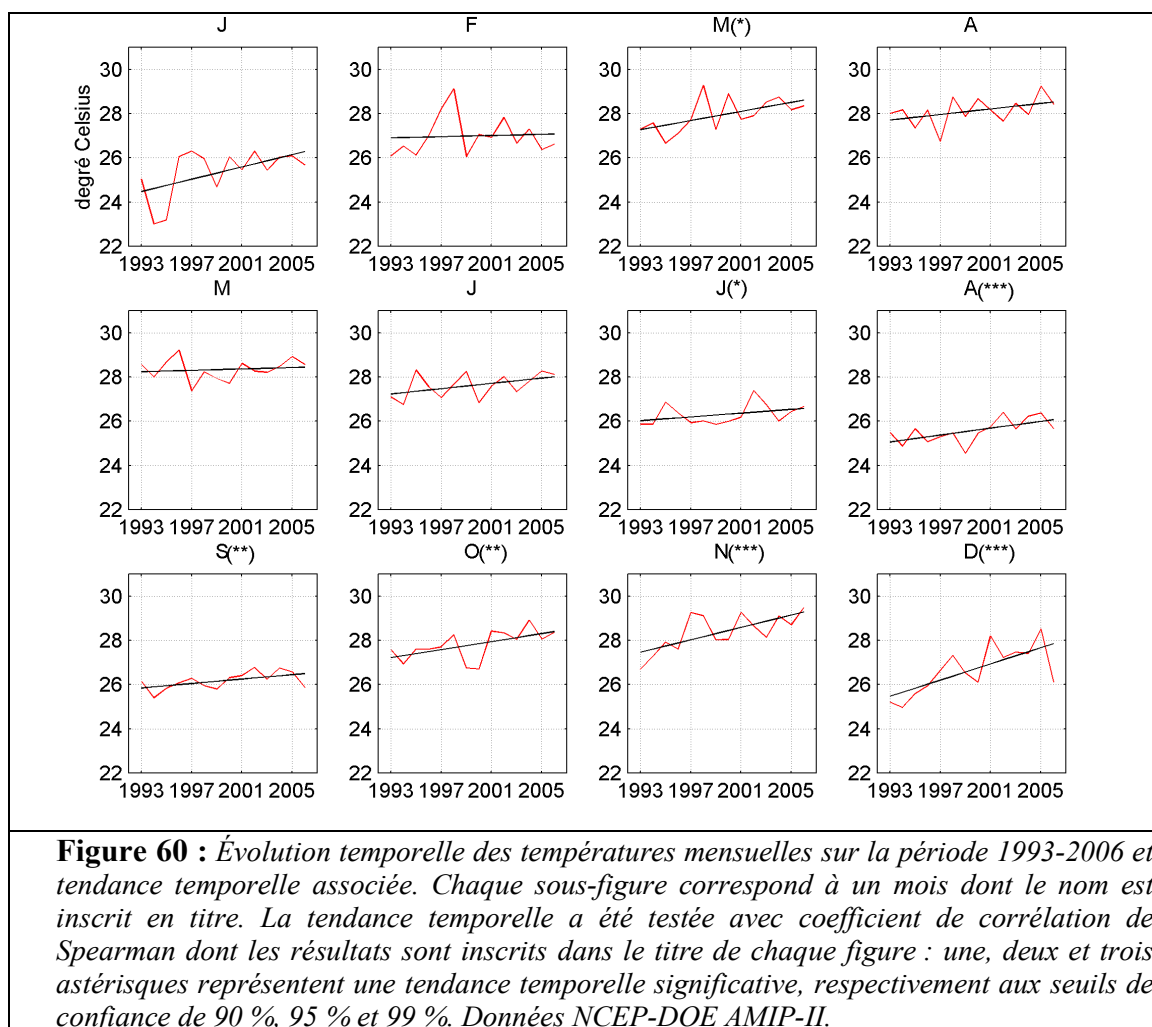


Figure 59 : Cycle annuel moyen de la température hebdomadaire maximale des réanalyses NCEP-DOE AMIP-II. Période de calcul allant de 1993 à 2006.

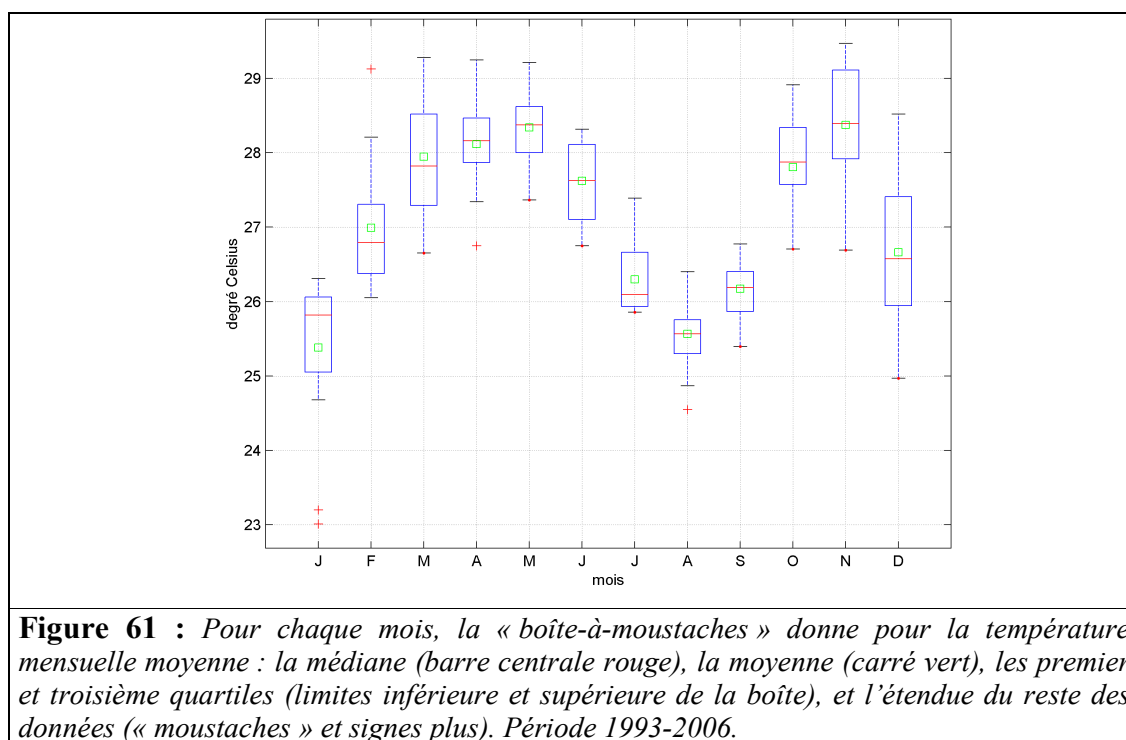
De début septembre à mi-novembre, elles croissent de nouveau avant de chuter. La nature des deux saisons les plus froides est différente. En effet, alors que pendant les mois d'été, les températures « basses » sont dues à la présence de la ZCIT, des précipitations et de la nébulosité associée, la saison d'hiver est plus fraîche encore car c'est alors l'hémisphère sud qui reçoit le maximum d'énergie solaire.

On peut se demander également quelle a été l'évolution des températures sur la période 1993-2006. La variabilité interannuelle a été abordée au pas de temps mensuel. Pour cela, la moyenne a été calculée à partir de la température quotidienne moyenne. La tendance temporelle a été calculée pour chaque mois de l'année et testée par le test de Spearman.



Les tendances des températures moyennes se déclinent différemment selon les mois. On ne note pas de réchauffement significatif à long terme en début d'année jusqu'en juillet (à l'exception du mois de mars). Au contraire, de juillet à décembre, tous les mois présentent une tendance significative au réchauffement sur notre période d'étude : la saison pluvieuse qui correspond aux mois de l'été boréal a donc tendance à être de plus en plus chaude. Cependant, derrière cette tendance se cache une variabilité interannuelle marquée. Par exemple, sur la quasi-totalité des mois, l'année 1998 a été particulièrement fraîche.

La Figure 61 illustre la variabilité thermique interannuelle en termes de moyenne, médiane, premier et troisième quartiles pour chaque mois de l'année sur la période 1993-2006.



Ce sont les mois de janvier, mars, novembre et décembre qui sont les plus variables sur la période 1993-2006 (Figure 61), avec, notamment, des années particulièrement fraîches. Au contraire, les mois d'avril à octobre ne montrent que peu de variabilité thermique interannuelle. Au cœur de la saison des pluies, la nébulosité, plus ou moins pluvieuse, assure une relative constance thermique malgré la tendance au réchauffement.

• Les précipitations

Les précipitations ont été recueillies quotidiennement dans les villages de Dielmo et de Ndiop. Les séries de données sont comparées avec d'autres sources, telles que les pluies recueillies à la station de Toubacouta (seulement sur la période 1993-2001) et celles du point de grille correspondant CMAP (Tableau 18).

Pas de temps \	Précipitations de Ndiop vs Dielmo	Précipitations de Ndiop/Dielmo vs Toubacouta	Précipitations de Ndiop/Dielmo vs CMAP
Quotidien	R = 0,48*** rmse = 8,39	R = 0,55*** rmse = 7,36	X
Hebdomadaire	R = 0,64*** rmse = 18,70	R = 0,63*** rmse = 18,76	R = 0,19*** rmse = 19,83
Mensuel	R = 0,43*** rmse = 45,14	R = 0,67*** rmse = 25,46	R = 0,06 rmse = 45,06
Annuel	R = 0,76*** rmse = 137,49	R = 0,77*** rmse = 93,89	R = 0,01 rmse = 236,39

Tableau 18 : Statistiques issues de la comparaison des données de précipitations (en mm) mesurées dans les villages de Ndiop et de Dielmo (colonne de gauche). L'indice de précipitations de la zone de Dielmo/Ndiop est aussi comparé avec les précipitations de Toubacouta (colonne centrale) et les précipitations CMAP (colonne de droite). Les corrélations ont été calculées sur les séries en anomalies (quotidiennes, hebdomadaires, mensuelles et annuelles) au contraire du calcul de la rmse qui a été effectué sur les données brutes. R représente le score du coefficient de corrélation entre les séries, rmse (root mean square error en mm) qui correspond à la racine carrée de l'erreur carrée moyenne. Les coefficients ont été testés : 3 astérisques correspondent à une valeur significative au seuil de confiance de 99 %.

Aux échelles quotidiennes, les variabilités temporelles des anomalies pluviométriques de Ndiop et de Dielmo sont assez différentes avec des coefficients de corrélation inférieurs à 0,5. Les scores sont meilleurs lorsque les calculs sont faits aux échelles mensuelle ou annuelle, même si alors les écarts (cf. les valeurs de rmse) sont plus importants car les valeurs sont des cumuls et non des moyennes. En Afrique de l'Ouest, le fait que les pluies soient majoritairement de nature convective impose une forte hétérogénéité spatiale des abats pluviométriques (Lebel *et al.* 1991) si forte que deux villages seulement distants de cinq kilomètres peuvent avoir des pluviométries assez indépendantes. Ces différences peuvent entraîner en fin d'année des cumuls éloignés. Pour cette raison, nous travaillerons sur un indice de précipitation Ndiop/Dielmo en faisant la moyenne quotidienne des précipitations recueillies à Ndiop et Dielmo pour la comparaison avec les données de Toubacouta et CMAP. De cette façon, nous espérons avoir une meilleure estimation de la quantité de précipitations tombées dans les alentours de Ndiop. En effet, nous visons, d'une part, à caractériser le climat et, d'autre part, à opérer des choix dans les variables retenues pour l'étude d'impact. Or, les densités anophéliennes mesurées à Ndiop ne sont pas uniquement fonction de la quantité mesurée au pluviomètre du village, mais plus globalement des abats pluviométriques des alentours, d'où l'indice de précipitations de Dielmo/Ndiop.

Cet indice est assez bien corrélé à la pluviométrie de Toubacouta (de 0,55 en quotidien à 0,77 en annuel) sur la période 1993-2001. Les différences entre valeurs mensuelles et annuelles sont plus faibles que celles constatées entre les données issues des pluviomètres des deux villages. Les valeurs obtenues avec l'indice Dielmo/Ndiop sont meilleures que celles obtenues avec les données des pluviomètres individuels.

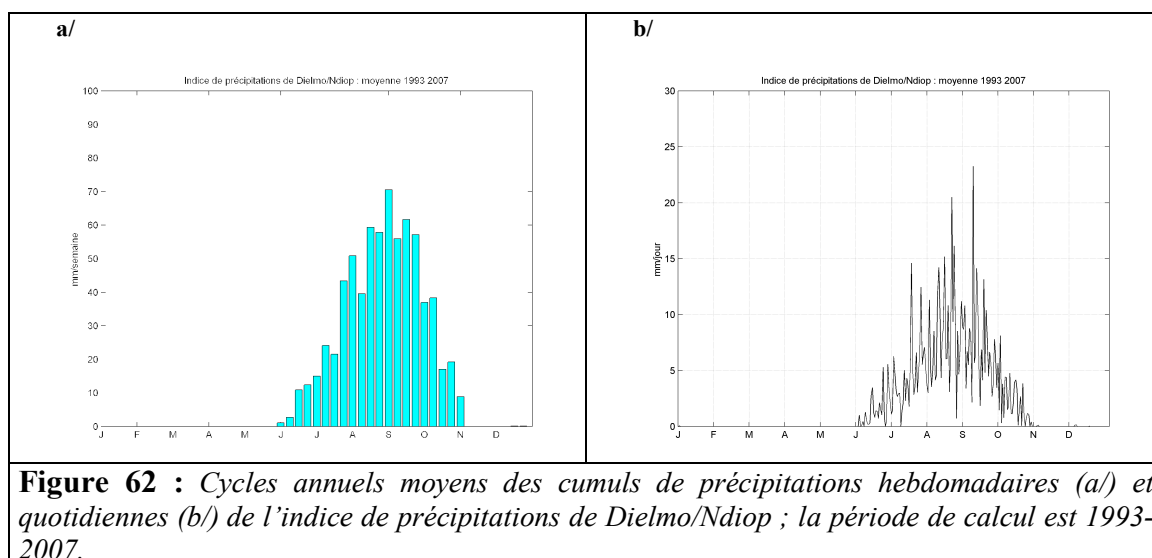
Ce même indice a aussi été comparé avec les données CMAP afin de mesurer, en quelque sorte, la représentativité des données mesurées de façon très locale avec une information pluviométrique d'échelle régionale (les données CMAP sont à la résolution spatiale de 2°5 de longitude x 2°5 de latitude). Le pas de temps quotidien n'étant pas disponible pour les données CMAP, seules les échelles temporelles supérieures sont utilisées. Les coefficients de corrélation calculés sur les anomalies montrent que la variabilité temporelle des précipitations de la zone de Ndiop/Dielmo est très différente de celle des données CMAP. Toutefois, il faut savoir que le cycle annuel est très bien reproduit par les données CMAP et qu'aux pas de temps hebdomadaire et mensuel les corrélations calculées sur les données brutes sont respectivement de 0,77 et 0,89.

• Le cycle annuel moyen des précipitations

Les cycles annuels moyens hebdomadaires et quotidiens de l'indice de précipitations Dielmo/Ndiop sont présentés en Figure 62. Les précipitations annuelles sont typiques d'un climat soudanien, avec une seule et unique saison des pluies centrée sur le mois d'août. En moyenne, les premières pluies de mousson arrivent dans la première semaine de juin et les dernières finissent à la fin du mois d'octobre. Les plus fortes précipitations s'abattent lors des mois d'août et de septembre.

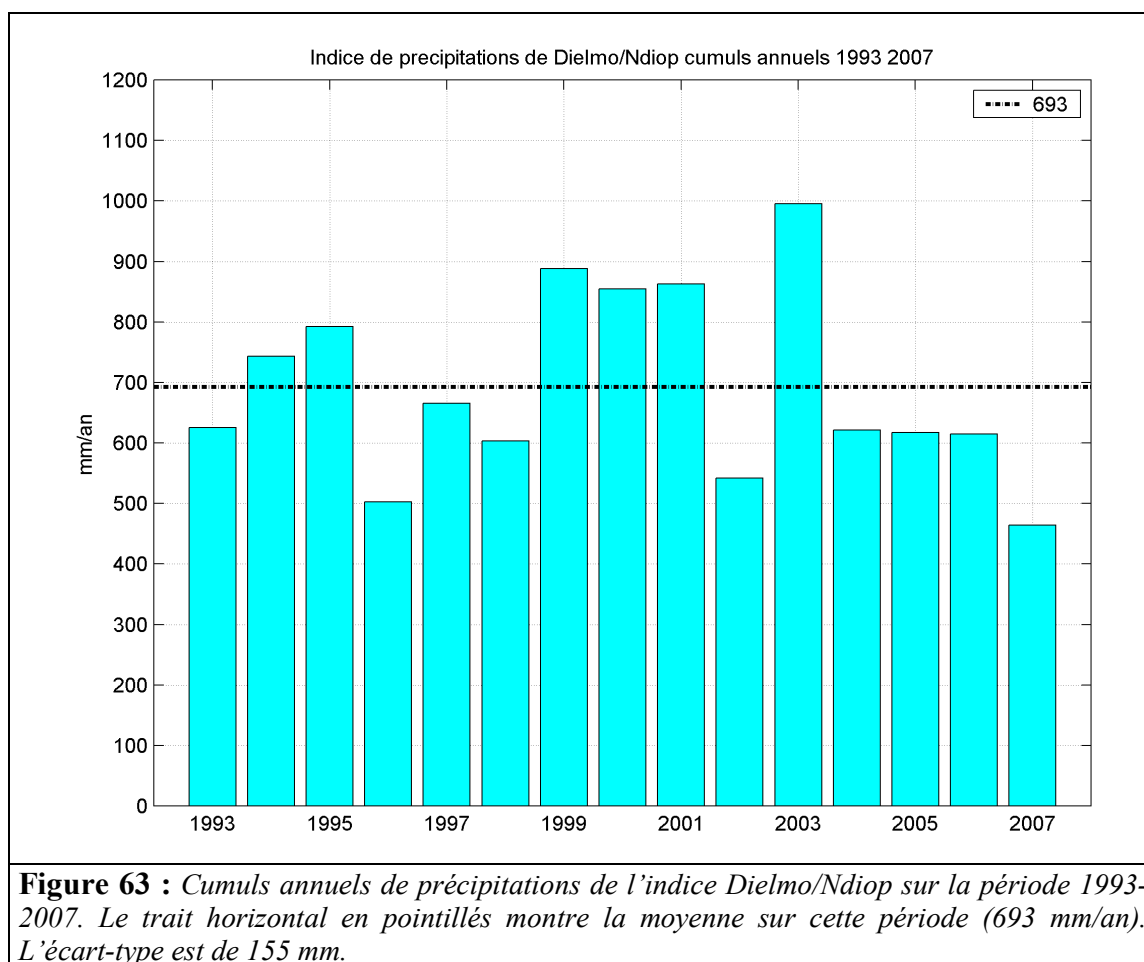
Le signal régional d'installation de la saison des pluies aux latitudes soudano-sahéliennes, documenté par le chapitre 3 et par Dieng *et al.* (2008), est bien perceptible (Figure 62) : à la mi-juin, les précipitations augmentent soudainement pour atteindre des valeurs supérieures à 10 mm/semaine.

5.2 La zone d'étude



La figure relative aux données quotidiennes (Figure 62 b/) illustre aussi la forte variabilité intrasaisonnaire des précipitations au cœur de la saison de pluies. Cependant, elle ne permet pas d'appréhender l'occurrence et la récurrence des phases sèches en pleine saison humide.

Entre 1993 et 2007, les cumuls annuels (Figure 63) de la zone Dielmo/Ndiop sont assez variables (entre 464 mm et 995 mm), avec un écart-type de 155 mm. Par rapport à la moyenne (693 mm/an), les années 1999, 2000, 2001 et 2003 sont particulièrement excédentaires, alors que les années 1996, 2002 et 2007 sont largement déficitaires.



Ainsi, concentrée en quelque cinq mois, la « qualité » de la saison pluvieuse est assez fluctuante. Regardons alors de plus près quels sont les mois de l'année qui présentent une variabilité pluviométrique remarquable. La variabilité interannuelle des précipitations mensuelles est appréhendée entre juillet et octobre (Figure 64), les précipitations de novembre et décembre intervenant peu dans les cumuls. Ce sont les mois de juillet (cumuls entre 36 mm et 296 mm) et d'août (cumuls entre 115 mm et 383 mm) qui présentent la plus forte variabilité. La variabilité des mois de juin et d'octobre dépend principalement de la date d'occurrence du début et de fin de saison des pluies.

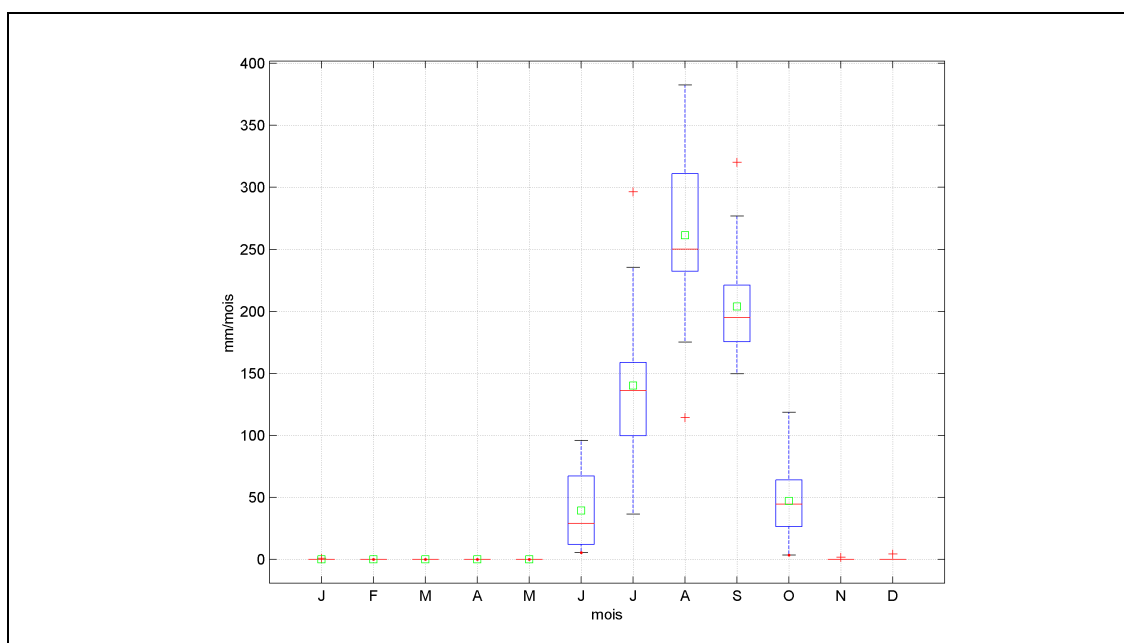


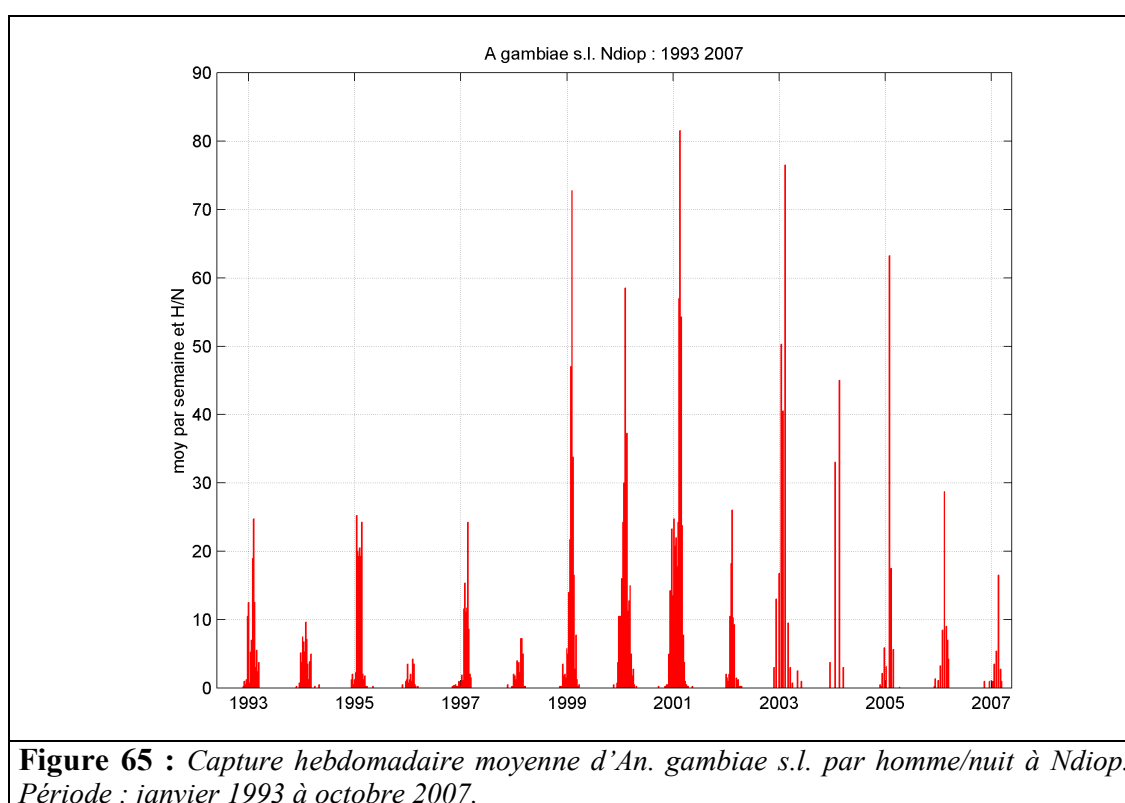
Figure 64 : Pour chaque mois, la « boîte-à-moustaches » donne pour le cumul mensuel de précipitations : la médiane (barre centrale rouge), la moyenne (carré vert), les premier et troisième quartiles (limites inférieure et supérieure de la boîte), et l'étendue du reste des données (« moustaches » et signes plus). Période 1993-2007.

5.3 Les dynamiques temporelles des densités vectorielles agressives

Les données issues de captures hebdomadaires à mensuelles sont ici analysées à l'échelle hebdomadaire en réalisant la moyenne par semaine des captures de moustiques de façon à ne pas donner plus de poids aux périodes pour lesquelles les captures ont été les plus fréquentes. De plus, comme le nombre de captureurs a évolué et fluctué au cours de la période d'étude, le nombre de captures a été divisé par le nombre de captureurs pour avoir un nombre de captures rapporté à une personne, toutes les données étant ainsi comparables entre elles. L'unité sera ici le nombre de captures par homme et par nuit, que nous appellerons par la suite nombre d'attaques par homme/nuit ou encore densité agressive par homme/nuit.

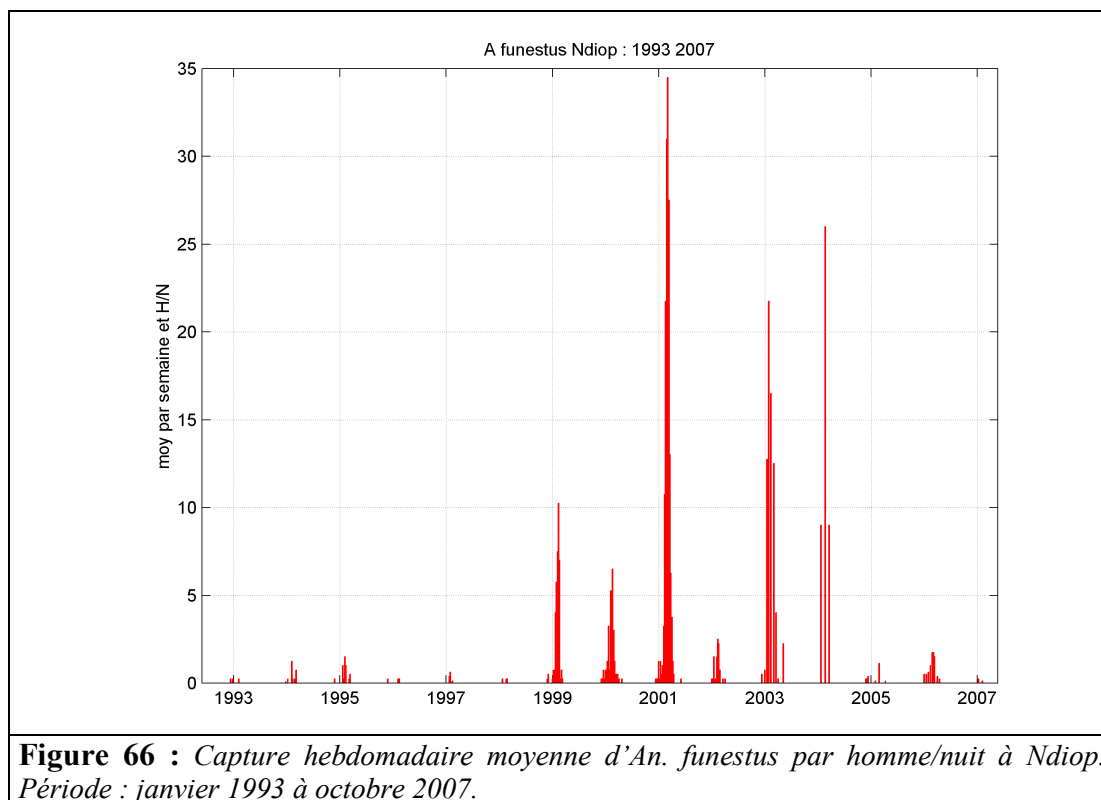
La Figure 65 montre l'évolution des attaques moyennes d'*An. gambiae* s.l. par semaine et par homme/nuit dans le village de Ndiop. Le nombre d'attaques n'est pas continu et est assez variable au cours du temps, dans le sens où ce paramètre semble conditionné par les saisons. En effet, chaque année, il se reproduit plus ou moins le même schéma avec une augmentation progressive du nombre d'attaques jusqu'à une valeur maximale annuelle qui est suivie par une décroissance de la densité agressive. Cette saisonnalité sera précisée et abordée plus en détail lors de la sous-partie portant sur la variabilité intrasaisonnière des

données entomologiques. Il existe une forte variabilité interannuelle des densités agressives d'*An. gambiae* s.l. En moyenne annuelle, les valeurs vont de 1,5 attaque par homme/nuit à plus de huit attaques par homme/nuit, avec un écart-type de 4,8. À l'échelle hebdomadaire, la variabilité interannuelle se caractérise principalement par la très forte augmentation du nombre de captures à partir de l'année 1999, les valeurs restant relativement fortes jusqu'en 2005. Cette nette et soudaine augmentation oppose les périodes 1993-1998, 2002, 2006-2007, pendant lesquelles les valeurs maximales annuelles oscillent entre cinq et vingt-huit attaques par homme/nuit, durant la période 1999-2005 (à l'exception de 2002), pendant laquelle les valeurs maximales vont jusqu'à quatre-vingt-six attaques par homme/nuit.



Cette forte variabilité interannuelle du nombre d'attaques d'*An. gambiae* s.l. constatée au village de Ndiop nous conduit à nous poser cette question : le même phénomène se constate-t-il sur le nombre d'attaques d'*An. funestus* (Figure 66) ?

L'année 1999 marque là aussi une rupture extrêmement nette dans la série temporelle. En effet, à partir de cette date et ce jusqu'en 2004 (contrairement à ce qui était constaté pour *An. gambiae* s.l., i.e. jusqu'en 2005, exception faite de l'année 2002), le nombre d'attaques en moyenne par semaine et par homme/nuit dépasse fréquemment dix, alors qu'en dehors de cette période il n'atteint jamais la valeur de deux.

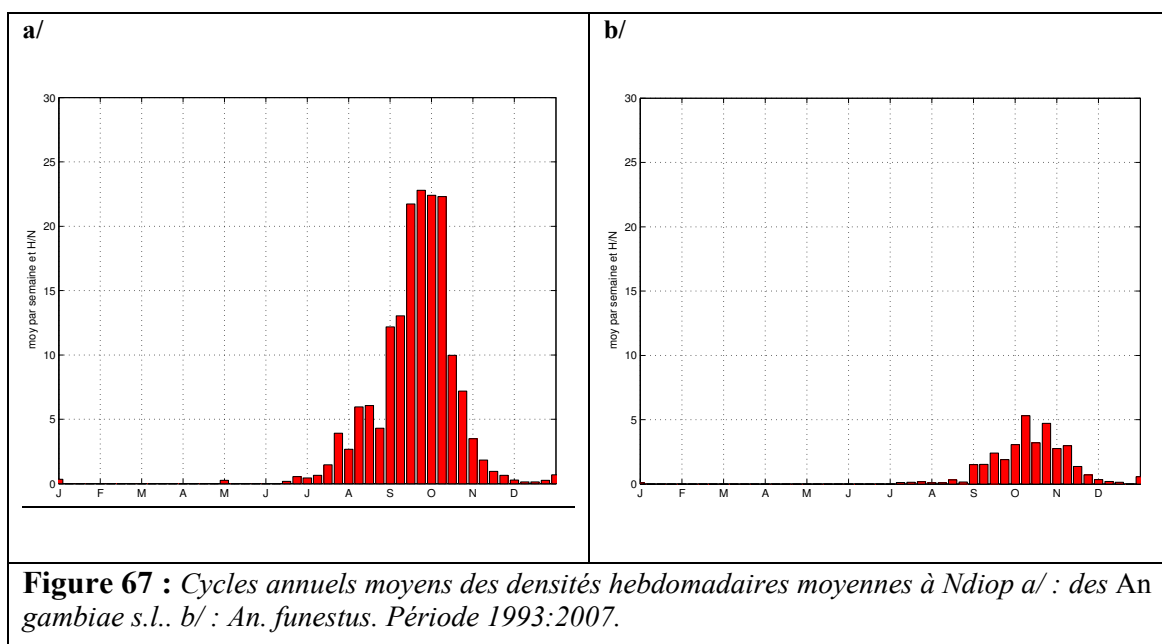


Ce qui est étonnant, c'est l'importante augmentation constatée à partir de 1999. En effet, avant cette date, les faibles valeurs de densité aggressive d'*An. funestus* sont logiques : la grave sécheresse qui a sévi en Afrique de l'Ouest, *i.e.* depuis le début des années 1970, a eu pour conséquence la quasi-disparition de cette partie de l'Afrique d'*An. funestus*, un des trois principaux vecteurs du paludisme en zone soudano-sahélienne (Mouchet *et al.* 1996). Le développement larvaire de cette espèce nécessite des étendues d'eau pérennes ou semi pérennes avec une végétation aquatique abondante (Diagne *et al.* 1994 ; Faye *et al.* 1995). Il s'agit donc ici d'un retour important de ce vecteur du paludisme en zone soudano-sahélienne. D'autres zones du Sénégal ont également connu ce phénomène en 1999 (Konate *et al.* 2001). Dès 1998, des *An. funestus* avaient été retrouvés dans le nord du Sénégal (commune de Richard-Toll; 16°47'N - 15°69'W), alors qu'ils avaient presque totalement disparu depuis le début des années 1970 dans cette région (Faye O 2002). D'autre part, une étude ponctuelle sur un transect nord-sud en zone sahélienne du Niger a également signalé son retour à ces latitudes en Afrique de l'Ouest lors de l'année 2003 (Labbo *et al.* 2004). La Figure 66 apporte donc une véritable confirmation de la re-colonisation par ce vecteur de la frange soudano-sahélienne au Sénégal à la fin des années 1990, et ce au moins jusqu'en 2004.

Comme c'était le cas pour *An. gambiae* s.l., *An. funestus* montre une certaine saisonnalité dans la densité de ses attaques, faisant alterner des périodes pendant lesquelles les attaques sont bien plus nombreuses que d'autres. Ces considérations seront précisées lors de l'étude entomologique au pas de temps intrasaisonnier. Remarquons enfin qu'*An. gambiae* s.l. est l'espèce qui domine largement en termes de densité agressive pour l'homme sur la zone de Ndiop.

• **Saisonnalité des densités agressives d'*An. gambiae* s.l. et *An. funestus* à Ndiop**

Pour préciser les principales périodes d'attaques vectorielles dans le village de Ndiop, ainsi que leur saisonnalité, nous avons calculé les cycles annuels moyens des densités agressives de ces deux vecteurs sur la période 1993-2007 au pas de temps hebdomadaire (Figure 67).



Les attaques d'*An. gambiae* s.l. débutent, en moyenne, à la mi-juin pour se terminer à la fin de l'année (Figure 67 a/). Le nombre maximal d'attaques concerne la fin du mois de septembre et, plus généralement, s'étend de mi-septembre à mi-octobre. Il faut noter que, lors de la première semaine du mois de mai, la valeur moyenne est au-dessus de zéro. Toutefois, il s'agit d'une attaque très isolée (en 2001) et non récurrente chaque année. En conséquence, nous retiendrons ici que les premières attaques de ce vecteur se situent lors du mois de juin.

La Figure 67 b/ montre le cycle annuel moyen des *An. funestus* à Ndiop. En moyenne, les premières attaques de ce vecteur débutent à la mi-août pour terminer à la fin de l'année. Il y a donc un retard dans l'évolution saisonnière de la densité agressive des *An. funestus* par rapport au complexe *gambiae* s.l.. Cela est dû au fait que les *An. funestus* ont besoin de collections d'eau plus importantes pour se reproduire et explique le retard des premières attaques par rapport au complexe *gambiae* s.l.. La densité agressive maximale n'intervient alors pas avant la mi-octobre.

Regardons maintenant quels sont les mois de l'année qui présentent une variabilité remarquable dans le nombre d'attaques vectorielles.

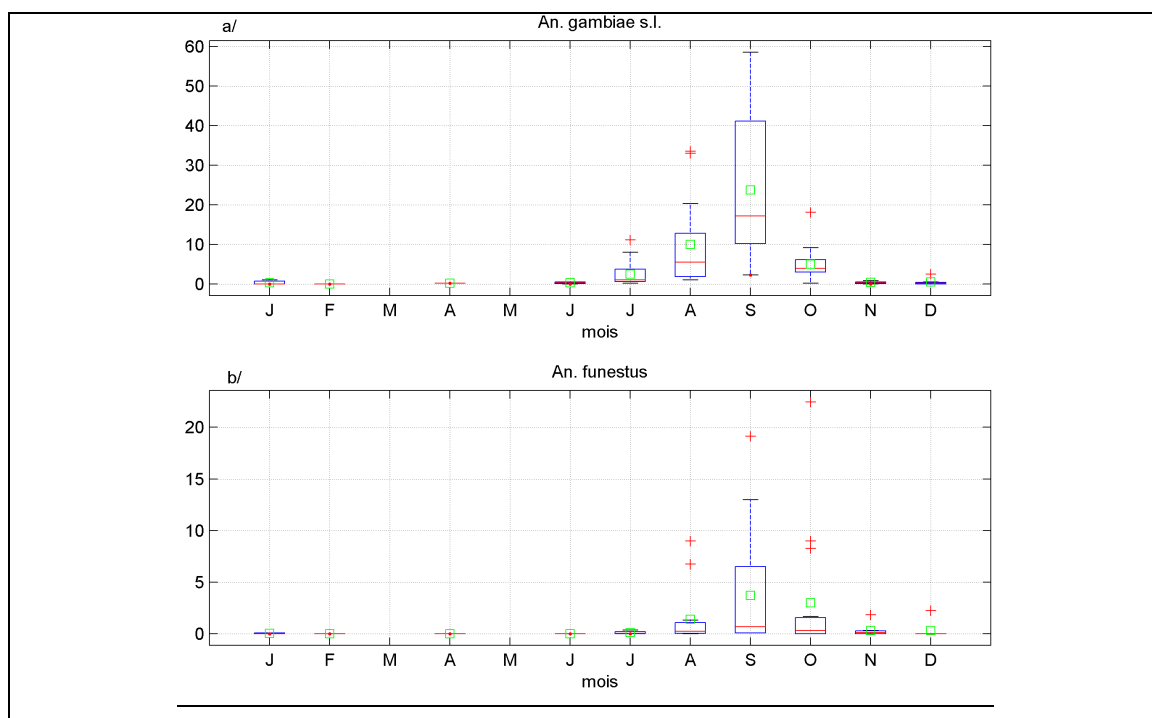


Figure 68 : Pour chaque mois, la « boîte-à-moustaches » donne pour la densité agressive mensuelle des *An. gambiae* s.l. (a/) et *funestus* (b/) : la médiane (barre centrale rouge), la moyenne (carré vert), les premier et troisième quartiles (limites inférieure et supérieure de la boîte), et l'étendue du reste des données (« moustaches » et signes plus). Période 1993-2007.

La variabilité interannuelle des densités agressives mensuelles moyennes (Figure 68) est dominée par l'opposition entre les années à fortes et à faibles densités agressives. Pour *An. gambiae* s.l., c'est le mois de septembre qui est le plus variable. La variabilité des mois de juillet et d'octobre est à mettre en relation avec la variabilité du début et de la fin de saison des pluies qui conditionne la saisonnalité de la densité anophélienne. La Figure 68 b/ est marquée par les années extrêmes, avec des individus qui s'écartent de la moyenne en août et septembre.

Une grande partie de l'intérêt de l'étude réside dans le constat de l'existence d'une forte variabilité interannuelle des densités vectorielles. Peut-on l'expliquer, au moins partiellement, à l'aide des paramètres climatiques ? Est-il possible de reproduire les observations à l'aide d'un modèle ?

5.4 Impacts des facteurs climatiques sur les densités vectorielles agressives

L'impact est envisagé par l'étude :

- [1] des premières attaques vectorielles annuelles,
- [2] des densités agressives annuelles maximales et de la brusque augmentation des densités agressives de 1999,
- [3] de la prévisibilité des densités agressives avec réalisation de modélisation statistique.

5.4.1 Les premières attaques annuelles

La Figure 69 montre les dates des premières attaques par vecteur étudié et la date de la première pluie de mousson (≥ 5 mm) enregistrée sur le secteur de Dielmo/Ndiop.

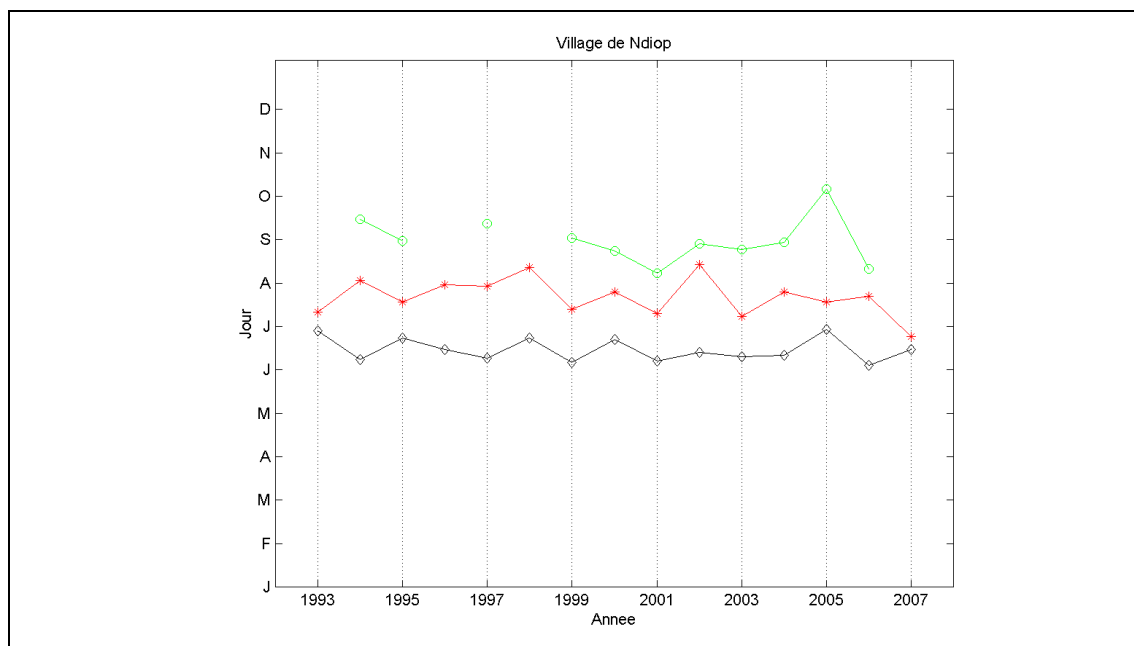


Figure 69 : Première pluie de mousson par an (≥ 5 mm, courbe noire), Première attaque d'*An. gambiae s.l.* ≥ 1 homme/nuit (courbe rouge) ; Première attaque d'*An. funestus*. ≥ 1 homme/nuit (courbe verte).

Est considérée comme première attaque, la date à laquelle a été enregistrée, au minimum, une attaque par homme et par nuit. De cette façon, nous ne tenons pas compte des premières attaques très faibles et très « erratiques » pouvant être le fait d'individus isolés venant des alentours, et nous nous attachons à la valeur symbolique et notable d'au moins une piqûre par captureur et par nuit. La première pluie de mousson a ici été retenue pour ne pas mélanger pluies de mousson (à partir de début juin) et « pluies des mangues », encore appelées pluies de heug d'hiver boréal. D'autre part, la valeur minimale de 5 mm d'eau précipitée a été choisie de façon à avoir la date d'occurrence de la première pluie efficace en termes de remplissage des gîtes larvaires.

La première attaque d'*An. gambiae* s.l. intervient, en moyenne, le 20 juillet, avec un écart-type de treize jours. Pour *An. funestus*, la date moyenne est le 28 août et l'écart-type de seize jours. Avec un nombre minimal de une attaque par homme/nuit, toutes les années ne sont pas documentées (1993, 1996 et 1998 n'apparaissent pas sur la Figure 69). Les premières pluies (≥ 5 mm) interviennent le 13 juin en moyenne et l'écart-type qui lui est associé est de huit jours.

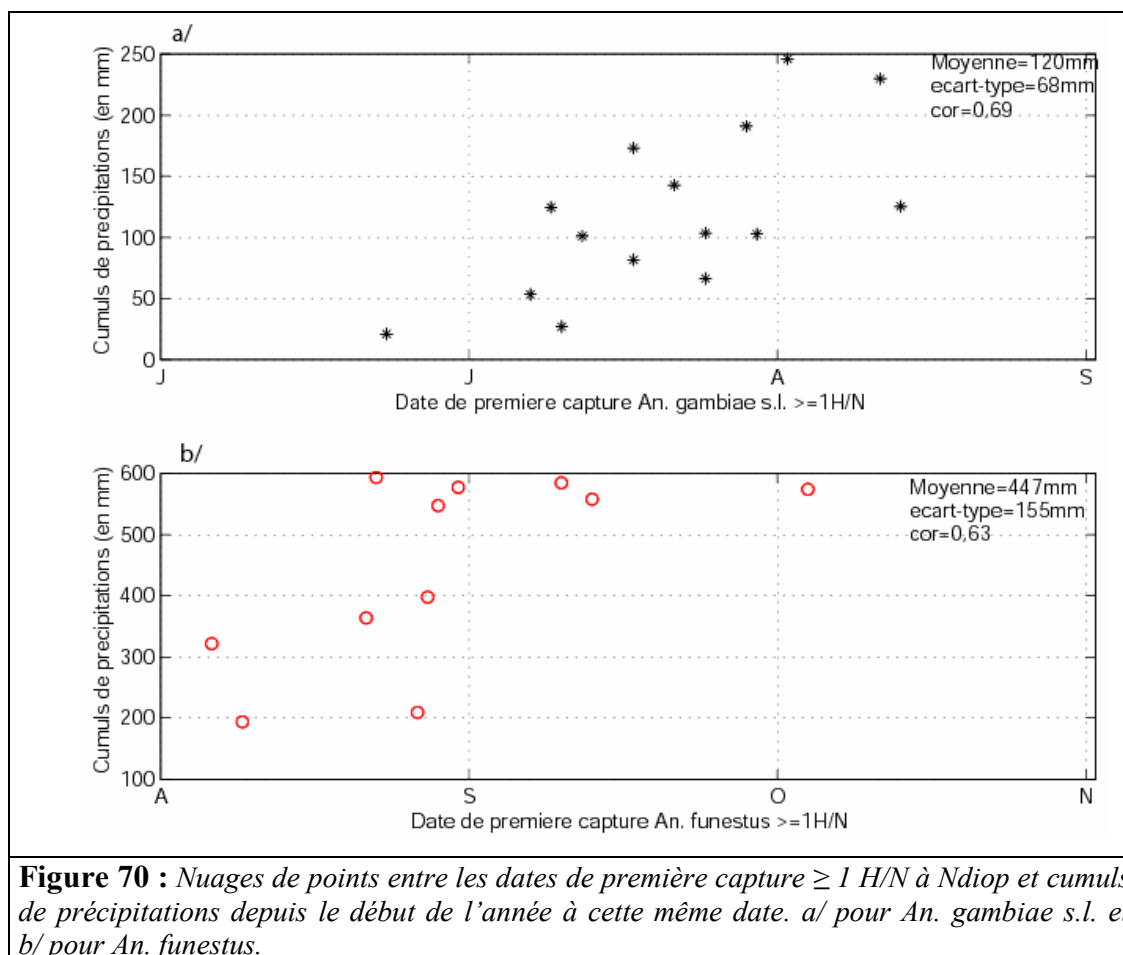
Les délais entre date de première pluie et date de première attaque sont également intéressants. Pour *An. gambiae* s.l., le délai moyen est de trente-six jours, mais cette moyenne cache une variabilité importante (écart-type de quinze jours, le délai le plus court étant de neuf jours, le plus long de soixante et un jours). Aucune corrélation n'a été trouvée entre dates de première pluie et de première attaque d'*An. gambiae* s.l. ($r = 0,01$). Pour *An. funestus*, le délai moyen est plus long mais moins variable. La moyenne est de soixante-dix-sept jours, l'écart-type de treize jours, les valeurs extrêmes sont de soixante et un et quatre-vingt-dix-sept jours. Même si les délais, entre dates de première pluie et de première attaque d'*An. funestus* sont variables, les dates varient conjointement et une corrélation de 0,53 (significative au seuil de confiance de 95 %) existe entre les deux séries.

Il apparaît donc intéressant de préciser les résultats par le biais de deux analyses :

[1] l'étude des cumuls de précipitations associés aux dates de premières captures,

[2] l'étude du délai entre les dates auxquelles certains cumuls pluviométriques sont atteints et les dates de premières captures.

La Figure 70 a/-b/ illustre la première étude sous la forme de nuages de points dans lesquels les dates sont projetées en fonction des cumuls de précipitations tombées entre le début de l'année et cette même date.



Pour les *An. gambiae s.l.*, les cumuls pluviométriques enregistrés à la date de la première capture varient entre 21 mm et 246 mm, avec une moyenne à 120 mm et un écart-type de 68 mm, les deux paramètres présentant une corrélation de +0,69 (significative à 99 %). Les cumuls associés aux premières attaques d'*An. funestus* varient entre 194 mm et 594 mm (moyenne = 447 mm, écart-type = 155 mm, Figure 70 b/) avec un coefficient de corrélation de +0,63 (significatif à 98 %).

Ainsi, une fois encore les valeurs associées aux dates de premières captures sont variables. Toutefois, existe-t-il des seuils pluviométriques à partir desquels on pourrait établir des probabilités d'occurrence des dates des premières attaques ?

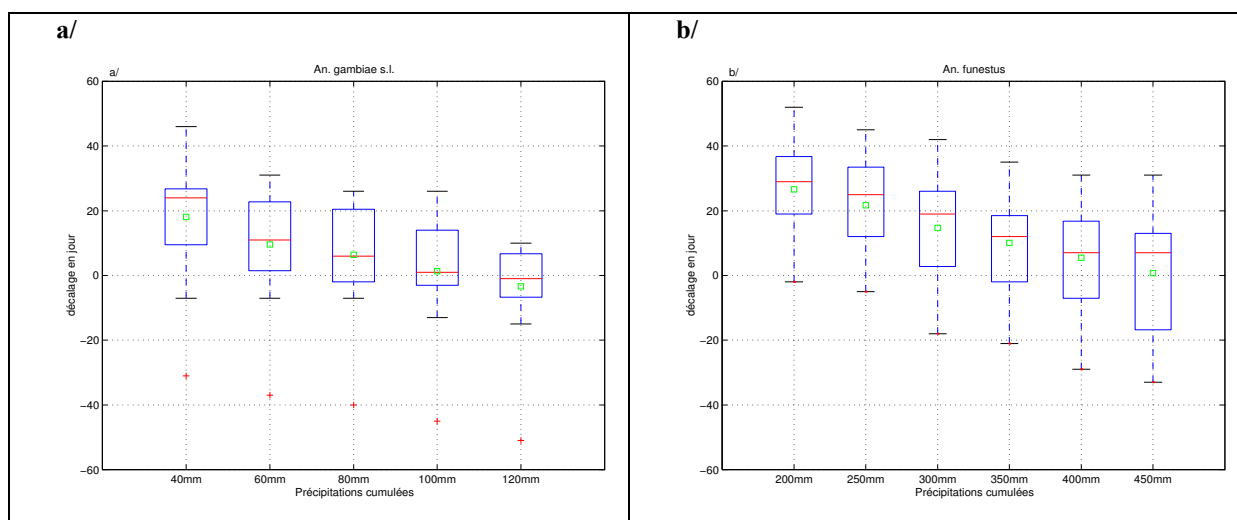


Figure 71 : Statistiques sur les décalages en nombre de jours entre dates à laquelle on atteint un certain cumul de précipitations et date de première capture ≥ 1 H/N à Ndiop. a/ le cas des *An. gambiae* s.l., b/ le cas de *An. funestus*. Pour la signification des divers éléments de la boîte à moustaches se reporter à la Figure 68.

Pour répondre à cette question, le calcul des dates annuelles auxquelles certains cumuls pluviométriques sont atteints dans l'année a été réalisé. Pour *An. gambiae* s.l., les cumuls de 40, 60, 80, 100 et 120 mm ont été retenus, et pour *An. funestus* les cumuls de 200 à 450 mm, avec un intervalle de 50 mm.

La Figure 71 présente les délais (en jours) entre les dates associées aux différents cumuls et les dates de premières captures d'anophèles. Une année sort totalement du lot, 2007, car la première capture d'*An. gambiae* s.l. a été particulièrement précoce et précédée par seulement 21 mm de précipitations (voir Figure 71 a/). Les premières captures d'*An. gambiae* s.l. (Figure 71 a/) interviennent, pour 50 % d'entre elles, vingt-quatre jours après que le cumul de 40 mm a été atteint, onze jours après celui de 60 mm, six jours après celui de 80 mm et un jour après celui de 100 mm. Quand il est tombé 120 mm, cela fait un jour dans 50 % des cas que la première attaque ≥ 1 homme/nuit a été enregistrée. Plus le cumul considéré augmente, moins le délai entre les deux dates est variable, preuve qu'une certaine quantité d'eau est nécessaire pour permettre la mise en eau des gîtes larvaires et la recolonisation saisonnière de l'espace par les vecteurs. Plus il est tombé d'eau, plus la probabilité d'occurrence de la date de première capture est précise. Le cumul le plus intéressant à analyser sur le graphique est celui de 80 mm pour lequel moyenne et médiane du délai sont confondues à hauteur de dix jours. Dix à douze jours représentent environ le délai nécessaire entre la ponte des œufs par les premiers *An. gambiae* s.l. de l'année et le passage au stade mature des anophèles adultes qui viennent attaquer en nombre suffisant pour que le seuil d'une attaque par homme et par nuit soit atteint. Cette hypothèse

impliquerait donc que, dans 50 % des cas, les premiers anophèles sont arrivés quand il a plu 80 mm depuis le début de l'année. Le seuil d'une attaque par homme/nuit est atteint dix jours plus tard.

Pour *An. funestus* (Figure 71 b/), le constat précédent, à savoir que plus le cumul est important plus l'intervalle en jours est réduit ne se vérifie pas. On ne note pas d'individu extrême sur ce graphique (seules onze années sur quinze ont pu être étudiées avec le critère de une attaque minimum par homme/nuit). Sans détailler, retenons que plus le cumul est important plus le délai est court, et surtout qu'au-delà de 300 mm le délai, pour 50 % des années, passe en dessous des vingt jours. Pour cette espèce d'anophèle, une vingtaine de jours est le délai nécessaire entre la ponte des premiers œufs annuels et les attaques par les *An. funestus* adultes. La valeur intéressante de douze jours est atteinte dans 50 % des cas, avec un cumul de 350 mm.

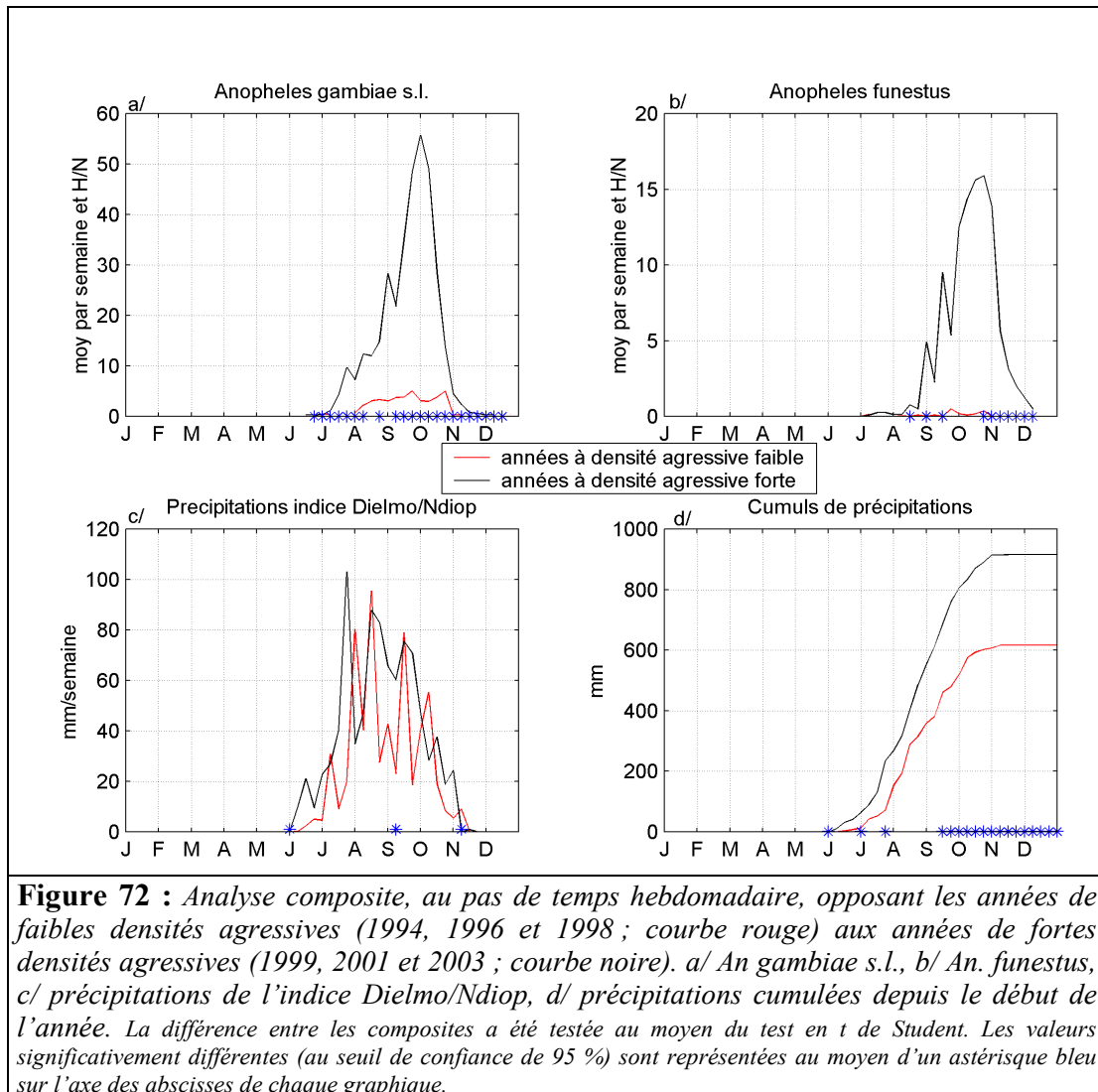
Le fait que les résultats ne soient pas très stables révèle plusieurs choses. Tout d'abord, les données entomologiques dépendent des dates auxquelles les captures ont été organisées et de leur fréquence. Deuxièmement, l'indice de précipitations Dielmo/Ndiop ne reflète pas parfaitement la pluviométrie des villages, en raison de l'hétérogénéité spatiale des précipitations. Enfin, les vecteurs qui attaquent ne sont certainement pas tous issus d'une zone géographique suffisamment proche pour que les gîtes larvaires qui leur ont donné naissance soient tous sous la dépendance étroite de la base de données pluviométriques analysées.

5.4.2 Les densités agressives maximales annuelles et l'augmentation des densités agressives de 1999

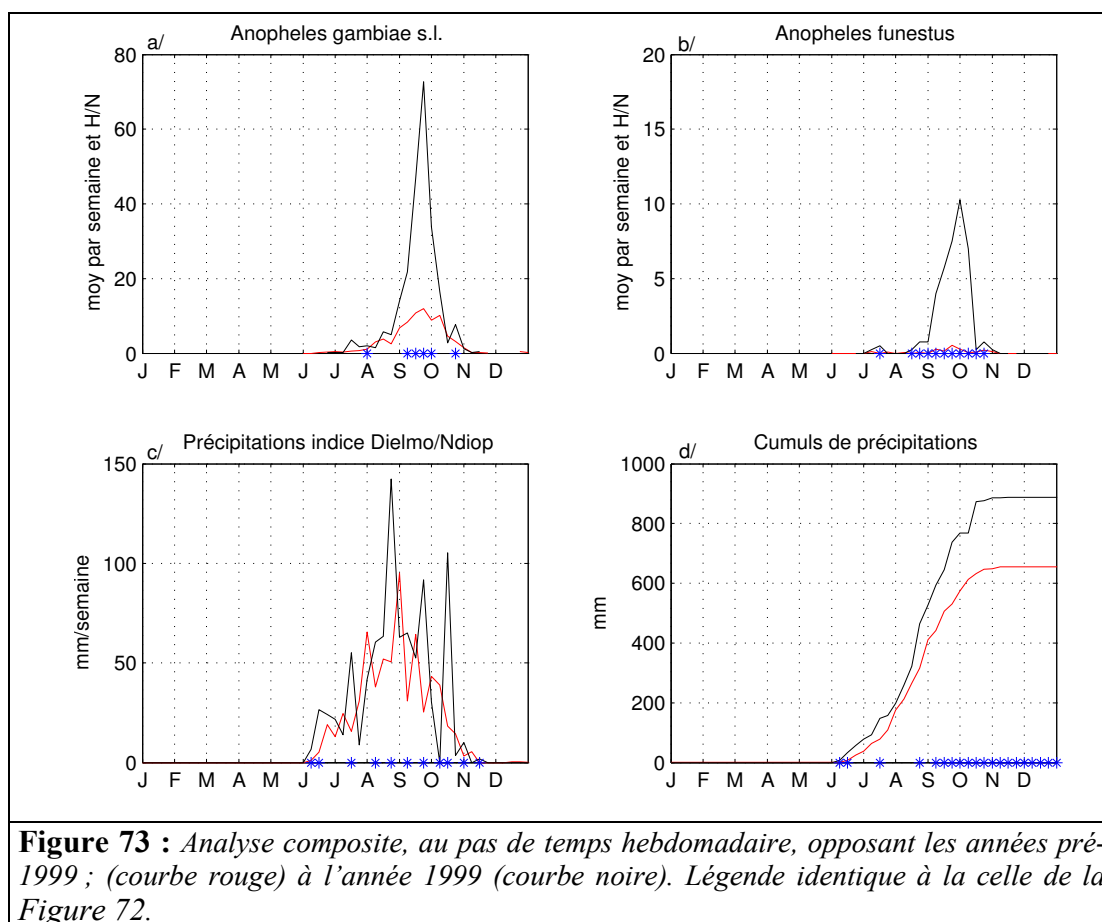
À partir de 1999, une très importante et soudaine augmentation des densités agressives d'*An. gambiae* s.l. et *An. funestus* a été constatée. Cette année a été particulièrement arrosée (plus de 880 mm, Figure 63) et est largement excédentaire pour la période 1993-2007 (moyenne de 693 mm). Jusqu'en 2003, les années sont également excédentaires, à l'exception de 2002. Tous ces constats nous conduisent à nous poser la question de cette soudaine augmentation des densités agressives vectorielles et, plus largement, de la relation statistique entre densités agressives maximales et pluviométrie.

Pour répondre à la première question, une analyse composite a été réalisée, opposant les années pour lesquelles les attaques vectorielles (*An. gambiae* s.l. + *An. funestus*) étaient les plus importantes (1999, 2001 et 2003) et les plus faibles (1994, 1996 et 1998). Ces années

ont été projetées sur les densités agressives et sur les précipitations de l'indice Dielmo/Ndiop (cumuls hebdomadaires et de précipitations cumulées depuis le début de l'année). Tout d'abord, portons notre attention sur les figures relatives aux densités agressives (Figure 72 a/-b/), où les différences ne concernent pas uniquement le moment de l'année pendant lequel les densités agressives sont les plus fortes, mais la quasi-totalité de la « saison anophélienne ». Les différences significatives s'observent dès le mois de juin pour les *An. gambiae* s.l., alors qu'il faut attendre août pour les *An. funestus*. Les différences sont énormes : on observe pour *An. gambiae* s.l. jusqu'à dix-huit fois plus d'attaques par homme/nuit pendant les années de forte densité aggressive. On voit sur la Figure 72 c/ que le début de la saison pluvieuse n'est pas le même non plus. En effet, la période d'augmentation des précipitations qui précède le véritable démarrage de la saison des pluies a été plus arrosée pendant les années à forte densité aggressive. On observe aussi un décalage temporel : la saison des pluies à forte densité commence plus tôt dans l'année. Par ailleurs, en août et septembre des années à faible densité aggressive, des périodes relativement longues pendant lesquelles les précipitations ont été nettement moins intenses s'observent. La Figure 72 d/ montre, dès le mois de juin, des différences significatives sur les cumuls et donc de grands écarts de cumuls de précipitations à la fin de l'année : lors des années à faible (forte) densité aggressive, le cumul pluviométrique moyen est de 616 mm/an (915 mm/an).



Tout ceci explique bien les différences de densité aggressive entre les deux groupes d'années considérés. Regardons maintenant ce qui explique la brusque augmentation observée depuis 1999 à partir des résultats de l'analyse composite opposant l'année 1999, seule, aux années précédentes (de 1993 à 1998, Figure 73).



La Figure 73 c/ montre, dès le début de l'année pluvieuse, des différences entre les deux composites (début juin et mi-juillet). Toutefois, l'année 1999 commence à se distinguer nettement à la fin du mois d'août, avec une semaine anormalement pluvieuse. Un cumul pluviométrique significativement plus important de quelque 100 mm dès le début du mois de septembre s'observe (Figure 73 d/), cette différence s'accroissant jusqu'à la fin du mois d'octobre (880 mm en cumul annuel vs 665 mm/an pour la moyenne 1993-1998, Figure 73 d/). Si les densités agressives d'*An. gambiae* (*An. funestus*) sont relativement comparables jusqu'à début septembre (mi-août), on assiste par la suite à une importante recrudescence des densités vectorielles en 1999 (Figure 73 a/-b/). Ainsi, ce ne sont pas les saisonnalités des densités agressives qui ont été modifiées en 1999, mais uniquement le nombre d'attaques qui a fortement augmenté.

Les abats pluviométriques ont été tels en 1999 que les étendues d'eau semi pérennes (type mare, voir Figure 74) ont vu leur niveau monter, leur superficie s'agrandir et la végétation alentour se développer. Les conditions écologiques nécessaires et suffisantes ont donc été réunies pour permettre la re-colonisation de la zone de Ndiop par *An. funestus*. Par la suite, les années à forte pluviométrie (2000, 2001) ont permis d'entretenir ce phénomène,

qui a été, en quelque sorte, cumulatif lors d'années successives à forte pluviométrie. Cette hypothèse expliquerait pourquoi les densités agressives d'*An. funestus* ont atteint presque trente-cinq attaques par H/N en 2003. Même si les mares servant de gîtes à *An. funestus* sont remises à sec lors de chaque saison sèche, une succession d'années particulièrement pluvieuses permet une meilleure efficacité des pluies en termes de durée de remplissage des mares, *via* une remontée de la nappe phréatique et une plus grande humidité des sols, ce qui favorise également l'installation de végétation aquatique.

Les *An. gambiae* s.l. ont également vu leur densité aggressive augmenter de façon importante en 1999, en liaison avec la mise en eau d'un grand nombre de gîtes larvaires due aux précipitations excédentaires en 1999. Toutefois, pour *An. gambiae* s.l., la densité aggressive d'une année est beaucoup plus dépendante des précipitations tombées lors de la même année. Les collections d'eau faisant office de gîte larvaire à cette espèce sont de taille beaucoup plus réduite que pour *An. funestus* et connaissent une alternance remplissage/vidange, quelle que soit la qualité de la saison pluvieuse (Figure 74). Cela expliquerait pourquoi il n'y a pas le phénomène cumulatif observé chez *An. funestus*.

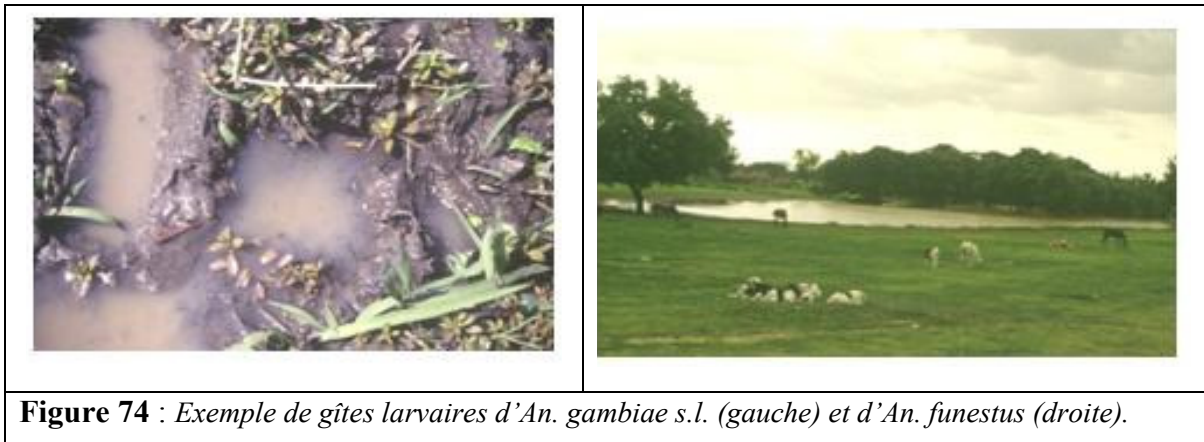


Figure 74 : Exemple de gîtes larvaires d'*An. gambiae* s.l. (gauche) et d'*An. funestus* (droite).

Afin de tester cette hypothèse, des calculs de corrélation ont été entrepris entre maximum de densité aggressive annuelle et :

- cumul annuel de précipitations de la même année (« An 0 »),

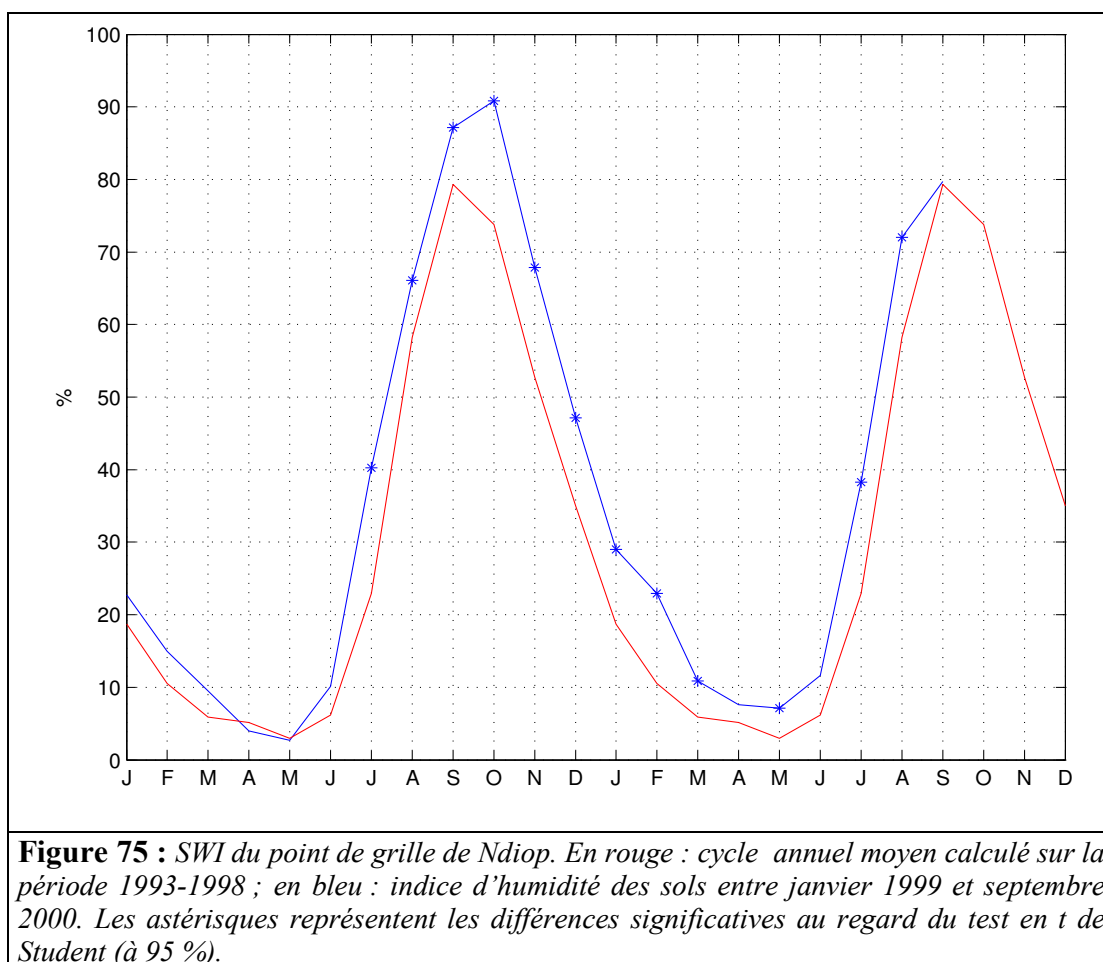
- cumul de précipitations de l'année étudiée (« An 0 ») + cumul de précipitations de l'année précédente (« An -1 »).

Corrélations	Maximum annuel d' <i>An. gambiae</i> s.l.	Maximum annuel d' <i>An. funestus</i>
Cumul de précipitations : « An 0 »	0,71**	0,54**
Cumuls de précipitations : « An 0 » + « An -1 »	0,58*	0,70**

Tableau 19 : Coefficients de corrélation calculés entre la valeur maximale de densité agressive d'*An. gambiae* s.l. (colonne centrale), d'*An. funestus* (colonne de droite) et : les cumuls de précipitations annuels (An 0 ; ligne centrale) ; les cumuls de précipitations de l'année (An 0) et de l'année précédente (An -1; ligne du bas). Les coefficients de corrélations ont été testés. Un astérisque représente une significativité au seuil de confiance de 95 %, deux astérisques une significativité au seuil de confiance de 99 %. Période d'étude 1993-2007.

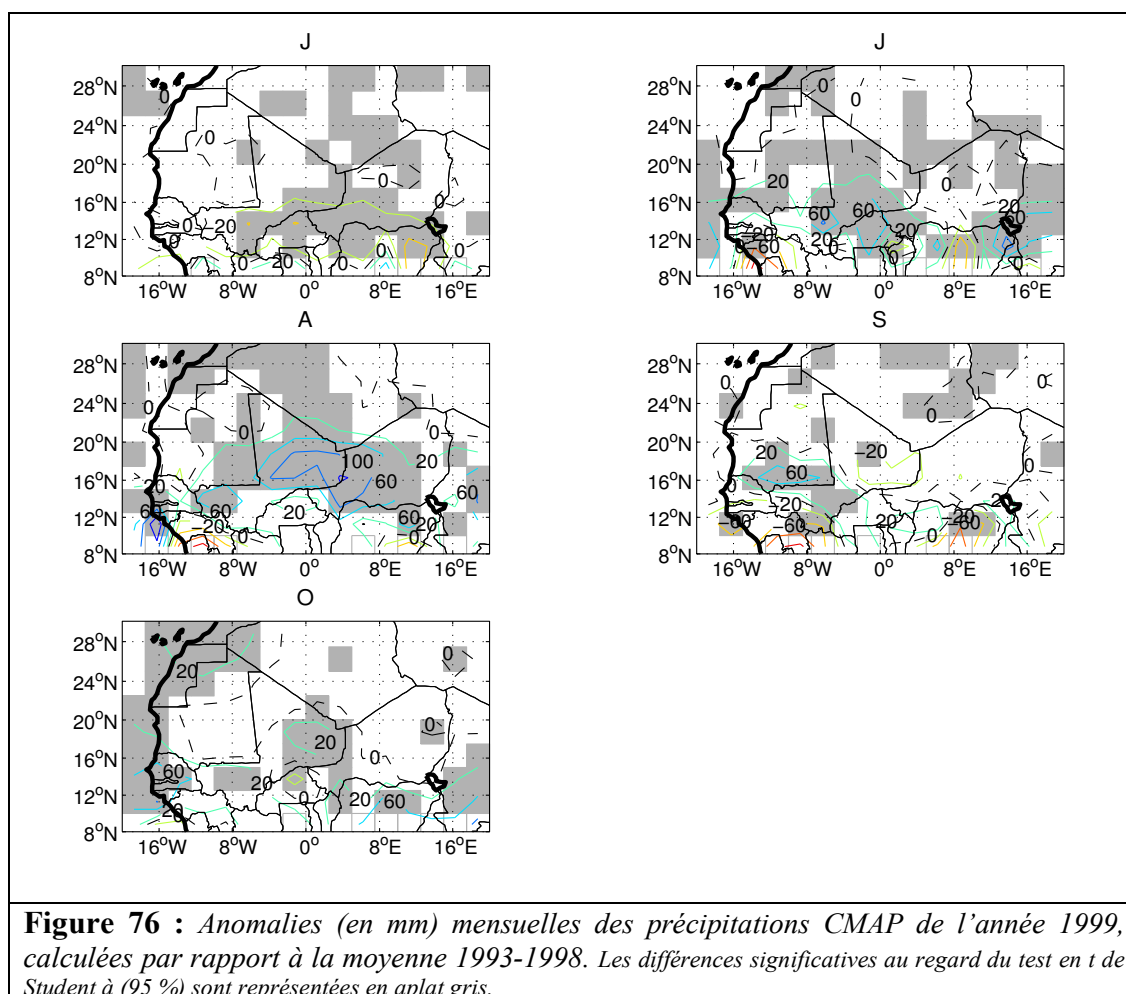
Le Tableau 19 confirme cette hypothèse. La valeur maximale d'*An. gambiae* s.l. est statistiquement mieux liée au cumul pluviométrique de l'année qu'au cumul établi sur deux ans (0,71 vs 0,58). Ce qui est tombé l'année d'avant n'a donc que peu d'incidence sur la qualité et le nombre de gîtes larvaires pour cette espèce. Au contraire, la densité agressive maximale annuelle d'*An. funestus* est plus dépendante des précipitations cumulées sur deux ans que sur l'année (0,70 vs 0,54). Ainsi, deux années excédentaires (déficitaires) au niveau pluviométrique auront tendance à fournir de bonnes (mauvaises) conditions au développement en nombre d'*An. funestus* qui ne sont pas donc pas dépendant d'une seule saison des pluies mais de deux. Pour explorer cette hypothèse, nous avons examiné le contenu en eau des sols de la région de Ndiop *via* le SWI.

Nous avons représenté en bleu, sur la Figure 75, les données d'humidité des sols de la région des années 1999 et 2000 (jusqu'en septembre), et le cycle annuel moyen calculé sur la période 1993-1998 en rouge. Ceci permet d'appréhender à la fois la différence entre 1999 et la période précédente, et la répercussion de l'excédent de précipitations de 1999 sur l'humidité des sols en 2000. L'analyse n'a pas pu être menée sur un échantillon d'années plus large car les données d'humidité des sols ne sont disponibles que pour la période allant de janvier 1992 à septembre 2000.

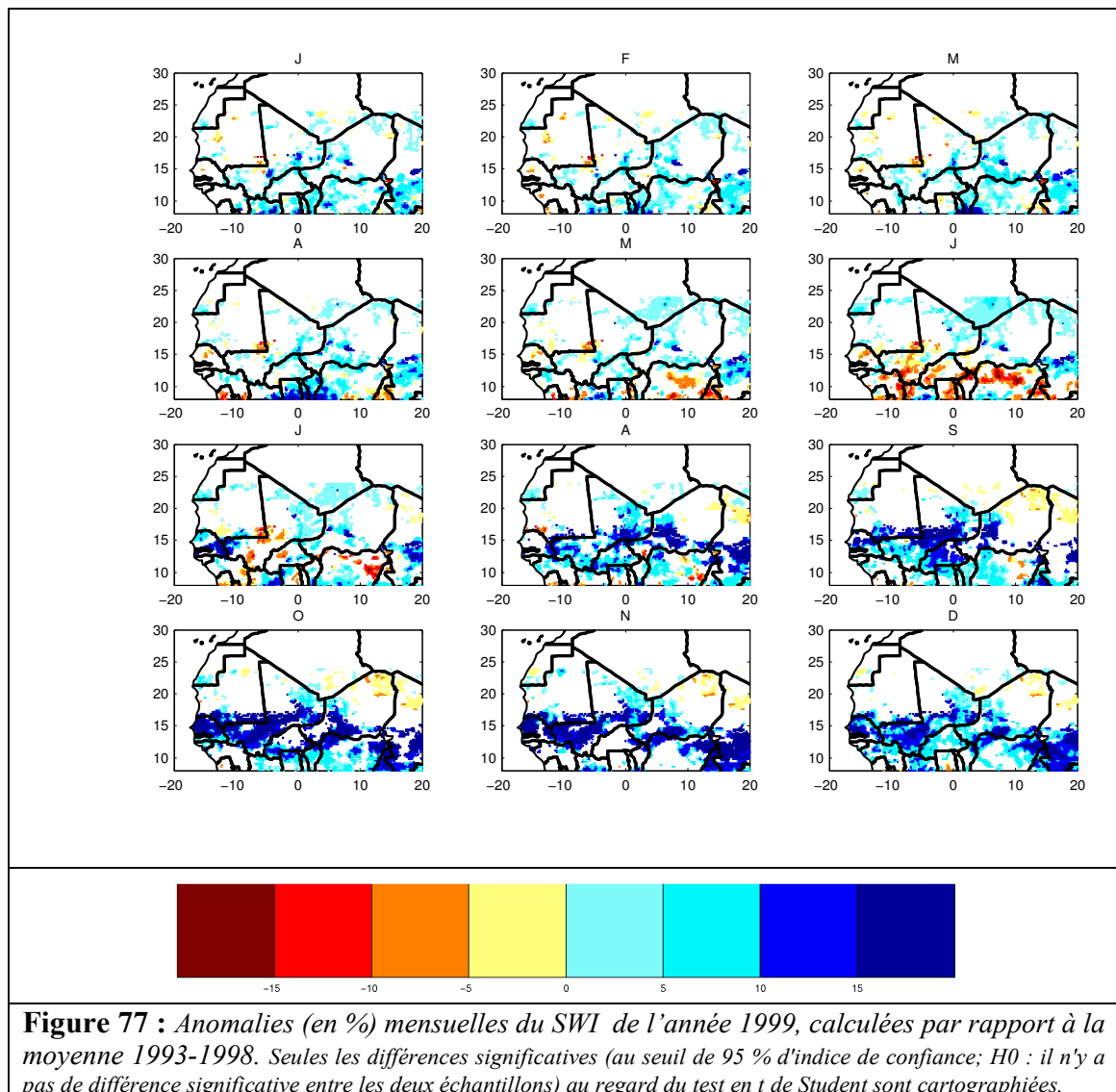


Il est clair sur cette figure que l'excédent de précipitations que la zone a connu en 1999 a commencé à avoir des répercussions significatives sur l'humidité des sols dès le mois de juillet 1999. À partir de septembre 1999, les deux courbes s'éloignent. L'anomalie positive, maximale en octobre 1999, perdure de façon significative jusqu'au début de la saison des pluies de l'année suivante (mois de mai). La persistance des anomalies positives du SWI d'une année sur l'autre, mise en évidence au Chapitre 2, est donc retrouvée localement. Dès lors, on comprend que les conditions sont réunies pour qu'une nouvelle saison anophélienne abondante débute : l'humidité excédentaire des sols sera favorable à un remplissage rapide des gîtes larvaires. Ici, les précipitations sont particulièrement efficaces en termes d'impact sur les densités vectorielles.

Avant de conclure cette partie, il est apparu important de spatialiser en cartographiant les anomalies (précipitations et humidité des sols) de 1999, calculées par rapport à la période 1993-1998.



Les anomalies de précipitations représentées en Figure 76 ne concernent pas uniquement la zone du Saloum, mais aussi, au mois d'août, toute la partie occidentale du Sénégal, ainsi qu'une grande partie de la frange soudano-sahélienne. Ces anomalies positives, combinées à celles du mois de juillet (de moindre extension spatiale cependant et non significatives), ont pour conséquence que, dès le mois d'août, la zone soudano-sahélienne présente presque exclusivement des anomalies positives significatives d'humidité des sols (Figure 77) qui perdurent au moins jusqu'au mois de décembre.



Ainsi, il y a eu un fort potentiel favorable à la recrudescence d'*An. funestus* en 1999 sur la zone soudano-sahélienne et pas seulement dans le village de Ndiop. Cela ne signifie pas pour autant qu'il y a eu conjointement ré-émergence d'*An. funestus* et recrudescence d'*An. gambiae* s.l., car les facteurs locaux sont primordiaux. Cependant, la littérature sur le sujet, confirme au moins la ré-émergence d'*An. funestus* en 1999 au nord du Sénégal (Konate *et al.* 2001), et il ne serait pas surprenant de constater, à la lecture de données entomologiques, que ce phénomène s'est produit de façon concomitante ailleurs sur la zone soudano-sahélienne.

5.4.3 Étude de prévisibilité des densités agressives

Le dernier volet de ce chapitre concerne la modélisation statistique des densités agressives anophéliennes pour évaluer la prévisibilité aux échelles mensuelle et hebdomadaire en utilisant la régression linéaire multiple en validation croisée (Lachenbruch et Mickey 1968). Selon l'échelle temporelle, la validation croisée sera faite en retirant un mois ou une semaine. La significativité est déterminée ici à l'aide du test de Fisher au seuil de confiance de 95 %, et le nombre de prédicteur varie entre un et trois.

Les modélisations de la densité aggressive en moyenne mensuelle entre les mois de juillet et d'octobre permettent de travailler sur des séries continues. Pour les séries hebdomadaires plus lacunaires, les années 1993, 1995, 1998, 1999, 2000 et 2001 ont été retenues.

Les prédicteurs sont l'indice de précipitations de Dielmo/Ndiop (notées **PP** dans les tableaux des résultats), les températures maximales (NCEP-DOE AMIP-II, notées **Tmax**) et les densités agressives (**DA**) des pas de temps précédents. Les décalages temporels considérés vont, pour la modélisation mensuelle, jusqu'à trois mois pour les variables climatiques et un mois pour les densités agressives. Pour les modélisations hebdomadaires, les variables proposées aux modèles ont des décalages compris entre une et six semaines. Ainsi, pour la prévision d'une valeur de densité aggressive hebdomadaire au temps « t », on utilise les prédicteurs de « t-6 » à « t-1 ». L'intérêt de réaliser l'étude de prévisibilité à ces deux pas de temps réside dans l'information que l'on peut en tirer quant à la sensibilité des deux vecteurs. En effet, plus le pas de temps est fin plus l'information concernant la prévision est intéressante, mais les différences entre les résultats des régressions hebdomadaires et mensuelles nous renseigneront sur les différences d'impact des conditions météoro-climatiques sur les prédictants, selon le pas de temps considéré.

• La modélisation des densités agressives d'*An. gambiae* s.l.

- À l'échelle mensuelle

Au pas de temps mensuel (Tableau 20 et Figure 78), le cycle annuel des densités agressives d'*An. gambiae* s.l. est bien reproduit. Les prédicteurs sélectionnés sont le cumul de précipitations du mois précédent, la température maximale moyenne du mois précédent et les précipitations tombées deux mois auparavant.

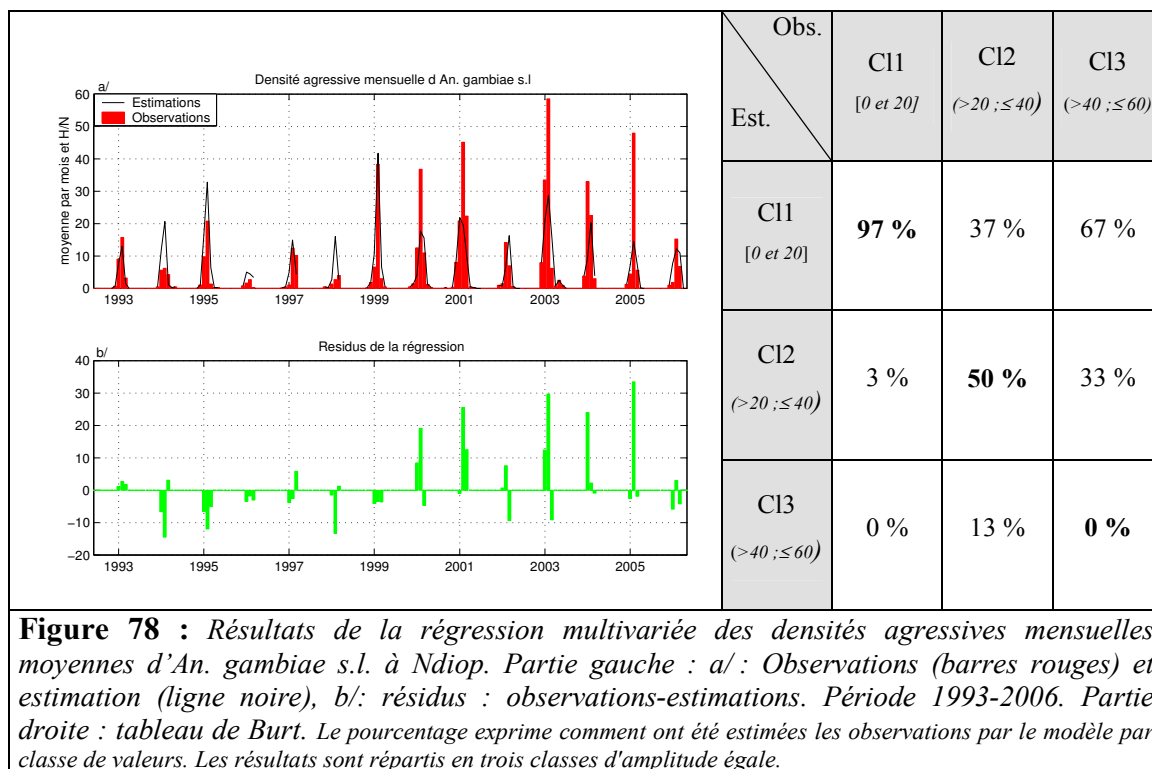
Prédicteurs	PP - 1	Tmax - 1	PP - 2
Coefficients de régression	0,38	10,13	0,16
Coefficients de corrélations	0,48***	0,18	0,04
VIF	1,2317	3,1278	3,4003
Statistique de la régression	R ² =46		
<p>Tableau 20 : Résultats de la régression multivariée des densités agressives mensuelles moyennes d'<i>An. gambiae</i> s.l. Période 1993-2006. La 1^{ère} ligne indique les prédicteurs sélectionnés, la 2^e les coefficients de régression de chaque prédicteur, la 3^e les coefficients de corrélation entre chaque prédicteur et le prédicteur (***) = significatif à 99 %, ** = significatif à 95 %, la 4^e le facteur d'inflation de la variance et la 5^e le coefficient de détermination (x 100) entre séries observées et estimées</p>			

Nous voyons que la sélection des prédicteurs ne tient pas compte de la densité aggressive du mois précédent. Seuls les paramètres climatiques entrent dans ce modèle. Ils ont une influence positive (signes positifs des coefficients de régression et de corrélation) : les précipitations permettent la mise en eau des gîtes larvaires et les températures maximales stimulent les densités anophéliennes.

Ce modèle permet d'expliquer 46 % de la variance des observations et reproduit relativement bien la saisonnalité de la densité aggressive mensuelle d'*An. gambiae* s.l (Figure 78). Cependant, les biais sont fréquents, comme le montre la Figure 78 : sous-estimation des fortes densités agressives des années 2000, 2001, 2003 et 2005, surestimation des densités agressives des années 1994, 1995, 1996 et 1998. La brusque augmentation des attaques en 1999 est ici très bien simulée, les plus fortes valeurs ayant même tendance à être surestimées. Le tableau de Burt permet de voir que, dans 97 % des cas, les valeurs faibles ont été bien estimées, contre 50 % et 0 % pour les valeurs moyennes et fortes. 67 % de ces dernières ont même été prévues par le modèle comme valeurs faibles.

En termes de variabilité intrasaisonnière, il n'est pas facile de tirer des généralités de la Figure 78. En effet, selon les années, le début de la saison anophélienne est tantôt surestimé tantôt sous-estimé. Il en est de même pour la fin de la saison.

5.4 Impacts des facteurs climatiques sur les densités vectorielles agressives



Ainsi, à l'échelle mensuelle, la modélisation des densités agressives s'est avérée satisfaisante à certains égards, notamment pour le cycle annuel et l'augmentation des densités agressives en 1999, mais médiocre pour l'amplitude et la sous-estimation des fortes valeurs. Le modèle est fondé uniquement sur des variables climatiques et ne peut donc être très performant. Il permet cependant de mesurer le poids joué par le climat dans la densité.

- À l'échelle hebdomadaire

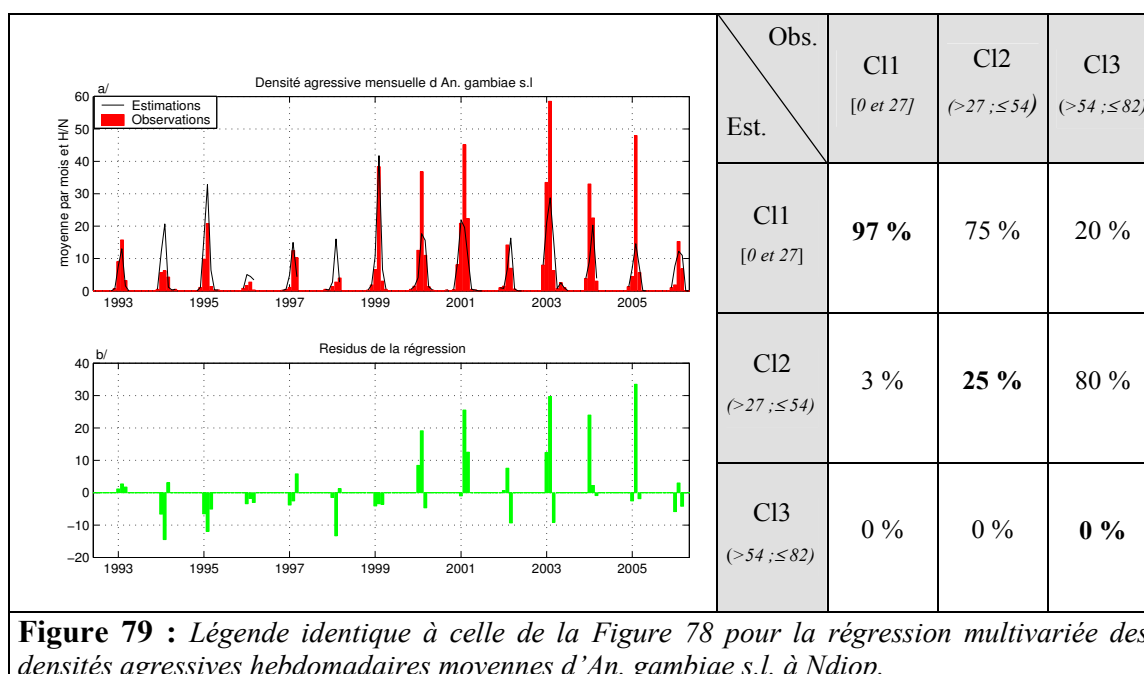
Prédicteurs	DA-1	PP-1	Tmax-3
Coefficients de régression	0,68	0,16	-2,54
Coefficients de corrélations	0,72***	0,33***	-0,34***
VIF	1,14	1,16	1,14
Statistique de la régression	R ² =70		

Tableau 21 : Légende identique à celle du Tableau 20. Les résultats sont ici ceux de la régression multivariée des densités agressives hebdomadaires moyennes d'*An. gambiae s.l.* des années 1993, 1995, 1998, 1999, 2000 et 2001.

Un des prédicteurs de ce modèle (Tableau 21) est la densité agressive de la semaine précédente. Ce paramètre est associé aux cumuls de précipitations de la semaine précédente et aux températures maximales moyennes, avec un décalage de trois semaines. Alors que les deux premiers prédicteurs ont une relation positive avec le prédicteur, la température semble être ici un facteur limitant : plus il a fait chaud, moins le nombre d'attaques vectorielles est important trois semaines plus tard. Le modèle indique également que l'existence d'une population vectorielle importante est favorable au maintien de cette population, sous réserve que les conditions climatiques soient favorables. La variance expliquée (70 %) est supérieure à celle obtenue à l'échelle mensuelle. À noter que, sans la prise en compte des densités agressives comme prédicteurs, la valeur du coefficient de détermination chute à 58 %. Les prédicteurs choisis sont alors les cumuls de précipitations des cinq semaines précédentes.

Le tableau de Burt montre que le modèle hebdomadaire possède la même capacité que le modèle mensuel à bien reproduire les plus faibles valeurs. Les valeurs moyennes sont, en revanche, plus souvent classées comme valeurs faibles. Pour les plus fortes valeurs, il y a là aussi sous-estimation.

Ce modèle reproduit bien aussi le cycle annuel des attaques (Figure 79).



La brusque augmentation de 1999 est là aussi bien simulée avec, toutefois, une sous-estimation des plus fortes valeurs. Globalement, avant 1999, la modélisation est correcte,

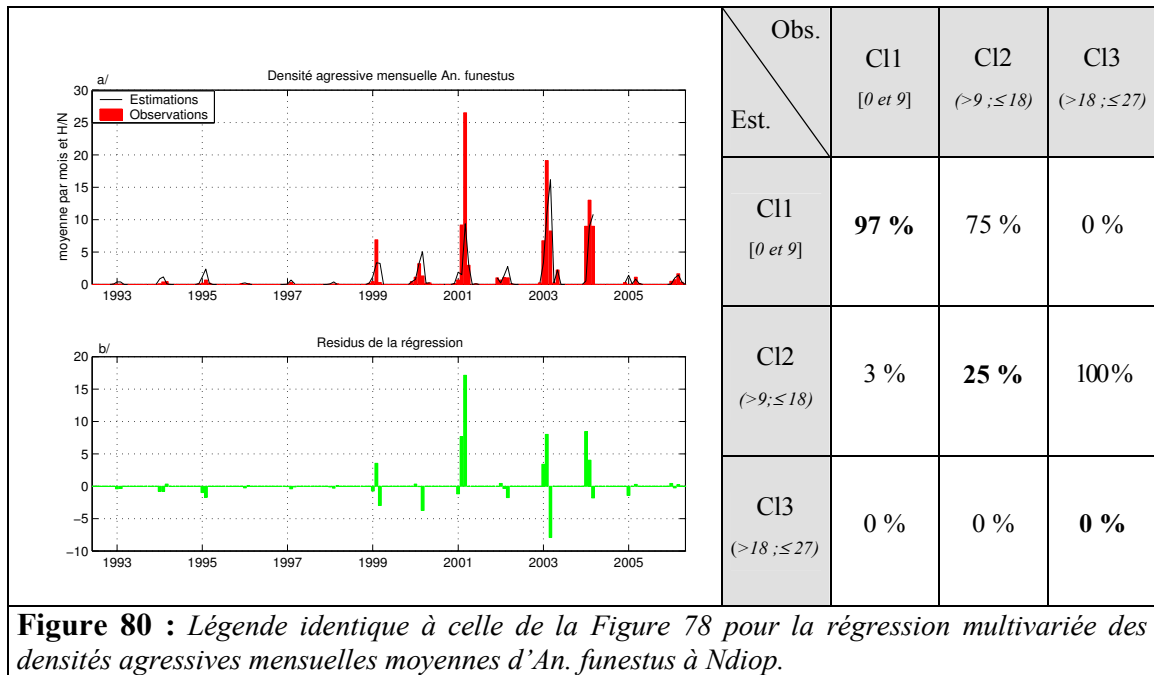
mais après cette date, bien que les densités agressives soient intégrées parmi les prédicteurs sélectionnés, le modèle n'arrive pas à prévoir leurs pics annuels.

• **La modélisation des densités agressives d'*An. funestus***

- **À l'échelle mensuelle**

Prédicteurs	DA-1	PP-1	Tma-2
Coefficients de régression	0,92	0,18	3,27
Coefficients de corrélations	0,60***	0,39**	-0,11
VIF	1,15	1,34	1,39
Statistique de la régression	$R^2=57$		
Tableau 22 : Légende identique à celle du Tableau 20. Le prédicteur est ici la densité agressive mensuelle moyenne d' <i>An. funestus</i> des années 1993, 1995, 1998, 1999, 2000 et 2001.			

Pour les densités agressives d'*An. funestus* au pas de temps mensuel, les prédicteurs sélectionnés sont : la densité agressive du mois précédent, les cumuls de précipitations du mois précédent et les températures maximales moyennes avec un décalage de deux mois avant (Tableau 22). Les coefficients de régression sont positifs, ce qui indique que des valeurs élevées des prédicteurs sont favorables à une augmentation des densités agressives. La densité agressive est le prédicteur essentiel (coefficient de régression = 0,92). Lorsqu'il n'est pas pris en compte dans le modèle, le r^2 est de 19 %.



Le rythme saisonnier des attaques est assez bien reproduit (Figure 80) avec, de 1993 à 1998, des surestimations par rapport aux observations. En revanche, la forte augmentation de 1999 et surtout l'explosion de la densité aggressive d'*An. funestus* n'est pas très bien reproduite par le modèle : le cumul des précipitations du mois précédent n'est certainement pas un prédicteur suffisant puisque les étendues d'eau semi permanentes ne sont pas exclusivement sous la dépendance des précipitations du mois précédent. Un test a été réalisé avec comme prédicteur possible le cumul de précipitations depuis le début de l'année, avec différents décalages temporels, sans succès. Il faudrait, en fait, représenter au plus près le niveau des mares, par exemple, qui conditionne la disponibilité en gîtes larvaires.

- À l'échelle hebdomadaire

Prédicteurs	DA-1
Coefficients de régression	0,87
Coefficients de corrélations	0,88***
VIF	
Statistique de la régression	$R^2=76$

Tableau 23: Légende identique à celle du Tableau 20. Le prédictant est ici la densité aggressive hebdomadaire d'*An. funestus* des années 1993, 1995, 1998, 1999, 2000 et 2001.

À l'échelle hebdomadaire la pluie n'entre même pas en compte. Cela apporte la preuve que l'information pluviométrique, qui n'était déjà pas assez informative à l'échelle mensuelle, l'est encore moins à l'échelle hebdomadaire : la mise en eau du gîte larvaire est suffisante pour *An. funestus*.

Les scores du modèle (Tableau 23) sont très satisfaisants, tout comme la comparaison visuelle entre la Figure 81 et la reproduction des valeurs (tableau de Burt). Les plus fortes valeurs sont bien reproduites par le modèle pour 67 % d'entre elles, et l'augmentation des valeurs à partir de 1999 est très bien reproduite en Figure 81.

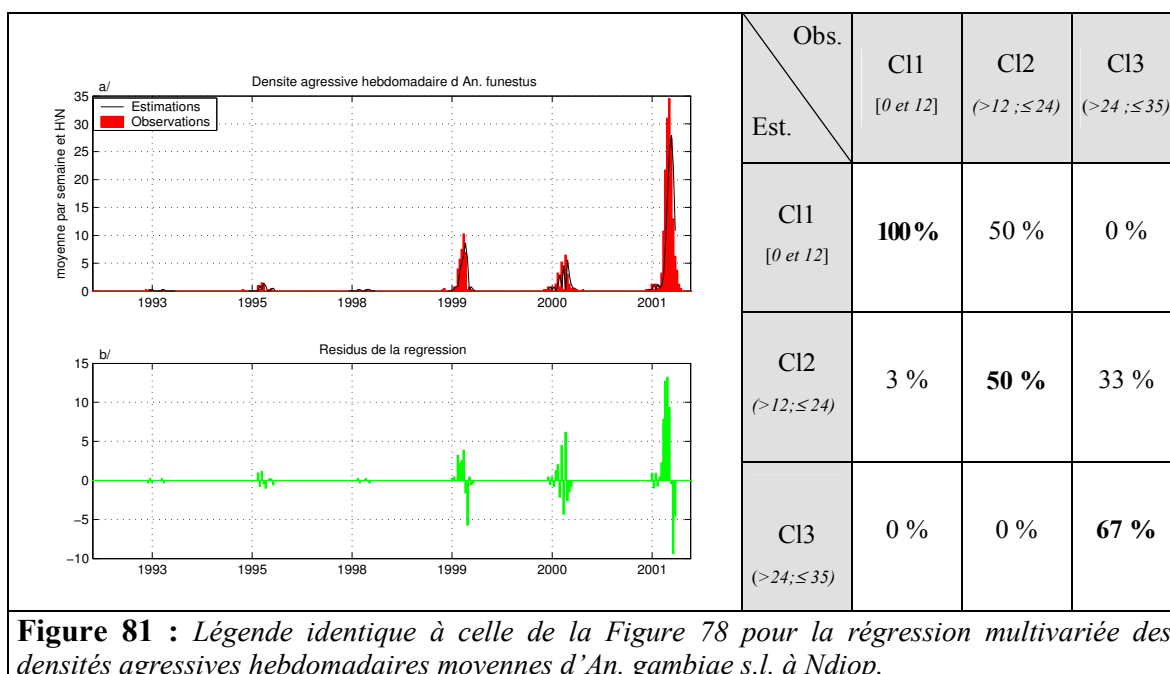


Figure 81 : Légende identique à celle de la Figure 78 pour la régression multivariée des densités agressives hebdomadaires moyennes d'*An. gambiae* s.l. à Ndiop.

Ces régressions vérifient la prévisibilité des densités agressives d'*An. gambiae* s.l. et *funestus* à Ndiop, et permettent de mieux comprendre ce qui différencie ces deux espèces dans leur relation avec le climat. Les précipitations sont nécessaires pour prévoir, de façon satisfaisante, les variabilités interannuelle et intrasaisonnière d'*An. gambiae* s.l. Au contraire, les densités d'*An. funestus*, de par ses préférences écologiques (Figure 74 et section 5.1.2), ne sont pas très bien reproduites par notre méthodologie et les données utilisées. Ceci est lié à la mauvaise prise en compte des précipitations au long terme, comme le font par exemple le niveau et la superficie des mares qui sont de bons intégrateurs des cumuls. Le rôle joué par les températures n'est pas très clair : il faudrait pour cela utiliser un suivi thermique mesuré localement.

5.5 Synthèse de chapitre

L'étude de l'impact des paramètres climatiques sur l'abondance des principaux vecteurs du paludisme en zone soudano-sahélienne peut être résumée ainsi :

- Le climat du village de Ndiop est parfaitement représentatif de la zone soudanienne, tant en termes de précipitations que de températures. Une seule saison des pluies (de juin à octobre) contribue à la quasi-totalité des cumuls annuels (compris entre 464 mm et 995 mm). L'étude conjointe des précipitations *in situ* et des variables entomologiques de Ndiop a révélé la nécessité de prendre en compte une information pluviométrique relative à l'environnement proche des sites de captures (moyenne des pluviomètres de la zone). Au niveau thermique, l'étude n'a pu être aussi approfondie en raison des données *in situ* très lacunaires. Les températures utilisées sont celles des réanalyses NCEP-DOE AMIP-II qui ne semblent utilisables qu'en termes de variabilité, tant elles sont éloignées des données *in situ*, pour appréhender leur impact sous l'angle des seuils thermiques notamment.

- L'étude a également révélé la prédominance du complexe *An. gambiae* s.l. sur *An. funestus* à Ndiop. Toutefois, ces deux vecteurs ont présenté des analogies de par leur forte variabilité interannuelle, caractérisée par la soudaine et importante augmentation du nombre d'attaques lors de l'année 1999. Cette année a marqué le retour en nombre d'*An. funestus* qui avait presque totalement disparu de la zone soudano-sahélienne depuis la sécheresse persistante qui touche l'Afrique de l'Ouest (début des années 1970). Le rythme des attaques d'*An. gambiae* s.l. est calé sur celui des précipitations, alors que le rythme d'*An. funestus* est décalé (retard) du fait de la nécessité de plus grands abats pluviométriques pour la mise en eau des gîtes larvaires.

- Les premières attaques vectorielles annuelles apparaissent assez variables en termes de précipitations associées, tant du point de vue du décalage temporel entre premières précipitations annuelles et premières attaques vectorielles, que du cumul de précipitations à la date de la première capture. Cette hétérogénéité explique la complexité des recherches entreprises, la non prise en compte de facteurs cruciaux (tels que les températures et l'hygrométrie *in situ*, la hauteur des mares, etc.) et la représentativité insuffisante de l'indice de précipitations utilisé par rapport à l'environnement pluviométrique et à la nature

convective des précipitations. Toutefois, les premières pluies apparaissent toujours avant les premières attaques vectorielles. En moyenne, les premières attaques d'*An. gambiae* s.l. interviennent quand il est tombé 120 mm de pluie, alors qu'un cumul de 447 mm en moyenne est nécessaire pour que les premières attaques d'*An. funestus* se produisent.

- La brusque augmentation des densités vectorielles de 1999 s'explique par les forts abats pluviométriques des mois d'août, septembre et octobre ayant entraîné un cumul pluviométrique annuel sans précédent sur la période 1993-1998, avec, dès septembre, une forte humidité des sols a certainement joué un rôle important dans l'augmentation des densités agressives. La cartographie des anomalies de ces paramètres a permis d'émettre l'hypothèse que ce qui s'était produit à Ndiop a pu potentiellement intervenir dans de nombreuses zones de la frange soudano-sahélienne, tant les conditions favorables, notamment d'humidité des sols, étaient réunies.

- Les densités agressives maximales des deux vecteurs étudiés ont montré des différences au regard des cumuls de précipitations. Alors qu'*An. gambiae* s.l. est fortement lié au cumul de l'année considérée, *An. funestus* est plus sensible aux cumuls des pluies calculés sur deux ans (« An 0 » + An-1 »), car la qualité des gîtes larvaires de cette espèce dépend de la « mémoire » dans l'humidité des sols qui peut encore se faire sentir l'année suivante.

- Enfin, les analyses de prévisibilité des densités agressives montrent que les précipitations sont nécessaires pour reproduire de façon satisfaisante les variabilités interannuelle et intrasaisonnière d'*An. gambiae* s.l.. Les densités d'*An. funestus*, vu ses préférences écologiques, ne sont pas très bien reproduites. Ceci s'explique par la mauvaise prise en compte des précipitations sur le long terme. Le fait de ne pas avoir pu considérer des hauteurs ou superficies de mares, qui sont de bons intégrateurs des précipitations, est une limitation sévère. Nous suggérons donc d'inclure les estimations satellitales et *in situ* pour améliorer ce type de prévision et mieux comprendre le poids du climat sur les densités anophéliennes.

Synthèse générale et perspectives

Rappel des objectifs et synthèse générale

La variabilité intrasaisonnière de l'intensité des abats pluviométriques et ses impacts sur les densités des vecteurs du paludisme ont constitué l'objectif général auquel cette thèse s'est proposée de répondre. Il s'agit donc d'un travail multidisciplinaire en accord avec les programmes de recherches dans lesquels elle est intégrée : AMMA et l'ATI " Évolution climatique et Santé " de l'IRD. Le travail s'articule en cinq chapitres organisés autour des thèmes suivants :

- la caractérisation de la variabilité intrasaisonnière du système de mousson ;
- la définition objective et la prévisibilité du démarrage de la saison des pluies soudano-sahélienne ;
- l'étude d'impacts (diagnostic et prévisibilité) des conditions climatiques sur la présence et l'abondance saisonnières des vecteurs du paludisme en Afrique soudano-sahélienne.

Pour répondre à ces objectifs, nous avons utilisé un certain nombre de données géophysiques décrivant le système Terre-Océan-Atmosphère au pas de temps inframensuel, notamment les estimations pluviométriques CMAP et GPCP. La dynamique de l'atmosphère et les flux verticaux de chaleur ont été analysés *via* les réanalyses NCEP-DOE AMIP-II. L'humidité des sols utilisée provient de différentes sources : réanalyses NCEP-DOE AMIP-II et ERA40 et le Soil Water Index issu après traitement des données du diffusiomètre des satellites ERS. Pour la partie « impact », les analyses ont en partie porté sur les données entomologiques et pluviométriques recueillies dans le cadre du projet Dielmo (Siné Saloum, Sénégal).

Le premier chapitre s'est attaché à la description des cadres physique et géographique de l'Afrique de l'Ouest, ainsi qu'aux principales composantes du système de mousson de cette région. La climatologie saisonnière moyenne de la mousson d'Afrique de l'Ouest a été exposée de façon originale à partir d'une classification en types de circulation atmosphérique réalisée sur les composantes du vent à trois niveaux géopotentiels (925 hPa, 600 hPa et

200 hPa). Sur la période d'étude (1979-2004), chaque classe a une fréquence d'occurrence préférentielle associées à des étapes particulières de l'évolution saisonnière moyenne de la mousson et des ses principales composantes (JEA, JET, ZCIT, flux de mousson et Harmattan). Cela suggère donc que la classification est à même de reproduire le schéma atmosphérique moyen de certains événements intrasaisonniers (modulation de la convection profonde, déplacement en latitude de la ZCIT, etc.).

Le deuxième chapitre s'est attaché à la question de la mémoire interannuelle de la mousson ouest-africaine, question ouverte tant les résultats des études antérieures sur ce sujet se sont avérés contradictoires. En outre, il apparaît de plus en plus que les interactions surface continentale/atmosphère jouent un rôle important dans la variabilité du système de mousson qu'il convient d'explorer. Nous avons ainsi cherché à savoir si les fluctuations pluviométriques d'une année (« année +1 ») pouvaient être partiellement sous le contrôle d'un processus de mémoire à long terme (interannuelle) *via* des interactions entre surface continentale et atmosphère. Les résultats se sont montrés dépendants des sources de données. En effet, l'humidité des sols des réanalyses ERA40 montre peu de sensibilité à l'excès pluviométrique automnal, peut-être en raison du fait que les couches de sols ne sont pas alimentées par des précipitations « observées » mais uniquement modélisées. Au contraire, les données du SWI et l'humidité des sols des réanalyses NCEP-DOE AMIP-II révèlent que des anomalies positives de précipitations automnales (« année 0 ») peuvent avoir des répercussions sur l'humidité des sols superficiels jusqu'aux mois d'" avril+1 " et de " mai+1 " respectivement pour les zones sahéliennes et soudaniennes. Même si nous sommes conscient que la variabilité de la mousson africaine est principalement sous le contrôle de forçages extérieurs d'extension spatiale importante, nous pensons donc qu'un tel processus de mémoire interannuelle est à même de changer drastiquement les gradients horizontaux d'énergie dans les basses couches. La fin de la saison des pluies semble donc cruciale, aussi bien pour les conditions initiales de surface (humidité des sols, végétation) de la mousson suivante que pour les paramètres dynamiques de la mousson et les précipitations associées.

Les fluctuations pluviométriques intrasaisonniers ont fait l'objet des recherches menées au chapitre 3. En effet, l'évolution saisonnière de la ZCIT sur le golfe de Guinée et l'Afrique de l'Ouest, ainsi que la modulation de son intensité convective ne sont pas encore totalement documentées ni comprises. L'analyse temporelle des indices pluviométriques et des flux verticaux de chaleur filtrés au-delà de trente jours montre qu'entre le printemps et

l'été de l'hémisphère nord, le système de mousson enregistre des fluctuations caractérisées par une alternance entre les phases actives (pendant lesquelles les précipitations augmentent sensiblement) et les pauses (pendant lesquelles les abats pluviométriques stagnent, voire décroissent) du système de mousson. Deux méthodes différentes de caractérisation et datation de ces fluctuations ont été mises au point et appliquées sur deux jeux de données (CMAP et GPCP). Elles apportent des résultats concordants, ce qui prouve la robustesse des signaux détectés. Les pauses significatives sont généralement au nombre de quatre et les statistiques de distribution des occurrences annuelles ont été produites. En moyenne, la première est comprise entre le 19 mars et le 8 avril, la deuxième a lieu entre le 28 avril et le 13 mai, la troisième entre le 2 juin et le 27 juin et, enfin, la quatrième entre le 22 juillet et le 11 août. Les phases actives les séparant sont centrées sur les premiers jours du mois de mars, la mi-avril, la seconde partie du mois de mai et entre la dernière semaine du mois de juin et la mi-juillet. Ces résultats sont en cohérence avec ceux de Louvet et Janicot (2003) et Sultan et Janicot (2000) qui avaient détecté et décrit respectivement la moyenne du démarrage de la première saison des pluies guinéenne (10 avril), du pré-démarrage (14 mai) et du démarrage (24 juin) de la saison des pluies soudano-sahélienne. Cela démontre que la fin des pauses correspond aux démarrages des différentes saisons des pluies listées ci-dessus.

Il est par ailleurs notable que, lors des deux premières pauses du cycle annuel, il y a une certaine synchronisation des événements en latitude. Cela permet de réviser la vision classique de la modulation intrasaisonnière de la mousson ouest-africaine et suggère que les événements détectés localement s'inscrivent dans une dynamique de plus large échelle, faisant référence à la modulation du système de mousson dans sa globalité.

Les mêmes analyses effectuées sur les données stationnelles sénégalaises ont aussi montré des modulations pluviométriques faisant alterner pauses et phases actives du système de mousson à une échelle plus locale. La longueur des séries pluviométriques du Sénégal a aussi permis de montrer que la péjoration pluviométrique intervenue à partir de la fin des années 60 n'a ni modifié le schéma d'alternance « pauses/phases actives », ni son organisation annuelle (calendrier).

Le chapitre 4 a présenté une méthode de détection et une étude de prévisibilité du démarrage de la saison des pluies soudano-sahélienne, la principale modulation pluviométrique dans le cycle annuel. La méthode de détection s'est appuyée sur un indice décrivant la migration latitudinale de la ZCIT et le basculement entre saisons des pluies guinéenne et soudano-sahélienne. En moyenne, sur la période 1979-2006, la date de

démarrage intervient entre les 22 et 23 juin, en lien avec le renforcement de la circulation de basses couches et du flux de mousson sur l'ouest de l'Afrique de l'Ouest et l'Atlantique tropical nord. Dans les couches moyennes de la troposphère, les vents de nord-est soufflant du bassin méditerranéen vers le Sahel sont renforcés, le JEA est affaibli et décalé vers le nord. La circulation d'est de la haute troposphère entre les tropiques est renforcée.

L'étude de prévisibilité montre que le démarrage de la saison des pluies soudano-sahélienne est particulièrement sensible aux modulations de l'intensité des gradients de pression, de précipitations et d'énergie statique humide à 1 000 hPa. Parmi les différentes expériences de modélisation statistique réalisées, celle basée sur les précipitations fournit les meilleurs résultats avec 73 % de variance expliquée.

L'impact des paramètres climatiques sur la présence et l'abondance saisonnière des principaux vecteurs du paludisme en zone soudano-sahélienne a été recherché sur le village de Ndiop (Siné Saloum, Sénégal, Chapitre 5). Dans ce village, le complexe *An. gambiae* s.l. prédomine sur *An. funestus*. Le trait commun de la variabilité interannuelle de ces deux espèces est l'importante augmentation du nombre d'attaques lors de l'année 1999. Pour *An. funestus*, il s'agit, à cette latitude, du retour en nombre car il avait presque totalement disparu depuis la sécheresse. Le rythme des attaques d'*An. gambiae* s.l. est en phase avec celui des précipitations, alors que celui d'*An. funestus* est décalé (retard) du fait de la nécessité de plus grands abats pluviométriques pour la mise en eau des gîtes larvaires.

L'analyse de la relation entre précipitations et premières attaques vectorielles annuelles montre des résultats peu stables s'expliquant par : la non-prise en compte de paramètres primordiaux non mesurés localement (température et hygrométrie *in situ*, hauteur des mares, etc.) et la représentativité insuffisante de l'indice de précipitations utilisé par rapport à l'environnement pluviométrique réellement observé à plus petite échelle.

Le phénomène de recrudescence vectorielle de 1999 trouve son origine dans les importants abats pluviométriques des mois d'août, septembre et octobre ayant entraîné les plus grands cumuls pluviométriques annuels de la période 1993-1998. Dès septembre, l'humidité des sols associée a certainement joué un rôle important dans l'augmentation des densités agressives. La cartographie des anomalies de ces paramètres a suggéré que cet événement a pu potentiellement intervenir dans de nombreuses zones de la frange soudano-sahélienne.

En termes de prévisibilité, il a été montré qu'aux pas de temps interannuel et intrasaisonnier, les densités d'*An. gambiae* s.l. peuvent être correctement reproduites. Au

contraire, les densités d'*An. funestus*, vu ses préférences écologiques, ne sont pas très bien simulées par les modèles statistiques en raison de la mauvaise prise en compte des précipitations sur le long terme.

Perspectives de recherches

Les résultats de notre étude offrent des perspectives de recherches intéressantes à développer dans un futur proche. Celles-ci s'organisent autour de quatre axes principaux.

Une vérification au niveau sous-régional de l'existence des différentes phases de la modulation intrasaisonnière des précipitations (pauses et phases actives) semble nécessaire si on veut tendre vers une étude de leurs interactions avec les sociétés et l'environnement. Comme les différentes phases sont associées à une modification des abats pluviométriques, elles ont un impact potentiel sur les rendements agricoles. L'objectif est donc de vérifier cet impact en réalisant une expérience de sensibilité à l'aide d'un modèle agronomique pour les différentes configurations pluviométriques : précocité et retard des pauses, par exemple.

La prévision à moyen terme des dates d'occurrence des phases actives constitue le deuxième axe de recherches. Rappelons que les fluctuations annuelles majeures mises en évidence à l'échelle de l'Afrique de l'Ouest correspondent à des événements précis à plus fine échelle (démarrage et prédémarrage de certaines saisons des pluies). Avec les cumuls saisonniers et la récurrence des phases sèches, les dates de démarrage de la saison des pluies sont les éléments climatiques essentiels pour les activités qui dépendent de la pluviométrie dans les régions étudiées. Une prévision opérationnelle de ces événements nous semble donc cruciale après que le diagnostic en eût été fait.

Les diagnostics intrasaisonniers et la classification en type de circulation peuvent être mis à contribution pour servir de références aux modèles numériques en Afrique de l'Ouest et ainsi en évaluer la qualité à cette échelle temporelle. Pour le moment, ce style d'étude a surtout porté sur la capacité du modèle à reproduire le saut de mousson (voir sur le sujet Ramel et *al.*, 2006 ; Sijikumar et *al.*, 2006) qui représente la principale modulation intrasaisonnière. L'enjeu serait donc, dans un premier temps, de rechercher dans les modèles la succession temporelle des événements intrasaisonniers par les modèles numériques. Par la suite, les modèles seront utilisés pour déterminer les processus physiques impliqués dans l'alternance entre pauses et phases actives.

En termes d'étude d'impact sur le paludisme, nous nous proposons de travailler maintenant sur deux aspects. Tout d'abord, évaluer l'impact des séquences sèches sur les densités agressives vectorielles *via* leurs conséquences sur la hauteur en eau des gîtes larvaires. De la même façon, l'impact des précipitations très abondantes, dont l'effet principal est le lessivage des gîtes, sera étudié. Par la suite, nous nous proposons d'associer aux données entomologiques les données de morbidité palustre. Il convient, pour cela, de ne travailler que sur le nombre d'accès palustres des enfants de moins de cinq ans, qui représente un bon indicateur de la transmission efficace. Seule cette tranche d'âge permet d'évaluer la transmission du paludisme, car les processus d'immunisation ne sont pas encore en place puisque les enfants en bas âge n'ont pas encore été soumis à des piqûres infectantes répétées. L'impact du climat serait alors recherché, non plus uniquement sur le nombre d'attaques, mais aussi sur l'intensité de la transmission palustre.

Enfin, dans un cadre programmatique de recherches sur les « Interactions Société-Environnement-Climat », le travail effectué a souligné des faiblesses génériques que nous jugeons bon de rappeler ici. Les premières études multidisciplinaires ont mis en évidence la difficulté de travailler avec des données dont les échelles (spatiale et temporelle) n'étaient pas forcément compatibles. Pour aller plus loin, il faut maintenant tenir compte des diagnostics établis pour le choix des échelles, ainsi que des paramètres pertinents à mesurer (notamment géophysiques) pour ne pas être limité dans l'analyse. À cet égard, l'étude d'impact sur les vecteurs du paludisme a montré la carence en données hygrométriques, hauteurs des mares et d'humidité des sols à l'échelle locale. Il serait également pertinent de s'entendre, au préalable, sur les modalités d'accès aux données. Pour cela, l'idée de fonder un consortium de laboratoires ou de personnes autorisés à travailler les données est à étudier sérieusement.

Table des figures

Figure 1 : Différence (%) des précipitations moyennes annuelles entre les périodes 1970-2000 et 1950-1969, divisée par les précipitations moyennes annuelles de la période 1950-2000. Les points de grille pour lesquels les cumuls annuels moyens sont inférieurs à 100 mm ont été mis en valeurs manquantes. Données mensuelles du CRU (0,5° x 0,5°) exprimées en mm. _____	6
Figure 2 : Schéma synoptique de l'historique des programmes de recherches liés à la mousson ouest-africaine. _____	8
Figure 3 : Topographie (en m) et réseau hydrographique de l'Afrique de l'Ouest. Source : Mérienne (1993). _____	12
Figure 4 : Cumul annuel moyen des précipitations (en mm) en Afrique de l'Ouest. La moyenne a été établie sur la période 1968-2002 à partir des données mensuelles du CRU (0,5° x 0,5°). _____	13
Figure 5 : Type de végétation : 1, forêt ombrophile ; 2a et 2b, mosaïque forêt ombrophile et formation herbeuse secondaire ; 3a, forêt claire soudanienne avec abondance d' <i>Isobertia</i> , et 3b, forêt claire soudanienne indifférenciée ; 4a, formation herbeuse boisée à <i>Acacia</i> et formation buissonnante décidue, et 4b, formation herbeuse et arbustive. En violet, formation herbeuse à végétation semi-aquatique du delta intérieur du Niger au Mali et végétation azonale marécageuse et aquatique du lac Tchad. En noir, forêts de montagne. Les lisérés gris qui apparaissent sur certaines portions du littoral correspondent aux principales mangroves. Source : White (1986). _____	14
Figure 6 : Bilan radiatif annuel moyen du système TOA selon la latitude. _____	15
Figure 7 : Schéma de la cellule de Hadley où gZ est l'énergie potentielle avec g l'accélération de la pesanteur et Z la hauteur géopotentielle, CpT est l'énergie sensible avec Cp la chaleur spécifique de l'air à pression constante et T la température absolue de l'air et LQ l'énergie latente avec L , la chaleur latente de condensation de l'eau et Q l'humidité spécifique. Source : Caminade (2006). _____	16
Figure 8 : Schéma conceptuel représentant une moyenne zonale des éléments clés de la mousson ouest-africaine pendant l'été boréal : la circulation méridienne-verticale et les vents zonaux dominants. Le graphique du bas représente les profils méridiens de température potentielle (θ) et de température potentielle équivalente (θ_e) dans la couche limite atmosphérique. Source : Peyrillé (2006). _____	18
Figure 9 : a/ Anomalies de précipitations annuelles sahéliennes (par rapport à la moyenne 1901-2002) normalisées par l'écart-type. L'indice sahélien a été calculé sur le domaine allant de 10°N à 20°N et de 10°W à 10°E) à partir des données du CRU en 0,5°x0,5°; b/Légende identique pour la zone guinéenne (5°N-10°N ; 10°W-10°E) _____	21
Figure 10 : Gradient méridien d'ESH et réponse dynamique adapté d'Eltahir et Gong (1996). La figure du haut (bas) illustre le cas d'un gradient énergétique plus (moins) prononcé qui génère une circulation de mousson plus forte (faible). _____	23
Figure 11 : a/ Erreur relative moyenne (%) entre les fichiers pentadaires CMAP et GPCP pour la période de janvier à mars (JFM). b/ : d'avril à juin (AMJ) ; c/ : de juillet à septembre (JAS), et d/ : d'octobre à décembre (OND). Les différences inférieures à 1 mm/jour ne sont pas cartographiées. L'isoligne zéro est représentée en tirets gras. _____	28
Figure 12 : Légende identique à celle de la Figure 11. La variable cartographiée est ici le coefficient de corrélation calculé sur les anomalies pentadaires. _____	29
Figure 13 : Localisation des différents domaines régionaux et sous-régionaux sur lesquels les indices de précipitations ont été calculés dans le cadre du programme AMMA. L'acronyme « AfO » signifie Afrique de l'Ouest. _____	32
Figure 14 : Résultat du test de sélection du nombre k de classes. La ligne pleine correspond à l'indice de classifiabilité de la classification, la ligne en tirets au seuil de confiance de 95 %. Pour plus de détails, voir texte ci-dessus. _____	37
Figure 15 : a/ : Diagramme Hovmoeller temps/latitude des données de précipitations pentadaires CMAP (mm/jour) moyennées entre 10°W et 10°E sur la période 1979-2004. b/ Fréquence d'occurrence des types de circulation atmosphérique pentadaire établis sur la période 1979-2004 d'avril à octobre et sur le domaine compris entre l'équateur et 25°N, et entre 15°W et 15°E. _____	40

Figure 16 : Panel de gauche : champ moyen de vent à 925 hPa (vecteurs en $m.s^{-1}$) et de la pression réduite au niveau de la mer (couleurs, en hPa) des classes 1 (a), 2 (b), 3(c), 4 (d), 6 (f) issues de la typologie des circulations atmosphériques pentadaires établie sur la période 1979-2004 et sur le domaine compris entre l'équateur et 25°N, et entre 15°W et 15°E. Panel de droite : légende identique pour le champ de température au sol (°C) de classes 1(i), 2 (j), 3 (k), 4 (l), 5 (m) et 6 (n). _____ 42

Figure 17 : Légende identique à celle de la Figure 16. Gauche : La variable cartographiée est ici le vent zonal à 600 hPa en $m.s^{-1}$. Droite : la variable cartographiée est le vent zonal à 200 hPa en $m.s^{-1}$. _____ 43

Figure 18 : Légende identique à celle de la Figure 16 pour les précipitations exprimées en mm/j. 44

Figure 19 : (a) Évolution temporelle de l'indice d'humidité des sols (SWI, exprimé en pourcentage) sur la région AfO au pas de temps décadaire sur la période 1992-2000. b/, c/ et d/ idem _____ 52

respectivement pour les zones sahélienne, soudanienne et guinéenne. _____ 52

Figure 20 : a/ La courbe noire représente l'évolution annuelle moyenne (1992-2000) de l'indice d'humidité des sols (SWI, exprimé en pourcentage) de la région AfO, la courbe bleue illustre la moyenne des années les plus humides en termes de SWI (1994, 1995, 1998 et 1999) la courbe rouge représente la moyenne des années les plus sèches en termes de SWI (1992, 1993, 1996 et 1997). Les précipitations CMAP (cumuls décadaires) sont représentées en vert. b/, c/ et d/ idem respectivement pour les zones sahélienne, soudanienne et guinéenne. Les différences entre les composites sèches et humides ont été testées par le test en t de Student, les décades significativement différentes au seuil de 95 % d'indice de confiance sont marquées par des étoiles (H_0 : il n'y a pas de différence significative entre les deux échantillons). _____ 53

Figure 21 : (a) Évolution moyenne des indices composites humides (trait plein) et secs (tiret) d'humidité des sols (SWI) sur le domaine AfO. Les années ont été sélectionnées en fonction du cumul de précipitations tombées entre septembre et décembre de l'année précédente sur la zone soudano-sahélienne (voir Tableau 3 pour les années sélectionnées). Les indices (en %) sont représentés de « septembre 0 » à « septembre +1 ». (b) Légende identique pour l'indice sahélien. (c) Légende identique pour l'indice soudanien. (d) Légende identique pour l'indice guinéen. Les astérisques représentent les différences significatives testées par le test en t de Student à 95 % d'indice de confiance (H_0 : il n'y a pas de différence significative entre les deux échantillons). _____ 56

Figure 22 : Composites identiques à celles de la Figure 21 pour l'humidité des sols des réanalyses américaines NCEP/DOE-AMIP II. Les courbes en tirets sont relatives à l'humidité des sols du niveau « 0 cm-10 cm », les courbes pleines au niveau « 10 cm-200 cm ». L'unité est le rapport « volume d'eau/volume de sol », l'échelle temporelle est la décade. _____ 57

Figure 23 : Légende identique à celle de la Figure 21 pour la fenêtre ouest-africaine et l'humidité des sols des réanalyses européennes ERA40. Niveaux : a/ « 0 cm-7 cm », b/ « 7 cm-28 cm » et c/ « 28 cm-100 cm ». L'humidité des sols est exprimée ici en $m^3.m^3$ à l'échelle décadaire. _____ 58

Figure 24 : a/ Évolution annuelle du pourcentage de points de grille différents entre les composites sèche et humide. Les années ont été sélectionnées en fonction du cumul de précipitations tombées entre septembre et décembre de l'année précédente sur la zone soudano-sahélienne sur la période 1992-2000 (voir Tableau 3). b/ Indice d'humidité des sols (SWI) du mois de mars moyen exprimé en pourcentage (moyenne établie sur la période 1992-2000). c/ Moyenne des différences entre les années humides et les années sèches (voir Tableau 3 pour les années sélectionnées). d/ Légende identique à c/ pour le mois de juin. Seules les différences significatives (au seuil de 95 % d'indice de confiance; H_0 : il n'y a pas de différence significative entre les deux échantillons) testées par le test en t de Student sont cartographiées. _____ 61

Figure 25 : Légende identique à celle de la Figure 24 pour la couche « 10 cm-200 cm » des réanalyses NCEP/DOE-AMIP II. Les différences significatives sont représentées en aplat gris. _____ 62

Figure 26 : a/ Moyenne des différences entre les champs composites temps-latitude humides (les dix années les plus humides) et secs (les dix années les plus sèches, voir Tableau 3 pour les années sélectionnées) des précipitations moyennées entre 10°W et 10°E (en mm/jour). Les années ont été sélectionnées en fonction du cumul de précipitations tombées entre septembre et décembre de l'année précédente sur la zone soudano-sahélienne et sur la période 1979-2001. Les champs sont représentés de « janvier 0 » à « octobre +1 ». b/ Légende identique pour les flux nets verticaux de chaleur sensible (W/m^2). c/ Légende identique pour les flux verticaux de chaleur latente (W/m^2). Les différences en isolignes rouge représentent les valeurs positives, en _____

bleu, les négatives. Les différences significatives (au seuil de 95 % ; H_0 : il n'y a pas de différence significative entre les deux échantillons) testée par le test en t de Student sont représentées en aplats verts. _____ 64

Figure 27 : (a) Densité spectrale de la série temporelle de l'indice des précipitations pentadaires sahéliennes sur la période 1979-2006 en fonction des périodes exprimées en jours. Au préalable les cycles annuel et semi-annuel (< 30 pentades, i.e. 150 jours) ont été enlevés de la série temporelle via l'utilisation d'un filtre basse-fréquence de type butterworth. (b) Légende identique pour les précipitations soudaniennes. (c) Légende identique pour les précipitations guinéennes. Les astérisques marquent les pics spectraux significatifs au regard de la procédure de Monte Carlo (1000 permutations d'ordre générées aléatoirement dans les séries). _____ 73

Figure 28 : (a) Diagramme Hovmoeller temps-latitude de l'évolution moyenne (1979-2006) du cycle annuel des précipitations (P en mm/jour) moyennées entre $10^{\circ}W$ et $10^{\circ}E$ après élimination des fluctuations inférieures à 30 jours (filtre basse fréquence butterworth). (b) Légende identique pour le flux vertical net de chaleur totale ($L+S$) en W/m^2 . (c) Légende identique pour le flux vertical net de chaleur sensible (S) en W/m^2 . (d) Légende identique pour le flux net vertical de chaleur latente (L) en W/m^2 . _____ 75

Figure 29 : a-e/ Champs de corrélations ($\times 100$) entre chaque point de grilles et les 1^{ère}, 2^e, 3^e, 4^e et 5^e composantes principales de l'ACP respectivement, réalisée sur le fichier CMAP et sur la période 1979-2006. f/-j/ Même légende pour l'ACP réalisée sur le fichier GPCP. _____ 79

Figure 30 : Courbes vertes : cycles annuels moyens (1979-2006) des indices pluviométriques pentadaires CMAP (a/ : soudano-sahélien, b/ : guinéen) issus des régions pour lesquelles les corrélations sont supérieures à 0,5 : en traits pleins indices filtrés au-dessus de 30 jours, en tirets indices bruts. Les cercles et les carrés représentent respectivement les pauses sur les indices Sahel-Soudan et Guinée-Golfe. Courbes rouges : idem pour les données GPCP. _____ 80

Figure 31 : En noir (rouge) : cycle annuel moyen de la composite précoce (tardive) de l'indice soudano-sahélien filtré au-dessus de 30 jours. La composite est établie en fonction du caractère précoce ou tardif de la date de début de pause (voir Tableau 6 pour les années sélectionnées). Les ronds (carrés) représentent les pauses détectées sur la moyenne composite. Les losanges figurant sur l'axe des abscisses du haut marquent les pauses moyennes sur la période 1979-2006 ; sur l'axe du bas, les étoiles marquent les différences significatives (à 95 %) entre les deux composites au regard du test en t de Student (H_0 , il n'y a pas de différence significative entre les deux échantillons). _____ 87

Figure 32 : a/ Différences de cumuls de précipitations (CMAP) sur la période JFM entre les composites précoces et tardives moyennes. Le critère de la composite est la date de fin de pause n°1 (voir le Tableau 6 pour les années sélectionnées). Les carrés gris représentent les différences significatives à 95 % au regard du test en t de Student. b/ légende identique pour la pause n°2 et la saison JAS. c/ légende identique pour la pause n°3 et la période JAS. _____ 88

Figure 33 : a/ Évolution annuelle moyenne (1979-2006) de l'indice de précipitations CMAP sahéliennes et barres d'erreurs associées (écart-type) en mm/jour. Les données ont été, au préalable, filtrées au-dessus de 30 jours (6 pentades). a/ Légende identique pour la zone soudanienne. c/ Légende identique pour la zone guinéenne. d/-f/ Légendes identiques à a/-c/ pour les précipitations GPCP sahéliennes, soudaniennes et guinéennes. _____ 90

Figure 34 : a/ Tendance temporelle moyenne (différences entre deux pentades successives) de l'indice des précipitations sahéliennes (CMAP). Le pourcentage d'occurrence d'évolution de précipitation supérieure à 0,05 mm (en valeur absolue) entre deux pentades successives a été recensé sur les 28 années de la période 1979-2006. Quand les pourcentages d'occurrence sont au moins égaux à 65 %, une barre jaune le signale ; quand elles atteignent au moins 90 %, le cas est représenté par une barre bleue. b/ et c/ légendes identiques pour les zones soudanienne et guinéenne. Le seuil est ici fixé à 0.1mm. d/-f/ Légendes identiques à a/-c/ pour les précipitations GPCP sahéliennes, soudaniennes et guinéennes. _____ 92

Figure 35 : (a) Coefficients de corrélation calculés par latitude (entre $15^{\circ}S$ et $20^{\circ}N$) entre les cumuls de précipitations (CMAP) enregistrés pendant la phase active n°1 de chaque année (sur la période 1979-2006) et les précipitations pentadaires moyennées entre $10^{\circ}W$ et $10^{\circ}E$ de l'année en cours (73 pentades par an). Les calculs ont été effectués après élimination des fluctuations inférieures à 30 jours (6 pentades). Sur l'axe des abscisses, les dièses représentent les dates moyennes d'occurrence de chaque phase active. Les corrélations significatives à 95 % (test de Bravais-Pearson) sont représentées par un aplats de couleur verte. b/, c/ et d/ : Légendes identiques respectivement pour les phases actives n°2, 3 et 4. _____ 94

Figure 36 : a/-c/ Tendance temporelle composite moyenne entre les champs de précipitations à « t_0+2 » et à « $t-1$ » des fins de pauses n°1, n°2 et n°4, respectivement. La référence temporelle « t_0 » est la

date de fin de pause. Les points de grilles en gris indiquent les différences significatives entre les deux composites au regard du test en <i>t</i> de Student à 95 %. Les données ont été filtrées au-dessus de 30 jours sur la période 1979-2006.	96
Figure 37 : a/, c/ et e/ Champ composite moyen de vent à « t0 » au niveau 925 hPa, 600 hPa et 200 hPa, respectivement. g/ Coupe méridienne et verticale du vent moyen à « t0 ». Les données ont été moyennées entre 10°W et 10°E. b/, d/ et f/ : Idem à a/, c/ et e/ mais pour la différence composite moyenne entre « t0+2 » et « t0-1 ». h/ : Idem à g/ mais pour la différence composite moyenne entre « t0+2 » et « t0-1 ». La référence temporelle « t0 » est ici la fin de la pause n°1. Seules les différences significatives (à 95 %) au regard du test en <i>t</i> de Student sont présentées. (H0 : il n'y a pas de différences significatives entre les deux échantillons).	98
Figure 38 : Légende identique à la Figure 37 mais pour la pause n°2.	101
Figure 39 : Légende identique à la Figure 37 mais pour la pause n°4.	102
Figure 40 : Isohyètes moyennes annuelles au Sénégal. D'après Sagna (1999).	104
Figure 41 : Dendrogramme de la CAH appliquée aux séries pluviométriques des dix stations sélectionnées du Sénégal (voir Figure 40). Période 1951-1996.	105
Figure 42 : Cycles saisonniers moyens des indices pluviométriques sud (bleu) et nord (vert). Période 1951-1996. Les astérisques représentent les pauses détectées sur les indices moyens.	106
Figure 43 : Évolution des écarts à la moyenne des précipitations au Sénégal (1951-1996)	109
Figure 44 : Haut/ Cycles saisonniers moyens des indices pluviométriques sud (bleu) et nord (vert). Période 1951-1970. Les astérisques représentent les pauses détectées sur les indices moyens. Bas/ Légende identique pour la période 1971-1996.	110
Figure 45 : Les trois principaux types moyens d'évolution annuelle de l'IDD (Indice des Dates de Démarrage, barres), issus de la classification (voir texte) après élimination des fluctuations inférieures à 15 jours par utilisation d'un filtre temporel de type Butterworth ; la courbe rouge représente le cycle annuel moyen de l'IDD calculé sur la période 1979-2004. Les barres bleues correspondant aux pentades significatives (au seuil de confiance de 95 %) déterminées par le test en <i>t</i> de Student (voir texte).	118
Figure 46 : a/-c/ Diagrammes Hovmoeller temps-latitude des précipitations pentadaires brutes CMAP pour les trois types issus de la classification (normal, tardif et précoce dans l'ordre). Les données ont été moyennées entre 10°W et 10°E sur la période 1979-2004. Les précipitations sont exprimées en mm/jour.	119
Figure 47 : a/ Estimations des précipitations moyennes (en mm/jour) autour de la date de démarrage de la saison des pluies soudano-sahélienne. La moyenne a été calculée entre les pentades 34 et 39 (mi-juin à mi-juillet) ; b/-d/ : Évolution moyenne des précipitations entre l'avant et l'après démarrage pour les trois types issus de la classification (en mm/jour). Les valeurs résultent de la moyenne des différences annuelles entre la pentade suivant la date de démarrage et la pentade la précédant : $RE(i+1)-RE(i-1)$, où RE est la précipitation pentadaire CMAP et <i>i</i> la date de démarrage de l'année considérée. Les différences positives sont ici représentées en traits pleins et expriment une augmentation des précipitations, les différences négatives sont représentées en tirets bleus et font référence à une diminution des précipitations. La significativité des différences a été testée statistiquement en comparant au moyen d'un test en <i>t</i> de Student au seuil de confiance de 95 %. Les valeurs significatives apparaissent sur les figures en aplat de couleur verte.	122
Figure 48 : a/ Température moyenne de surface (en °C) à la fin du mois de juin (36 ^e pentade, date moyenne de démarrage de la saison des pluies soudano-sahélienne). Les valeurs supérieures ou égales à 30°C sont représentées par des isolignes rouges et pleines, celles inférieures à ce seuil thermique apparaissent sous la forme de tirets bleus. b/-d/ Tendances temporelles des températures de surface entre l'avant et l'après date de démarrage (voir légende de la Figure 47). Les valeurs positives sont représentées par des isolignes rouges et pleines, les négatives sous la forme de tirets bleus.	123
Figure 49 : a/-d/ Légende identique à la Figure 48. La variable cartographiée est ici la pression au niveau de la mer exprimée en hPa. a/ Les valeurs inférieures ou égales à 1 015 hPa sont représentées par des isolignes rouges et pleines, celles supérieures à cette valeur apparaissent sous la forme de tirets bleus.	125
Figure 50 : a/-d/ Légende identique à celle de la Figure 48. La variable cartographiée est ici le vent à 925 hPa exprimé en $m.s^{-1}$. b/-d/ Seuls les vecteurs significatifs sont représentés.	126
Figure 51 : a/-d/ Légende identique à celle de la Figure 48. La variable cartographiée est ici le vent à 600 hPa exprimé en $m.s^{-1}$. b/-d/ Seuls les vecteurs significatifs sont représentés.	127
Figure 52 : a/-d/ Légende identique à la Figure 48. La variable cartographiée est ici le vent à 200 hPa exprimé en $m.s^{-1}$. b/-d/ Seuls les vecteurs significatifs sont représentés.	129

Figure 53 : Définition des prédicteurs sélectionnés dans les expériences de prévisibilité basées sur les précipitations et les gradients d'ESH et de pression au niveau de la mer et secteurs géographiques concernés.	132
Figure 54 : Résultats de la prévision expérimentale (basée sur les précipitations) des dates de démarrage de la saison des pluies soudano-sahélienne à travers l'utilisation de la régression linéaire multiple en validation croisée. Les barres correspondent aux dates observées, la courbe rouge indique les dates fournies par le modèle. En ordonnées, la pentade 34 correspond au 17 juin, et la 42 ^{ème} au 27 juillet.	134
Figure 55 : Cycle annuel moyen des prédicteurs sélectionnés par l'expérience basée sur les précipitations. L'indice N.GoG est représenté en trait plein rouge, l'indice GoG en tirets bleus (mm/jour). Période 1979-2004.	136
Figure 56 : Légende identique à celle de la Figure 54 pour l'expérience basée sur l'ESH et la pression au niveau de la mer. En ordonnées, la pentade 34 correspond au 17 juin, et la 42 ^{ème} au 27 juillet.	138
Figure 57 : Légende identique à celle de la Figure 55 pour l'expérience basée sur l'ESH à 1 000 hPa et la pression au niveau de la mer. a/ SLP_ZG est représenté par la courbe rouge et SLP_MG par la courbe bleu en tirets. Période 1979-2004	140
Figure 58 : Cartes de localisation. Gauche: carte de Dielmo et de la rivière Néma (source Trape et al. 1994). Droite : carte de localisation des villages de Ndiop et Dielmo (source	148
Figure 59 : Cycle annuel moyen de la température hebdomadaire maximale des réanalyses NCEP-DOE AMIP-II. Période de calcul allant de 1993 à 2006.	151
Figure 60 : Évolution temporelle des températures mensuelles sur la période 1993-2006 et tendance temporelle associée. Chaque sous-figure correspond à un mois dont le nom est inscrit en titre. La tendance temporelle a été testée avec coefficient de corrélation de Spearman dont les résultats sont inscrits dans le titre de chaque figure : une, deux et trois astérisques représentent une tendance temporelle significative, respectivement aux seuils de confiance de 90 %, 95 % et 99 %. Données NCEP-DOE AMIP-II.	152
Figure 61 : Pour chaque mois, la « boîte-à-moustaches » donne pour la température mensuelle moyenne : la médiane (barre centrale rouge), la moyenne (carré vert), les premier et troisième quartiles (limites inférieure et supérieure de la boîte), et l'étendue du reste des données (« moustaches » et signes plus). Période 1993-2006.	153
Figure 62 : Cycles annuels moyens des cumuls de précipitations hebdomadaires (a/) et quotidiennes (b/) de l'indice de précipitations de Dielmo/Ndiop ; la période de calcul est 1993-2007.	156
Figure 63 : Cumuls annuels de précipitations de l'indice Dielmo/Ndiop sur la période 1993-2007. Le trait horizontal en pointillés montre la moyenne sur cette période (693 mm/an). L'écart-type est de 155 mm.	157
Figure 64 : Pour chaque mois, la « boîte-à-moustaches » donne pour le cumul mensuel de précipitations : la médiane (barre centrale rouge), la moyenne (carré vert), les premier et troisième quartiles (limites inférieure et supérieure de la boîte), et l'étendue du reste des données (« moustaches » et signes plus). Période 1993-2007.	158
Figure 65 : Capture hebdomadaire moyenne d' <i>An. gambiae</i> s.l. par homme/nuit à Ndiop. Période : janvier 1993 à octobre 2007.	159
Figure 66 : Capture hebdomadaire moyenne d' <i>An. funestus</i> par homme/nuit à Ndiop. Période : janvier 1993 à octobre 2007.	160
Figure 67 : Cycles annuels moyens des densités hebdomadaires moyennes à Ndiop a/ : des <i>An. gambiae</i> s.l.. b/ : <i>An. funestus</i> . Période 1993:2007.	161
Figure 68 : Pour chaque mois, la « boîte-à-moustaches » donne pour la densité agressive mensuelle des <i>An. gambiae</i> s.l. (a/) et <i>funestus</i> (b) : la médiane (barre centrale rouge), la moyenne (carré vert), les premier et troisième quartiles (limites inférieure et supérieure de la boîte), et l'étendue du reste des données (« moustaches » et signes plus). Période 1993-2007.	162
Figure 69 : Première pluie de mousson par an (≥ 5 mm, courbe noire), Première attaque d' <i>An. gambiae</i> s.l. ≥ 1 homme/nuit (courbe rouge) ; Première attaque d' <i>An. funestus</i> . ≥ 1 homme/nuit (courbe verte).	163

Figure 70 : Nuages de points entre les dates de première capture ≥ 1 H/N à Ndiop et cumuls de précipitations depuis le début de l'année à cette même date. a/ pour <i>An. gambiae</i> s.l. et b/ pour <i>An. funestus</i> .	165
Figure 71 : Statistiques sur les décalages en nombre de jours entre dates à laquelle on atteint un certain cumul de précipitations et date de première capture ≥ 1 H/N à Ndiop. a/ le cas des <i>An. gambiae</i> s.l., b/ le cas de <i>An. funestus</i> . Pour la signification des divers éléments de la boîte à moustaches se reporter à la Figure 68.	166
Figure 72 : Analyse composite, au pas de temps hebdomadaire, opposant les années de faibles densités agressives (1994, 1996 et 1998 ; courbe rouge) aux années de fortes densités agressives (1999, 2001 et 2003 ; courbe noire). a/ <i>An. gambiae</i> s.l., b/ <i>An. funestus</i> , c/ précipitations de l'indice Dielmo/Ndiop, d/ précipitations cumulées depuis le début de l'année. La différence entre les composites a été testée au moyen du test en t de Student. Les valeurs significativement différentes (au seuil de confiance de 95 %) sont représentées au moyen d'un astérisque bleu sur l'axe des abscisses de chaque graphique.	169
Figure 73 : Analyse composite, au pas de temps hebdomadaire, opposant les années pré-1999 ; (courbe rouge) à l'année 1999 (courbe noire). Légende identique à la celle de la Figure 72.	170
Figure 74 : Exemple de gîtes larvaires d' <i>An. gambiae</i> s.l. (gauche) et d' <i>An. funestus</i> (droite).	171
Figure 75 : SWI du point de grille de Ndiop. En rouge : cycle annuel moyen calculé sur la période 1993-1998 ; en bleu : indice d'humidité des sols entre janvier 1999 et septembre 2000. Les astérisques représentent les différences significatives au regard du test en t de Student (à 95 %).	173
Figure 76 : Anomalies (en mm) mensuelles des précipitations CMAP de l'année 1999, calculées par rapport à la moyenne 1993-1998. Les différences significatives au regard du test en t de Student à (95 %) sont représentées en aplat gris.	174
Figure 77 : Anomalies (en %) mensuelles du SWI de l'année 1999, calculées par rapport à la moyenne 1993-1998. Seules les différences significatives (au seuil de 95 % d'indice de confiance; H_0 : il n'y a pas de différence significative entre les deux échantillons) au regard du test en t de Student sont cartographiées.	175
Figure 78 : Résultats de la régression multivariée des densités agressives mensuelles moyennes d' <i>An. gambiae</i> s.l. à Ndiop. Partie gauche : a/ : Observations (barres rouges) et estimation (ligne noire), b/ : résidus : observations-estimations. Période 1993-2006. Partie droite : tableau de Burt. Le pourcentage exprime comment ont été estimées les observations par le modèle par classe de valeurs. Les résultats sont répartis en trois classes d'amplitude égale.	178
Figure 79 : Légende identique à celle de la Figure 78 pour la régression multivariée des densités agressives hebdomadaires moyennes d' <i>An. gambiae</i> s.l. à Ndiop.	179
Figure 80 : Légende identique à celle de la Figure 78 pour la régression multivariée des densités agressives mensuelles moyennes d' <i>An. funestus</i> à Ndiop.	181
Figure 81 : Légende identique à celle de la Figure 78 pour la régression multivariée des densités agressives hebdomadaires moyennes d' <i>An. gambiae</i> s.l. à Ndiop.	182

Liste des tableaux

- Tableau 1 :** Caractéristiques des satellites et des mesures au sol utilisés par les données CMAP et GPCP. Tableau inspiré de Gruber et al. (2000). _____ 26
- Tableau 2 :** Récapitulatif et caractéristiques des différentes variables NCEP-DOE AMIP-II utilisées au cours de l'étude. _____ 30
- Tableau 3 :** Sont répertoriées dans ce tableau les dix années pour lesquelles les cumuls de précipitations de septembre à décembre sont les plus faibles (années sèches) et les plus forts (années humides), respectivement sur les domaines AfO, SOUSAH, SAH, SOU et GUI. Les années soulignées sont les années qui ont été sélectionnées pour la réalisation des composites visant à montrer l'impact des conditions de retrait de la mousson, anormalement sèches et humides. _____ 54
- Tableau 4 :** Coefficient de détermination ($r^2 \times 100$) calculé entre des séries pentadaires brutes de précipitations (P), flux verticaux de chaleur sensible (S), latente (L) et rapport de Bowen (S/L). Les corrélations (r) sont calculées sur des bimestres successifs de chaque année d'étude (23 années entre 1979 et 2001). Par exemple, JF correspond au coefficient de détermination entre la série janvier-février et la série mars-avril de chaque année. Les astérisques marquent les corrélations significatives au seuil de confiance de 95 % lues dans la table de Bravais-Pearson en fonction du nombre de degrés de liberté associé au nombre d'individus. _____ 66
- Tableau 5 :** Dates moyennes de début et de fin de pauses détectées sur les indices soudano-sahélien et guinéen des données CMAP. Période 1979-2006. _____ 82
- Tableau 6 :** Date de fin de pause par année, déterminée à partir des données CMAP. Pour chaque année, la ligne du haut renseigne sur le numéro de pentade de la fin de pause. La durée en pentade est notée entre parenthèses, la ligne du bas indique la date en jour de la fin de pause. En gras sont notées les dates fournies par le fichier GPCP lorsque les dates diffèrent. Les étoiles et les losanges indiquent les années choisies, respectivement, pour les années précoces et tardives de la composite de la Figure 31. _____ 85
- Tableau 7 :** Coefficient de corrélation ($\times 100$) entre les dates de fin de pause sur les indices soudano-sahélien et guinéen. Les corrélations sont calculées deux à deux (#1/2 indique, par exemple, que la corrélation a été calculée entre les dates de fin de pauses $n^{\circ}1$ et $n^{\circ}2$). Période 1979-2006. * et ** marquent respectivement les corrélations significatives au seuil de confiance de 95 % et 99 % lues dans la table de Bravais-Pearson en fonction du nombre de degrés de liberté associé au nombre d'individus. _____ 86
- Tableau 8 :** Dates moyennes et écart-types des débuts, fins des pauses de la mousson établis sur les indices sud et nord (1951-1996). _____ 107
- Tableau 9 :** Dates de démarrage de la saison soudano-sahélienne obtenues avec les fichiers de précipitations CMAP et GPCP sur la période 1979-2006. N.B. Contrairement aux autres résultats présentés dans ce chapitre, ici les résultats de la détermination des dates de démarrage sont présentés sur la période 1979-2006. La raison est que la détermination des dates pour les années 2005 et 2006 a été réalisée a posteriori par rapport au reste de l'étude. Nous avons pris le parti de les présenter ici dans le but de donner le maximum de résultats au lecteur. _____ 115
- Tableau 10 :** Résultats de la classification de l'IDD obtenue par la méthode des nuées dynamiques. Les dates moyennes obtenues par type sont également représentées (colonne centrale). Période 1979-2004. _____ 117
- Tableau 11 :** Résultats des expériences réalisées avec les champs ($30^{\circ}\text{S}-40^{\circ}\text{N}$; $40^{\circ}\text{W}-40^{\circ}\text{E}$), filtrés par ACP avec et sans rotation, de différents paramètres atmosphériques (voir 1^{ère} ligne du tableau et texte pour plus de détails). R^2 est le coefficient de détermination $\times 100$; il

exprime le pourcentage de variance commune entre la série à prédire (dates de démarrage fournies par les précipitations CMAP) et la prévision donnée par les différents modèles. 131

Tableau 12 : Résultats de l'expérience menée avec les précipitations. La première ligne correspond aux variables sélectionnées, la deuxième aux coefficients de régression associés à chaque prédicteur, la troisième indique les valeurs des corrélations linéaires simples entre prédicteurs et dates observées de démarrage de saison des pluies soudano-sahélienne. Les niveaux de significativité statistique aux seuils de confiance de 99 %, 95 % et 90 % sont notés respectivement ***, ** et *. La significativité statistique des corrélations a été testée en fonction du nombre de degrés de libertés, les autres statistiques par la procédure de Monte Carlo (1 000 simulations). Voir Figure 53 pour les secteurs géographiques sur lesquels ont été établis les différents indices et gradients. 133

Tableau 13 : Table de contingence des résultats de l'expérience basée sur les précipitations vs les dates observées (colonnes) de démarrage et les dates de la prévision (lignes). Les dates ont été réparties dans trois classes : précoce (<35^{ème} pentade), normale ([35^{ème} pentade 37^{ème} pentade]), et tardive (>37^e pentade). La moyenne et l'écart-type de ces différences ont été calculés et sont indiqués pour chaque case. Pour référence sur cette expérience, la moyenne des différences sur les 26 années d'étude est de -0,1, et l'écart-type de 0,9. 135

Tableau 14 : Légende identique à celle du Tableau 12 pour l'expérience basée sur l'ESH et la pression au niveau de la mer. 137

Tableau 15 : Table de contingence des résultats de l'expérience basée sur l'ESH et la pression au niveau de la mer vs les dates observées de démarrage. Légende identique à celle du Tableau 13. La moyenne et l'écart-type de ces différences ont été calculés et sont indiqués pour chaque case. Pour référence sur cette expérience la moyenne des différences sur les 26 années d'étude est de -0,1, et l'écart-type de 1,3. 138

Tableau 16 : Valeurs extrêmes des températures minimales et maximales mesurées à Ndiop entre 1993 et 2006. Deux périodes d'étude : de janvier à décembre et de juin à décembre. Données in situ. 149

Tableau 17 : Statistiques de la comparaison des données de températures in situ de Ndiop et des températures des réanalyses NCEP-DOE AMIP-II du point de grille correspondant. R représente le coefficient de corrélation entre les deux séries (***) indiquent une significativité à 99 %), rmse représente la root mean square error. 150

Tableau 18 : Statistiques issues de la comparaison des données de précipitations (en mm) mesurées dans les villages de Ndiop et de Dielmo (colonne de gauche). L'indice de précipitations de la zone de Dielmo/Ndiop est aussi comparé avec les précipitations de Toubacouta (colonne centrale) et les précipitations CMAP (colonne de droite). Les corrélations ont été calculées sur les séries en anomalies (quotidiennes, hebdomadaires, mensuelles et annuelles) au contraire du calcul de la rmse qui a été effectué sur les données brutes. R représente le score du coefficient de corrélation entre les séries, rmse (root mean square error en mm) qui correspond à la racine carrée de l'erreur carrée moyenne. Les coefficients ont été testés : 3 astérisques correspondent à une valeur significative au seuil de confiance de 99 %. 154

Tableau 19 : Coefficients de corrélation calculés entre la valeur maximale de densité agressive d'*An. gambiae* s.l. (colonne centrale), d'*An. funestus* (colonne de droite) et : les cumuls de précipitations annuels (*An* 0 ; ligne centrale) ; les cumuls de précipitations de l'année (*An* 0) et de l'année précédente (*An* -1; ligne du bas). Les coefficients de corrélations ont été testés. Un astérisque représente une significativité au seuil de confiance de 95 %, deux astérisques une significativité au seuil de confiance de 99 %. Période d'étude 1993-2007. 172

Tableau 20 : Résultats de la régression multivariée des densités agressives mensuelles moyennes d'*An. gambiae* s.l. Période 1993-2006. La 1^{ère} ligne indique les prédicteurs sélectionnés, la 2^e les coefficients de régression de chaque prédicteur, la 3^e les coefficients de

*corrélation entre chaque prédicteur et le prédicant (***) = significatif à 99 %, ** = significatif à 95 %), la 4^e le facteur d'inflation de la variance et la 5^e le coefficient de détermination (x 100) entre séries observées et estimées* _____ 177

Tableau 21 : Légende identique à celle du Tableau 20. Les résultats sont ici ceux de la régression multivariée des densités agressives hebdomadaires moyennes d'*An. gambiae* s.l. des années 1993, 1995, 1998, 1999, 2000 et 2001. _____ 178

Tableau 22 : Légende identique à celle du Tableau 20. Le prédicant est ici la densité aggressive mensuelle moyenne d'*An. funestus* des années 1993, 1995, 1998, 1999, 2000 et 2001. _____ 180

Tableau 23: Légende identique à celle du Tableau 20. Le prédicant est ici la densité aggressive hebdomadaire d'*An. funestus* des années 1993, 1995, 1998, 1999, 2000 et 2001. 181

Bibliographie

AMMA, (2002) : Livre blanc. 82 p.

Adefolalu D.O., (1983) : Monsoon Onset in West Africa - Application of Satellite Imagery. *Arch. Met. Geoph. Biocl*, **32**, 2-3, p.103-117.

Adejokun J.A., (1985) : Numerical Weather Prediction for the West African Monsoon Experiment. PhD, The Florida State University.

Afouda A., Alé C., Depraetère L., Le Barbé L. et Lebel T., (1998) : Rainfall variability and continental water resources : The Catch Project. *IAHS Publ.*, **274**, p. 143-151.

Ali A., Amani A. et Lebel T., (2004) : Estimation des pluies au Sahel: utilisation d'un modèle d'erreur pour évaluer les réseaux sol et produits satellitaires. *Sécheresse*, **3**, 15, p. 271-278.

Ali A., Amani A., Diedhiou A. et Lebel T., (2005) : Rainfall Estimation in the Sahel. Part II: Evaluation of Rain Gauge Networks in the CILSS Countries and Objective Intercomparison of Rainfall Products. *Journal of Applied Meteorology*, **44**, 11, p. 1707-1722.

Arkin P.A. et Meisner B.N., (1987) : The relationship between large-scale convective rainfall and cold cloud over the western hemisphere during 1982-84. *Monthly Weather Review*, **115**, p. 51-74.

Ati O.F., Stigter C.J. et Oladipo E.O., (2002) : A comparison of methods to determine the onset of the growing season in northern Nigeria. *International Journal of Climatology*, **22**, 6, p. 731-742.

Barnston A.G., (1992) : Correspondence among the correlation, RMSE and Heidke score. *Weather and Forecasting*, **7**, p. 699-709.

Bouroche J.M., Saporta, G., (1987) : L'analyse des données. Que sais je n°1854. PUF, 128p.

Bowen I.S., (1926) : The Ratio of Heat Losses by Conduction and by Evaporation from any Water Surface. *Physics review*, **27**, 6, p. 779-787.

Buckle C., (1996) : Weather and climate in Africa. Addison Wesley Longman Limited, Essex, England, 312 p.

Camberlin P. et Diop M., (2003) : Application of Daily Rainfall Principal Component Analysis to the Assessment of the Rainy Season Characteristics in Senegal. *Climate Research*, **23**, 2, p. 159-169.

Caminade C., (2006) : Rôle de l'océan et influence des émissions d'origine anthropique sur la variabilité climatique en Afrique. Thèse de doctorat, Université Toulouse III, 220 p.

Cattell R., (1966) : The scree test for number of factors. *Multivariate Behavioral Research*, **1**, p. 245-276.

Charney J., Quirk W.J., Show S.H. et Kornfield J., (1975) : Dynamics of deserts and droughts in the Sahel. *Quarterly Journal Of the Royal Meteorological Society*, **101**, 428, p. 193-202.

Charney J.G., Quirk W.J., Show S.H. et Kornfield J., (1977) : A comparative study of the effects of albedo change on drought in semiarid regions. *Journal of Atmospheric Science*, **34**, p. 1336-1385.

Chatterjee S. et Price B., (1977) : Regression analysis by example. John Wiley & Sons, 228 p.

Chen T.C., (1982) : On the kinetic energy budget of the summer-mean flow at 200mb in the tropics. *Tellus*, **34**, p. 55-62.

Cook K.H., (1999) : Generation of the African Easterly Jet and Its Role in Determining West African Precipitation. *Journal of Climate*, **12**, p. 1165-1184.

Craig M.H., Snow R.W. et Le Sueur D., (1999) : A Climate-based Distribution Model of Malaria Transmission in Sub-Saharan Africa. *Parasitology Today*, **15**, 3, p. 105-111.

Dhonneur G., (1985) : Traité de météorologie tropicale. Direction de la météorologie, Paris, 151 p.

Diagne N., Fontenille D., Konate I., Faye O., Legros F., Traore-Lamizana M., Molez J.F. et Trape J.F., (1994) : Les anophèles du Sénégal. Liste commentée et illustrée. *Bulletin de la Société de Pathologie Exotique*, **87**, p. 267-277.

Diday E., (1971) : La méthode des Nuées dynamiques. *Revue de Statistique Appliquée*, **19**, 2, p. 19-34.

Diday E. et Simon J.C., (1976) : Clustering Analysis. Springer-Verlag, Ed. K.S. Fu, 47 p..

Dieng O., Roucou P. et Louvet S., (2008) : Variabilité intrasaisonnière des précipitations au Sénégal (1951-1996). *Sécheresse*, p. sous-presse.

Diop M., (1996) : A propos de la durée de la saison des pluies au Sénégal. *Sécheresse*, **7**, 1, p. 7-15.

Douville H. et Chauvin F., (2000) : Relevance of soil moisture for seasonal climate predictions : a preliminary study. *Climate Dynamics*, **16**, 4, p. 719-736.

Douville H., Conil S., Tytega S. et Voldoire A., (2007) : Soil moisture memory and West African monsoon predictability : artefact or reality?. *Climate dynamics*, **28**, 7-8, p. 723 - 742.

- Drobinski P., Sultan B. et Janicot S., (2005)** : Role of the Hoggar massif on the West African monsoon onset. *Geophysical Research Letters*, **32**, p. doi:10.1029/2004GL020710.
- Eltahir E.A. et Gong C., (1996)** : Dynamics of wet and dry years in West Africa, *Journal of Climate*. *Journal of Climate*, **11**, p. 2078-2096.
- Emanuel K.A., (1995)** : On thermally direct circulations in moist atmospheres. *Journal of Atmospheric Sciences*, **52**, 9, p. 1529-1534.
- Faye O, Sy N, Ndiaye G, Konate L, Faye, O., M. Diop, Y. Dieng, T. Dieng, I. B. Bah, O. Gaye, O. N'dir, S. Diallo, (2002)** : Impact des modifications limnologiques du lac de Guiers sur l'épidémiologie du paludisme.
- Faye O., Gaye O., Fontenille D., Hébrard G., Konaté L., Sy N., Hervé J.P., Touré Y., Diallo S., Molez J.F. et Mouchet J., (1995)** : Sécheresse et la baisse du paludisme dans les Niayes, Sénégal. *Cahiers Santé*, **5**, p. 229-305.
- Federighi E., (1959)** : Extended tables of the percentage points of Student's distribution. *Journal of the American Statistical Association*, **54**, p. 683-688.
- Ferraro F., Weng F., Grody N.C. et Basist A., (1996)** : An eight-year (1987–1994) time series of rainfall, clouds, water vapor, snow cover, and sea ice derived from SSM/I measurements. *Bulletin of American Meteorological Society*, **77**, p. 891–905.
- Ferraro R. et Marks G., (1995)** : The development of SSM/I rainrate retrieval algorithms using ground-based radar measurements. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **12**, p. 755–770.
- Folland C.K., Palmer T.N. et Parker D.E., (1986)** : Sahel rainfall and worldwide sea temperatures. *Nature*, **320**, p. 602-607.
- Fontaine B., (1990)** : Étude comparée des moussons indienne et Ouest africaine : caractéristiques, variabilité et téléconnexions. , Université de Bourgogne, 232 p.
- Fontaine B. et Janicot S., (1992)** : Wind field coherence and its variations over West Africa. *Journal of Climate*, **5**, p. 512–524.
- Fontaine B. et Philippon N., (2000)** : Seasonal evolution of boundary layer heat content in the West African monsoon from the NCEP/NCAR reanalysis (1968-1998). *International Journal of Climatology*, **20**, 14, p. 1777-1790.
- Fontaine B., Louvet S. et Roucou P., (2007)** : Fluctuations in annual cycles and inter-seasonal memory in West Africa: rainfall, soil moisture and heat fluxes. *Theoretical and Applied Climatology*, **88**, 1-2, p. 57-70.

Fontaine B., Philippon N. et Camberlin P., (1999) : An improvement of June-September rainfall forecasting in the Sahel based upon region April-May moist static energy content (1968-1997). *Geophysical Research Letters*, **26**, 14, p. 2041-2044.

Fontaine B., Philippon N., Trzaska S. et Roucou P., (2002) : Spring to Summer changes in the West African monsoon through NCEP/NCAR reanalyses (1968-1998). *Journal of Geophysical Research*, **107**, 10, p. 10.1029-10.1037.

Fontenille D., Lochouarn L., Diatta M., Sokhna C., Dia I., Diagne N., Lemasson J.J., Ba K., Tall A., Rogier C. et Trape J.F., (1997) : Four years' entomological study of the transmission of seasonal malaria in Senegal and the bionomics of *Anopheles gambiae* and *A. arabiensis*. *Transactions of the royal society of tropical medicine and hygiene*, **91**, p. 647-652.

Giannini A., Saravanan R. et Chang P., (2003) : Oceanic Forcing of Sahel Rainfall on Interannual to Interdecadal Time Scales. *Science* , DOI: **10.1126/science.1089357**.

Gillies M.T. et Coetzee M., (1987) : A Supplement to the Anophelinae of Africa South of the Sahara. . Johannesburg: South African Institute of Medical Research, 143 p.

Gillies M.T. et De Meillon B., (1968) : The Anophelinae of Africa South of the Sahara, 2nd edition. Johannesburg: South African Institute of Medical Research, 343 p.

Grist, J.P. and Nicholson, S.E. (2001) : A study of the dynamic factors influencing the rainfall variability in the West African Sahel. *Journal of Climate*, **14**, (7), 1337-1359.

Grodsky S.A. et Carton J.A., (2001) : Coupled land/atmosphere interactions in the West African Monsoon. *Geophysical Research Letters*, **28**, p. 1503-1506.

Gruber A., Su X., Kanamitsu M et Schemm J., (2000) : The comparison of two merger rain gauge – Satellite precipitation datasets. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **81**, 11, p. 2631-2643.

Hamon J., Coz J., Adam J.P., Holstein M., Rickenbach A., Brengues J., Subra R., Sales S. et Eyraud M., (1966) : Contribution à l'étude de la répartition des anophèles en Afrique occidentale. *Cahier ORSTOM, Sér. Ent. Méd. Parasitol.*, **4**, p. 13-70.

Hastenrath S., (1984) : Interannual variability and annual cycle: Mechanisms of circulation and climate in the Tropical Atlantic sector. *Monthly Weather Review*, **112**, 6, p. 1097-1107.

Huffman G.J., Adler R.F., Arkin P.A., Chang A., Ferraro R., Gruber A., Janowiak J.E., McNab A., Rudolf B.R. et Schneider U., (1997) : The Global Precipitation Climatology Project (GPCP) Combined Precipitation Dataset. *Bulletin of American Meteorological Society*, **78**, p. 5-20.

Janicot S., (1997) : Le projet WAMP (West African Monsoon Project). Ateliers de Modélisation de l'Atmosphère, Toulouse, France. p. 117-119.

Janicot S., (2002) : La mousson d'Afrique de l'Ouest. Rapport d'habilitation à diriger des recherches, Université Pierre et Marie Curie (Paris 6), 105 p.

Janicot S. et Fontaine B., (1993) : L'évolution des idées sur la variabilité interannuelle récente des précipitations en Afrique de l'Ouest. *La Météorologie*, **8**, p. 28-53.

Janicot S. et Sultan B., (2001) : Intra-seasonal modulation of convection in the West African monsoon. *Geophysical Research Letters*, **28**, 3, p. 523-526.

Janicot S., Ali A., Asencio N., Berry G., Bock O., Bourles B., Caniaux G., Chauvin F., Deme A., Fontaine B., Kergoat L., Lafore J.P., Lavaysse C., Lebel T., Marticorena B., Mounier F., Redelsberger J.L., Reeves C., Roca R., De Rosnay P., Sultan B., Thorncroft C., Tomasini M. et ACMAD forecasters team, (2007) : Large-scale overview of the summer monsoon over West and Central Africa during AMMA field experiment in 2006. *Annales Geophysicae*, p. soumis.

Janicot S., Trzaska S. et Pocard I., (2001) : Summer Sahel-ENSO teleconnection and decadal time scale SST variations. *Climate Dynamics*, **18**, p. 303-320.

Janowiak J.E. et Arkin P.A., (1991) : Rainfall variations in the tropics during 1986–1989 as estimated from observations of cloud top temperature. *Journal of Geophysical Research*, **96**, p. 3359–3373.

Jury, M.R., Enfield, D.B. et Melice, J.L., (2002) : Tropical monsoons around Africa: Stability of El Niño–Southern Oscillation associations and links with continental climate. *Journal of Geophysical Research*. doi:10.1029/2000JC000507.

Kanamitsu M., Ebisuzaki W., Woollen J., Yang S.K., Hnilo J.J., Fiorino M. et Potter G.L., (2002) : NCEP-DOE AMIP II reanalysis (R-2). *Bulletin of American Meteorological Society*, **83**, 11, p. 1631-1643.

Konate L., Diagne N., Brahimi K., Faye O., Legros F., Rogier C., Petrarca V. et Trape J.F., (1994) : Biologie des vecteurs et transmission de Plasmodium Falciparum, P. Malariae et P. Ovale dans un village de savanne d'Afrique de l'Ouest (Dielmo, Sénégal). *Parasite*, **1**, p. 325-333.

Konate L., Diop A., Sy N., Faye M.N., Deng Y., Izri A., Faye O. et Mouchet J., (2001) : Comeback of Anopheles funestus in Sahelian Senegal. *The Lancet*, **358**, p. 336.

Koster R.D., Dirmeyer P.A., Guo Z., Bonan G., Chan E., Cox P., Gordon C.T., Kanae S., Kowalczyk E., Lawrence D., Liu P., Lu C., Malyshev S., McAvaney B., Mitchell K., Mocko D., Oki T., Oleson K., Pitman A., Sud Y.C., Taylor C.M., Verseghy D., Vasic R.,

Xue Y. et Yamada T., (2004) : Regions of strong coupling between soil moisture and precipitation. *Science*, **305**, p. 1138–1140.

Labbo R., Fouta A., Jeanne I., Ousmane I. et Duchemin J.B., (2004) : *Anopheles funestus* in Sahel: new evidence from Niger. *Lancet*, **363**, p. 660.

Lachenbruch P.A. et Mickey M.R., (1968) : Estimation of error rate in discriminant analysis. *Technometrics*, **10**, p. 1-11.

Lafore J.P. et Moncrief M.W., (1989) : A numerical investigation of the organization and interaction of the convective and stratiform regions of tropical squall lines. *Journal of Atmospheric Sciences*, **46**, p. 521-544.

Lamb P., (1978) : Large-scale tropical Atlantic surface circulation pattern during recent sub-Saharan weather anomalies: 1967 and 1968. *Monthly Weather Review*, **106**, p. 482-491.

Laux P., Kunstmann H. et Bárdossy A., (2007) : Predicting the regional onset of the rainy season in West Africa. *International Journal of Climatology*, p. DOI: 10.1002/joc.

Lavaysse C., Flamant C., Janicot S., Lafore J.P., Parker D.J. et Pelon J., (2007) : Seasonal evolution of the West African Heat Low: a climatological perspective : African Monsoon Multidisciplinary Analysis : 2nd International Conference, Karlsruhe.

Le Barbé L. et Lebel T., (1997) : Rainfall climatology of the Hapex-Sahel region during the years 1950–1990. *Journal of Hydrology*, **188/189**, p. 43–73.

Le Barbé L., Lebel T. et Tapsoba D., (2002) : Rainfall variability in West Africa during the years 1950–90. *Journal of Climate*, **15**, 2, p. 187–202.

Lebel T., Sauvageot H., Hoepffner M., Desbois M., Guillot B. et Hubert P., (1991) : Estimation des précipitations au Sahel : l'expérience Epsat-Niger. *Hydrologie continentale*, **6**, 2, p. 133-143.

Li H., Robock A., Liu S., Mo X. et Viterbo P., (2005) : Evaluation of reanalysis soil moisture simulations using updated Chinese soil moisture observations. *Journal of Hydrometeorology*, **6**, p. 180–193.

Lindsay S.W. et Birley M.H., (1996) : Climate change and malaria transmission. *Annals of Tropical Medicine Parasitology*, **90**, 6, p. 573-588.

Lindsay S.W., Parson L. et Thomas C.J., (1998) : Mapping the ranges and relative abundance of the two principal African malaria vectors, *Anopheles gambiae sensu stricto* and *An. arabiensis*, using climate data. *Proc. R. Soc. Lond.*, **265**, 1399, p. 847-754.

Lough J.M., (1986) : Tropical Atlantic sea surface temperature and rainfall variations in Sub-Saharan Africa. *Monthly Weather Review*, **114**, p. 561-570.

- Louvet S. et Janicot S., (2003)** : Study of the first Guinean rainy season and role of the Subtropical Jet of the Northern Hemisphere. *Proceedings EGS-AGU Joint Assembly*.
- Louvet S., Fontaine B. et Roucou P., (2003)** : Active phases and pauses during the installation of the West African monsoon through 5-day CMAP rainfall data (1979-2001). *Geophysical Research Letters*, **30**, p. 2271-2275.
- Louvet S., Fontaine B. et Roucou P., (2007)** : Which rainfall dataset can be used to study African monsoon at intra-seasonal timescale? . http://www.u-bourgogne.fr/climatologie/AMMA_D1.1.3/other_rainfall_product.htm.
- Madden R.A. et Julian P.R., (1971)** : Detection of a 40-50 day oscillation in the zonal wind in the tropical Pacific. *Journal Atmospheric Sciences*, **28**, p. 702-708.
- Martiny N., Richard Y. et Camberlin P., (2005)** : Interannual persistence effects in vegetation dynamics of semi-arid Africa. *Geophysical Research Letters*, **32** L24403, doi:10.1029/1995GL024634, 24.
- Matthews A.J., (2000)** : Propagation mechanisms for the Madden-Julian oscillation. *Quarterly Journal Of the Royal Meteorological Society*, **126**, p. 2637-2652.
- Matthews A.J., (2004)** : Intraseasonal variability over tropical Africa during northern summer. *Journal of Climate*, **17**, p. 2427-2440.
- Maurer E., O'Donnell G.M. et Lettenmaier D.P., (2001)** : Evaluation of the Land Surface Water Budget in NCEP/NCAR and NCEP/DOE Reanalyses using an Off-line Hydrologic Model. *Journal of Geophysical Research*, **106**, 16, p. 17.841-17.862.
- Michelangeli P.A., Vautard R. et Legras B., (1995)** : Weather regimes: recurrence and quasi stationarity. *Journal of Atmospheric sciences*, **52**, p. 1237-1256.
- Moore D., (1979)** : Statistics: Concepts and Controversies. New York: WH Freeman, 3 p..
- Moron V., Bigot S. et 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**, 12, p. 1297-1322.
- Morrissey M.L. et Greene J.S., (1991)** : The Pacific atoll rain gage data set. University of Hawaii at Manoa, Honolulu, 9 p.
- Mouchet J., Faye O., Julvez J. et Manguin S., (1996)** : Drought and malaria retreat in the Sahel, west Africa. *Lancet*, **348**, p. 1735-1736.
- Mounier F., (2005)** : La variabilité intrasaisonnière de la mousson de l'Afrique de l'Ouest et Centrale. Thèse de doctorat, École Polytechnique, 270 p.
- Murakami M., (1979)** : Large scale aspects of deep convective activity over the Gate area. *Monthly Weather Review*, **107**, 8, p. 994-1013.

Mérienne P., (1993) : Petit Atlas Mondial. Ouest France, 49 p.

Ndiaye O., Le Hesran J.Y., Etard J.F., Diallo A., Simondon F., Ward M.N. et Robert V., (2001) : Variations climatiques et mortalité attribuée au paludisme dans la zone de Niakhar, Sénégal, de 1984 à 1996. *Cahiers d'études et de recherches francophones / Santé*, **11**, 1, p. 25-33.

Newell R.E. et Kidson J.W., (1984) : African mean wind changes between Sahelian wet and dry periods. *Journal of Climatology*, **4**, 1, p. 27-33.

Nicholson S. et Palao I., (1993) : A re-evaluation of rainfall variability in the Sahel. Part 1. Characteristics of rainfall fluctuations. *International Journal of Climatology*, **13**, p. 371-389.

North G., Bell T. et Calahan R., (1982) : Sampling errors in the estimation of empirical orthogonal functions. *Monthly weather review*, **110**, p. 699-706.

Omer S.M. et Cloudsley-Thompson J.L., (1970) : Survival of female *Anopheles gambiae* Giles through a 9-month dry season in Sudan. *Bulletin World Health Organization*, **42**, 2, p. 319-330.

Omotosho J.B., Balogun A.A. et Ogunjobi K., (2000) : Predicting monthly and seasonal rainfall, onset and cessation of the rainy season in the West Africa using only surface data. *International Journal of Climatology*, **20**, p. 865-880.

Peyrillé P., (2006) : Etude idéalisée de la mousson ouest-africaine à partir d'un modèle numérique bi-dimensionnelle. , Université Paul Sabatier- Toulouse III, 206 p.

Philippon N., (2002) : Une nouvelle approche pour la prévision statistique des précipitations en Afrique de l'Ouest et de l'Est: méthodes, diagnostiques (1968-1998) et applications (2000-2001). Thèse de doctorat, Université de Bourgogne, 241 p.

Philippon N. et Fontaine B., (2002) : The relationship between the Sahelian and previous 2nd Guinean rainy seasons: a monsoon regulation by soil wetness?. *Annales Geophysicae*, **20**, 4, p. 575-582.

Pohl B., (2007) : L'oscillation de Madden-Julian et la variabilité pluviométrique régionale en Afrique Sub-saharienne. Thèse de doctorat, Université de Bourgogne, 284 p.

Pohl B., Camberlin P. et Roucou P., (2005) : Typology of pentad circulation anomalies over the Eastern Africa–Western Indian Ocean region, and their relationship with rainfall. *Climate Research*, **29**, p. 111-127.

Ramel R., Gallee H., Messenger C., (2006) : On the northward shift of the West African monsoon. *Climate Dynamics*, **26**, p. 429-440.

- Redelsperger J.L. et Lafore J.P., (1988)** : A Three-Dimensional Simulation of a Tropical Squall Line: Convective Organization and Thermodynamic Vertical Transport. *Journal of Atmospheric Sciences*, **45**, , p. 1334–1356.
- Reed R.J., Norquist D. et Recker E.E., (1977)** : The structure and properties of African wave disturbances as observed during the Phase III of Gate. *Monthly Weather Review*, **105**, p. 317-333.
- Reiter P., (2001)** : Climate Change and Mosquito-Borne Disease. *Environmental Health Perspectives*, **109**, supplement 1, p. 141-161.
- Richman M.B., (1986)** : Rotation of principal components. *Journal of Climatology*, **7**, 5, p. 293-335.
- Riehl H., (1969)** : Sur le rôle des tropiques dans la circulation générale de l'atmosphère. *Weather*, **24**, p. 503-538.
- Riehl H. et Malkus J.S., (1958)** : On the Heat Balance of the Equatorial Trough Zone. *Geophysica*, **6**, p. 503-538.
- Robert V., Planchon O., Lapetite J.M. et Esteves M., (1999)** : Rainfall is not a direct mortality factor for anopheline larvae. *Parasite*, **6**, p. 195-196.
- Roux F., (1987)** : The squall lines of COPT81: Environment, precipitations, kinematics and thermodynamics. Thèse de doctorat, Univeristé Paris 7, 368 p.
- Rowell D.P., (2003)** : The Impact of Mediterranean SSTs on the Sahelian Rainfall Season. *Journal of Climate*, **16**, p. 849-862.
- Rudolf B., Hauschild H., Ruth W. et Schneider U., (1996)** : Comparison of raingauge analyses, satellite-based precipitation estimates, and forecast model results. *Advances in Space Research*, **18**, 7, p. 53–62.
- Sagna P., (1999)** : Particularités pluviométriques de la façade Ouest du Sénégal. *Publications de l'AIC*, **12**, p. 132-140.
- Saporta G., (1990)** : Probabilités, analyse des données et statistiques. Technip, 493 p..
- Schwinning S., Sala O.E., Loik M.E. et Ehleringer J.R., (2004)** : Thresholds, memory, and seasonality: Understanding pulse dynamics in arid/semi-arid ecosystems. *Oecologia*, **141**, 2, p. 191-193.
- Shinoda M. et Yamaguchi Y., (2003)** : Influence of Soil Moisture Anomaly on Temperature in the Sahel: A Comparison between Wet and Dry Decades. *Journal of Hydrometeorology*, **4**, 2, p. 437-447.

Sijikumar S., Roucou P., Fontaine B., (2006) : Monsoon onset over Sudan-Sahel: Simulation by the regional scale model MM5. *Geophysical Research Letters*, 33, L03814, doi : 10.1029/2005GL024819, 2006.

Sivakumar M.V.K., (1988) : Predicting rainy season potential from the onset of rains in Southern Sahelian and Sudanian climate zones of West Africa . *Agriculture and Forest Meteorology*, 42, p. 295-305.

Snedecor G.W. et Cochran W.G., (1956) : Statistical methods applied to experiments in agriculture and biology. Iowa State University Press.

Snow R.W., Trape J.F. et Marsh F., (2001) : The past, present and future of childhood malaria mortality in Africa. *Trends parasitology*, 17, 12, p. 593-597.

Spencer R.W., (1993) : Global oceanic precipitation from the MSU during 1979-91 and comparisons to other climatologies. *Journal of Climate*, 6, p. 1301-1326.

Sud Y. et Molod A., (1988) : The roles of dry convection, cloud-radiation feedback processes and the influence of recent improvements in the parameterization of convection in the GLA GCM. *Monthly weather review*, 116, 11, p. 2366-2387.

Sultan B., (2002) : Etude de la mise en place de la mousson en Afrique de l'Oest et de la variabilité intrasaisonnière de la convection. Applications à la sensibilité des rendements agricoles. Thèse de doctorat, Université Paris 7 - Denis Diderot, 283 p.

Sultan B. et Janicot S., (2000) : Abrupt shift of the ITCZ over West Africa and intra-seasonal variability. *Geophysical Research Letters*, 27, p. 3353-3356.

Sultan B. et Janicot S., (2003) : The West African Monsoon Dynamics. Part II : The "Preonset" and the "Onset" of the summer Monsoon. *Journal of Climate*, 16, 21, p. 3407-3427.

Taylor C.M., Said F. et Lebel T., (1997) : Forecasting between the land surface and mesoscale rainfall variability during Hapex-Sahel. *Monthly Weather Review*, 125, p. 2211-2227.

Thomson R.M., Payne, S W, Recker, E E et Reed R.J., (1979) : Structure and properties of synoptic-scale wave disturbances in the Intertropical Convergence Zone of the Eastern Atlantic. *Journal of Atmospheric Sciences*, 36, p. 53-72.

Thorncroft C.D. et Blackburn M., (1999) : Maintenance of the African easterly jet. *Quarterly Journal Of the Royal Meteorological Society*, 125, p. 763-786.

Trape J.F., (1999) : Changements climatiques et maladies infectieuses : le cas du paludisme et de la borréliose à tiques. *Médecine et Maladies Infectieuses* , 29, 5, p. 296-300.

- Trape J.F., Pison G, Spiegel A, Enel C et Rogier C, (2002) :** Combating malaria in Africa. *Trends Parasitology*, **18**, 5, p. 224-230.
- Trape J.F., Rogier C., Konate L., Diagne N., Bouganki H., Canque B., Legros F., Badji A., Ndiaye G., Ndiaye P., Brahimi K., Faye O., Druilhe P. et Pereira da Silva L., (1994) :** The Dielmo project : A longitudinal study of natural malaria infection and the mechanisms of protective immunity in a community living in a holoendemic area of Senegal. *American Society of Tropical Medicine Hygiene*, **51**, 2, p. 123-137.
- Ullmann A. et Moron V., (2007) :** Weather regimes and sea level variations over Gulf of Lions (French Mediterranean coast) during the 20th century. *International Journal of Climatology*, p. DOI: 10.1002/joc.1527.
- Uppala S.M., Kallberg P.W., Simmons A.J., Andrae U., da Costa Bechtold V., Fiorino M., Gibson J.K., Haseler J., Hernandez A., Kelly G.A., Li X., Onogi K., Saarinen S., Sokka N., Allan R.P., Andersson E., Arpe K., Balmaseda M.A., Beljaars A.C.M., 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.J., Isaksen L., Janssen P.A.E.M., Jenne R., McNally A.P., Mahfouf J.F., Morcrette J.J., Rayner A., Saunders R.W., Simon P., Sterl A., Trenberth K.E., Untch A., Vasiljevic D., Viterbo P. et Woollen J., (2005) :** The ERA-40 re-analysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **101** doi:10.1256/qj.04.176, p. 2961-3012.
- Von Storch H. et Zwiers F.W., (1999) :** Statistical Analysis in Climate Research. Cambridge University Press, 484 p.
- Wagner W. et Scipal K., (2000) :** Large-Scale Soil Moisture Mapping in Western Africa using the ERS Scatterometer, *IEEE Trans. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **38**, 4, p. 1777-1783.
- Wagner W., Lemoine G. et Rott H., (1999) :** A Method for Estimating Soil Moisture from ERS Scatterometer and Soil Data. *Remote Sensing Environment*, **70**, 2, p. 191-207.
- Wang G. et Eltahir E., (2000) :** Role of vegetation dynamics in enhancing the low-frequency variability of the Sahel rainfall. *Water resources research*, **36**, 4, p. 1013-1021.
- Weisman M.L. et Rotunno R., (2004) :** “A theory of strong, long-lived squall lines” revisited. *Journal of Atmospheric Sciences*, **61**, p. 361-382.
- White F., (1986) :** La végétation de l'Afrique. Mémoire accompagnant la carte de végétation de l'Afrique. UNESCO / AETFAT / UNSO, 384 p.

Wilheit T.J., Chang A.T.C. et Chiu L.S., (1991) : Retrieval of monthly rainfall indices from microwave radiometric measurements using probability distribution functions. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **8**, p.118–136.

Wolter K., (1987) : The Southern Oscillation in surface circulation and climate over the tropical Atlantic, Eastern Pacific, and Indian Oceans as captured by cluster analysis. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, **26**, 4, p. 540-558.

Xie P. et Arkin P.A., (1997) : Global precipitation: a 17-year monthly analysis based on gauge observations, satellite estimates, and numerical model outputs. *Bulletin of American Meteorological Society*, **78**, 11, p. 2539-2558.

Xie P. et Arkin P.A., (1998) : Global monthly precipitation estimates from satellite-observed outgoing longwave radiation. *Journal of Climate*, **11**, p. 137-164.

Xie P., Janowiak J.E., Arkin P.A., Adler R.F., Gruber A., Ferraro R., Huffman G.J. et Curtis S., (2003) : GPCP pentad precipitation analyses: An experimental dataset based on gauge observations and satellite estimates. *Journal of Climate*, **16**, 11, p. 2197-2214.

Xue Y., (1997) : Biosphere feedback on regional climate in tropical North Africa. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **123**, 542, p. 1483–1515.

Xue Y. et Shukla J., (1993) : The influence of land surface properties on Sahel climate. Part I: Desertification. *Journal of Climate*, **6**, 12, p. 2232-2245.

Yin X., Gruber A. et Arkin P.A., (2004) : Comparison of the GPCP and CMAP merged gauge satellite monthly precipitation products for the period 1979-2001. *Journal of Hydrometeorology*, **5**, 6, p. 1207-1222.

Zeng N.J. et Neelin D., (2000) : The role of vegetation-climate interaction and interannual variability in shaping the African savanna. *Journal of Climate*, **13**, p. 2665-2670.

Zheng X. et Eltahir E.A.B., (1998) : The role of vegetation in the dynamics of West African monsoons. *Journal of Climate*, **11**, p. 2078-2096.

Annexes

ANNEXE 1

Active phases and pauses during the installation of the West African monsoon through 5-day CMAP rainfall data (1979–2001)

S. Louvet, B. Fontaine, and P. Roucou

Centre de Recherches de Climatologie, (UMR CNRS 5080), Faculté des Sciences Gabriel, Dijon Cedex, France

Received 27 June 2003; revised 29 October 2003; accepted 6 November 2003; published 24 December 2003.

[1] Objective diagnostic analyses based on PCA decomposition, Varimax rotation and low-pass filters (≥ 1 month) are performed on the 5-day CMAP rainfall data over West Africa. The northward excursion of the rainbelt can be divided into 4 basic subperiods each composed of an equilibrium period (pause) followed by a rapid increase (active phase) of the system. We suggest easy criteria to automatically detect these events and propose a calendar for the 23 years. The pauses are centered around 27–28 March (pause #1), between 29 April and 2 May (pause #2), 11 June (pause #3) and 24 July (pause #4) with standard deviations of 7–11 days. The phase of any pause impacts on the phase of other pauses. Pause #4, starting earlier, is preceded by earlier pauses #2 and #3, then is followed by an earlier annual rainfall maximum and more abundant June–August amounts. **INDEX TERMS:** 1812 Hydrology: Drought; 3309 Meteorology and Atmospheric Dynamics: Climatology (1620); 3354 Meteorology and Atmospheric Dynamics: Precipitation (1854); 3374 Meteorology and Atmospheric Dynamics: Tropical meteorology. **Citation:** Louvet, S., B. Fontaine, and P. Roucou, Active phases and pauses during the installation of the West African monsoon through 5-day CMAP rainfall data (1979–2001), *Geophys. Res. Lett.*, 30(24), 2271, doi:10.1029/2003GL018058, 2003.

1. Introduction

[2] This study comes within the research of the characterization of the intra-seasonal modulations of the West African monsoon (WAM) system during its annual cycle. Indeed, these fluctuations are not yet well understood and documented, particularly with regard to the main periods of installation of the various Western African rainy seasons and the phases of transition separating them. Also very few studies were interested in these onsets. Preliminary results were obtained through a meridional vision of the WAM. For example, *Sultan and Janicot* [2000] have shown, for the 1968–1990 period, that the northward migration of the Inter-Tropical Convergence Zone (ITCZ) is characterized, in late June, by an abrupt shift between 5°N and 10°N. Then, the monsoon system is really installed over the continent. This latitudinal shift is associated with intra-seasonal signals (10–60 day period) in the atmospheric circulation [*Janicot and Sultan*, 2001]. These studies have provided interesting results concerning periodic rainfall fluctuations of about 15 days in boreal summer. Other results on the modulation of the monsoon have been obtained for the spring season. *Grodsky and Carton*

[2001] have shown, but for the year 2000 only, some rainfall fluctuations in connection with atmospheric circulation signals at similar time scales: a biweekly rainfall oscillation was highlighted in conjunction with fluctuations in the monsoon wind patterns. *Louvet and Janicot* [2003] have revealed that over the 1979–2000 period, the onset of the first Guinean rainy season should be associated with OLR (Outgoing Longwave Radiation) fluctuations (25–70 day period).

[3] The aim of this study is to focus more on CMAP rainfall time evolution linked to the WAM system throughout the year using objective analyses over the recent period. The precise objective is to examine whether or not this system is of continuous propagation, if there is a quasi symmetry between the installation and withdrawal of the monsoon, as suggested by the annual evolution of monthly means, and what are the typical intraseasonal fluctuations in the successive annual cycles.

2. Data Sources and Methodology

[4] Several types of rainfall datasets were considered first. The analyses derived from the 5-day period CMAP (CPC Merged Analysis Precipitation) file, analysed on a $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ grid from January 1979 to December 2001. This dataset comes from a merger of several kinds of information sources and has a better quality compared to the individual data sources [*Xie and Arkin*, 1997]. The version used has been constructed with rainfall measurements and several satellite observations but without forecasts of precipitation field generated by NCEP reanalysis. This version has been compared to in situ datasets, such as the daily rainfall amounts compiled by IRD (Institut de Recherche pour le Développement), ASECNA (Agence pour la Sécurité de la Navigation Aérienne en Afrique et à Madagascar) and CIEH (Comité Inter-africain d'Etudes Hydrauliques). Daily values were interpolated on the $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ [*Kalnay et al.*, 1996] grid of NCEP/NCAR reanalysis (National Center for Environmental Prediction and National Center for Atmospheric Research), by assigning each station daily value to the nearest grid point and averaging all the values related to each grid point. In order to make the both datasets comparable, in situ daily values were transformed into 5-day averages. The comparison has been made for a northern and a southern region over the 1979–1992 period using simple descriptive statistics and linear coefficients of correlation computed on anomalies relatively to the mean annual cycle computed on raw values (see Table 1). CMAP data are very close to in situ values, both in rhythm (linear correlation coefficients) and in amplitude (means and standard deviations); indeed their

Table 1. Linear Correlation Coefficients (*100) Between IRD and CMAP Rainfall Anomalies for the 1979–1992 Common Period Over Two Continental Key-Regions

	Northern region: 10°W–10°E: 10°N–15°N	Southern region: 10°W–10°E: 5°N–10°N
Correlation coefficients	+76**	+71 **
Standard deviations	IRD = 2.38, CMAP = 2.61	IRD = 2.82, CMAP = 3.01
Mean values	IRD = 2.45, CMAP = 2.60	IRD = 4.19, CMAP = 4.89

Standard deviations and mean values are in mm/day⁻¹; asters denote 0.05 levels of significance.

advantage is that they cover a larger period and geographic sector (including the ocean).

[5] To diagnose the most coherent and energetic rainfall evolutions over homogeneous regions we use Principal Components Analysis (PCA) Varimax orthogonal rotation on raw values [Richman, 1986]. This objective method allows us to well document the main modes of 5-day CMAP variability (main patterns and associated time components). A low pass butterworth filter [Murakami, 1979], which does not change the temporal phase, has then been applied on the time series to eliminate the shortest meteorological fluctuations (<1 month) and concentrate on the seasonal evolution with a climatological point of view.

3. Results

[6] PCA has been performed on a squared window (10°W–10°E/0°S–20°N) to get the same weight both in latitude and longitude, after other windows and other methods, in particular cluster algorithms using different linkage distances, have been used to test the robustness of the results. One of the main goals of this multivariate analysis was to examine if the window was representative of all the rainfall regimes in the region. The question was:

could we retrieve Sahelian, Sudanian and Guinean rainfall cycle on the CMAP data? Two other reasons have guided the choice of the method: (1) we have noted that most of the classification methods was not always efficient to distinguish homogeneous regions inside the studied squared area except ascending classification with Ward criteria which has given about the same results than those obtained with Varimax rotation; (2) the advantage of the PCA is to provide a percentage of variance for each component.

[7] We have performed the rotation on two sets of PCs according respectively to the scree test [Catell, 1966] and the North's criteria [North et al., 1982]. The first one has retained the first five principal components (74% cumulated explained variance) characterized by non-degenerescent eigenvalues. By contrast the second one takes into account degenerescent eigenvalues which correspond here to the 23 first principal components (94% cumulated explained variance). The results are very similar attesting the stability of the rainfall regimes and their spatial representation.

[8] Results of the Varimax orthogonal rotation will be presented in terms of maps of correlation coefficients between PCs and each grid point on a larger sector than the window submitted to the PCA (Figure 1). This method allows us to know if the variability detected modes are

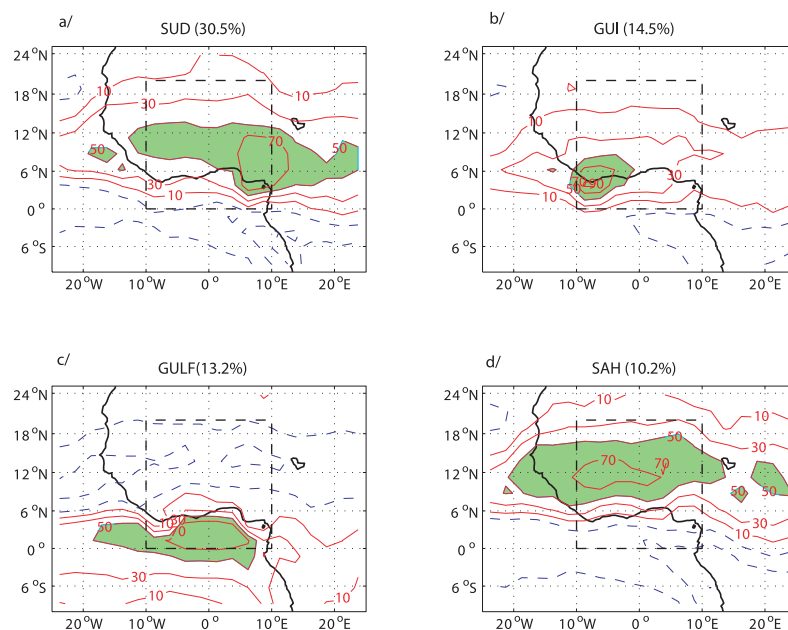


Figure 1. Correlation coefficient (*100) patterns between each grid point and the four main Varimax rotated PCs over the 1979–2001 period; Isolines every 20; shadings when >50 and dashed when <0. The geographical area submitted to the PCA Varimax orthogonal rotation is displayed (box in dashed lines).

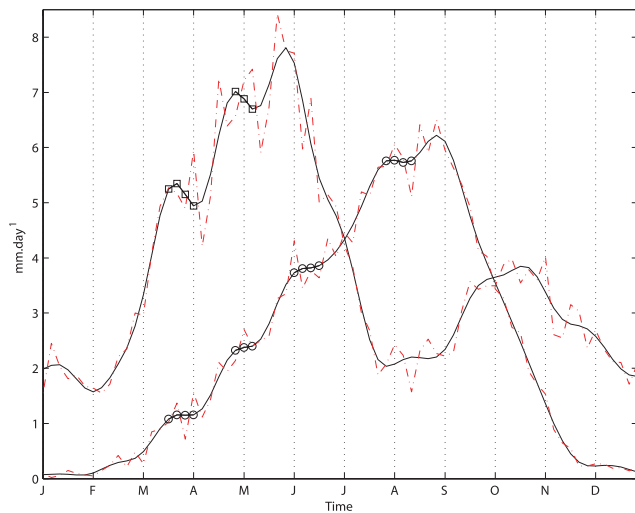


Figure 2. Interannual means of the successive 5-day rainfall amounts ($\text{mm}\cdot\text{day}^{-1}$) averaged over regions where correlations in Figure 1 exceed 0.50: dashed/solid lines for raw and filtered data; circles and squares denote the main pauses (see text); Sudsah (circles) and Guigulf (squares). Period 1979–2001.

inside modes of the studied region or if they are of larger extension. The first rotated mode called SUD explains 30.5% of the total variance and is mainly associated with a continental rainfall variability mode over a large Sudanian region centered near Nigeria for the strong correlations (>0.7 , Figure 1a). The second rotated mode (14.5% explained variance, Figure 1b) represents the Guinean coast (GUI), both over the continent and ocean. The patterns of the third mode (13.2%, Figure 1c), associated with the whole of the Guinean Gulf will be called GULF. The 4th mode refers to the Sahelian belt (10.2%, Figure 1d) and will be called SAH. The fifth mode (not shown) can be regarded as local and residual (5.6%): it is associated with the pluviometric regime of the Cameroon mount.

[9] The results of Varimax orthogonal rotation exhibit four basic variability modes: two over the continental parts (SUD, SAH) concerned by one unique tropical rainy season peaking in northern summer, and two others southward (GUI, GULF) over regions where there are two sub-equatorial rainy seasons. So, we will aggregate SUD and SAH and GUI and GULF, respectively, to define 2 main regional indexes (called SUDSAH and GUIGULF) by averaging the CMAP rainfall amounts (in $\text{mm}\cdot\text{day}^{-1}$) over the area where correlation coefficients exceed $+0.50$ inside the $10^{\circ}\text{W}-10^{\circ}\text{E}/0^{\circ}\text{S}-20^{\circ}\text{N}$ window (Figure 1).

[10] Figure 2 shows the respective mean annual evolutions of the filtered (bold curve) and raw (dashed curve) indexes. The SUDSAH mean annual cycle peaks in August

Table 3. Linear Correlation Coefficients ($\times 100$) Between Dates of Pauses

Pause n°	Sudsah/Guigulf		Sudsah	Guigulf
	#1/1	#2/2	#1/2	#2/3
Correlation coefficient	+43 *	+77 **	+75 **	+71 **
			+89 **	

For example, SUDSAH/GUIGULF #1/1 gives the correlation computed between the central dates of pause #1; SUDSAH #1/2 gives the correlation computed between the central dates of pause #1 and central date of pause 2. 1 and 2 asters denote the 0.1 and 0.05 levels of significance, respectively.

($6-7 \text{ mm}\cdot\text{day}^{-1}$) but is not strictly monomodal and symmetrical: from spring to summer it clearly progresses by a succession of 4 active increases (strong slope on the bold curve) each followed by a pause (an equilibrium period with no slope) during which fluctuations of higher frequency (dashed curve) amplify, most often at the end of the pause. Such events do not occur during the monsoon withdrawal. The GUIGULF evolution is bimodal, due to the succession of two rainy seasons (peaking in April–June and October–November) separated by a relative minimum in August (the little dry season) in the region. Notice that GUIGULF progresses also step by step from spring to summer, as shown by the two active periods followed by two pauses, these events being in phase with those detected in SUDSAH (Figure 2).

[11] Can these pauses be objectively detected? We have computed the differences between all successive 5-day CMAP values computed from the beginning of each calendar year to the annual maximum on the 23 annual filtered SUDSAH series, positive/negative values meaning rainfall increases/decreases. Notice that 35% of these differences are negative while 43% exceed $0.15 \text{ mm}\cdot\text{day}^{-1}$ which corresponds to the upper threshold of the mode. The average of the differences is $0.16 \text{ mm}\cdot\text{day}^{-1}$ while the median is 0.14. So we will consider that any rainy period ($>1 \text{ mm}\cdot\text{day}^{-1}$) registering at least 2 successive differences <0.15 as a marked pause in the installation period: circles and squares in Figure 2 point to the 4 dominant pauses (in March–April, May, June and July) detected with these criteria, and Table 2 gives additional statistics on the timing. The 4 pauses have a mean duration of 3–4 weeks and tend to be centered on March 27–28, at the turn of April/May, on June 11 and July 24 with standard deviations ranging from 7 to 11 days. The 4 active phases which follow start on average by April 8–9, May 11–15, June 24 and August 5, respectively. Pauses #1 and #2 occur quasi-synchronously in mean over SUDSAH and GUIGULF (Table 3) and their phases are significantly and positively correlated over the 23-year period: these rainfall fluctuations tend to occur quasi-synchronously all over the West African region. Moreover, over a given region (SUDSAH, GUIGULF) the timing of successive pauses is strongly correlated (Table 3).

Table 2. Descriptive Statistics on Pauses in Days: Means and Standard Deviations (Underlined and *Italic*) of the Central Dates; Beginning and End Dates and Their Standard Deviations (Underlined and *Italic*)

Pauses	Pause #1 Sudsah	Pause #2 Sudsah	Pause #3 Sudsah	Pause #4 Sudsah	Pause #1 Guigulf	Pause #2 Guigulf
Central dates and standard deviations	28 March <u>7.5</u>	2 May <u>9.2</u>	11 June <u>9.7</u>	24 July <u>11.4</u>	27 March <u>10</u>	29 April <u>7</u>
Beginning and end dates of pause	16 March <u>7.8</u> 9 April <u>8.3</u>	19 April <u>9.4</u> 15 May <u>9.7</u>	29 May <u>10.2</u> 24 June <u>10.4</u>	12 July <u>11.2</u> 5 August <u>12.9</u>	15 March <u>9.9</u> 8 April <u>11.7</u>	17 April <u>7.1</u> 11 May <u>7.8</u>

Table 4. Central Dates and Durations in Pentads (Underlined and *Italic*) of the 4 Pauses in the SUDSAH Filtered Series Using Our Criteria Over the Period 1979–2001; ND = not Detected

	Pause #1	Pause #2	Pause #3	Pause #4		Pause #1	Pause #2	Pause #3	Pause #4
1979	◇3 apr <u>5</u>	◇15 may <u>4</u>	◇22 jun <u>5</u>	◇29 jul <u>4</u>	1991	ND	*20 apr <u>4</u>	*28 may <u>5</u>	*19 jul <u>6</u>
1980	*26 mar <u>6</u>	5 may <u>4</u>	9 jun <u>6</u>	◇29 jul <u>4</u>	1992	*16 mar <u>4</u>	*20 apr <u>4</u>	*30 may <u>6</u>	◇1 aug <u>7</u>
1981	29 mar <u>5</u>	◇10 may <u>6</u>	ND	24 jul <u>10</u>	1993	*24 mar <u>7</u>	◇10 may <u>6</u>	◇24 jun <u>4</u>	ND
1982	29 mar <u>5</u>	*30 apr <u>4</u>	7 jun <u>5</u>	*7 jul <u>5</u>	1994	◇8 apr <u>3</u>	8 may <u>5</u>	14 jun <u>4</u>	*19 jul <u>4</u>
1983	◇8 apr <u>5</u>	ND	14 jun <u>6</u>	ND	1995	29 mar <u>5</u>	3 may <u>5</u>	*4 jun <u>4</u>	*7 jul <u>3</u>
1984	*26 mar <u>6</u>	8 may <u>5</u>	9 jun <u>6</u>	◇13 aug <u>6</u>	1996	*21 mar <u>4</u>	*25 apr <u>6</u>	14 jun <u>6</u>	*19 jul <u>4</u>
1985	◇10 apr <u>6</u>	◇15 may <u>4</u>	ND	*14 jul <u>4</u>	1997	◇3 apr <u>5</u>	◇13 may <u>5</u>	◇24 jun <u>6</u>	◇1 aug <u>5</u>
1986	*19 mar <u>5</u>	*20 apr <u>6</u>	*2 jun <u>9</u>	◇1 aug <u>5</u>	1998	◇8 apr <u>3</u>	8 may <u>5</u>	◇17 jun <u>5</u>	◇11 aug <u>6</u>
1987	ND	ND	◇27 jun <u>5</u>	ND	1999	◇10 apr <u>8</u>	ND	*28 may <u>5</u>	◇29 jul <u>4</u>
1988	*24 mar <u>5</u>	3 may <u>5</u>	7 jun <u>3</u>	27 jul <u>5</u>	2000	29 mar <u>5</u>	*28 apr <u>5</u>	*2 jun <u>3</u>	*4 jul <u>4</u>
1989	29 mar <u>5</u>	◇10 may <u>6</u>	ND	*22 jul <u>5</u>	2001	ND	*25 apr <u>8</u>	◇22 jun <u>7</u>	ND
1990	ND	◇23 may <u>7</u>	ND	ND					

*and ◇ indicate the years used for the ‘early’ and ‘late’ composite analyses, respectively.

This suggests a possible connection implying that the phase of any pause could influence the time occurrence of the next one. This point requires further investigations and needs physical confirmation.

[12] Our results are coherent with those of *Louvet and Janicot* [2003] who pointed out a local increase in convection by the 10th of April, the mean onset date of the first Guinean rainy season, and of *Sultan and Janicot* [2000] who detected an abrupt northward shift of the rainbelt by 24 of June between Sudan and Sahel. However they allow to replace the approach of intraseasonal rainfall fluctuations in a more general context, showing that the onsets of the Guinean and Sahelian rainy seasons are in fact 2 local episodes of larger pulsations involving the whole monsoon region during the northward excursion of the rainbelt.

[13] Can this sequence of events be observed every year and impact on the annual rainfall cycle (phase, intensity)?

Table 4 displays for SUDSAH the central dates and durations of pauses observed all over the period (1979–2001). Composite analyses, relative to the phase of each pause (#1, 2, 3, 4) have been conducted to contrast the mean annual cycles associated with the earliest and latest occurrences to examine if the dates of the pauses are statistically related to the successive 5-day rainfall amounts all over the annual cycle. The main results are reported in Figure 3 (see caption). Regarding the ‘late’ composite the results can be summarized as follows. Pauses in advance which occur early in the season (pauses #1, 2, curves with circles in Figures 3a and 3b) are of course linked to more/less rainfall just before/after the date of their normal timing (diamonds on the diagrams); more important, they seem to impact on the shape of all the CMAP annual cycle. For example, an ‘early’ pause #1 is significantly followed by a pause #2 in advance but by a late annual rainfall peak (Figure 3a). By

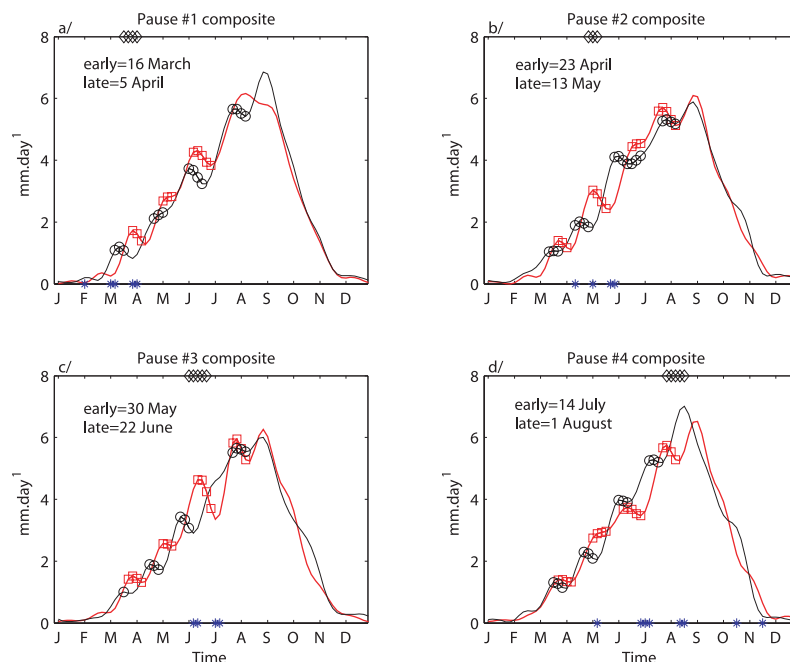


Figure 3. Same as Figure 2, but for the early (circles) and late (squares) composites regarding the central dates of the 4 pauses observed in the SUDSAH filtered series (see Table 3). Mean pause occurrences (diamonds, top) and significant differences between the two composite indexes (asters bottom) from the Student paired t-test ($p = 0.05$) are displayed. Period: 1979–2001. At left and top of each diagram: mean dates of the ‘early’ and ‘late’ pauses.

the end of May, a pause #3 occurring early (Figure 3c, thin curve) tends to be preceded by early and less marked pauses #1 and #2, and is associated to significant deficits at the turn of May/June and in the first days of June, followed by excesses in the last ones. This is due to the delay in the normal precipitation increase caused by the pause at a time of the year where rainfall gains 2 mm/day in some weeks. Finally, a pause #4 starting earlier than normal tends to be significantly preceded by earlier pauses #2 and #3, then to be followed by an advance in the annual rainfall maximum and more abundant amounts in June–August (Figure 3d). However the differences are poorly significant except for some pentads in late June and in August. For example, the correlation coefficient between the mean dates of pause #4 and seasonal rainfall amount in JAS is negative but not significant ($r = -0.41$).

4. Conclusion

[14] The mean annual cycle is not symmetric regarding the installation and withdrawal periods as often suggested by monthly means. The spring to summer excursion of the monsoon clearly progresses by a succession of active phases (rapid increases), and pauses (no increase); such events do not occur during the monsoon withdrawal. Even from a climatological point of view (fluctuations ≥ 1 month), the northward excursion of the rainbelt in the monsoon system is neither linear nor monotonous. It can be divided into 4 subperiods associating an equilibrium period (pause) during which meteorological fluctuations (< 1 month) grow and a rapid increase of CMAP just after. We show that simple criteria based on the rainfall time-evolution are able to detect these events in the CMAP data. The first pauses in the annual cycle can be observed everywhere in the WAM region and tend to be centered on 27–28 March (pause #1) and between 29 April and 2 May (pause #2). The two other equilibrium periods are only observed in the Sudan-Sahel and are centered on 11 June (pause #3) and 24 July (pause #4). These mean dates have standard deviations ranging from 7 to 11 days. The active phases which follow the pauses tend to start around 8–9 April, 11–15 May, 24 June and 5 August. The dates of early occurring pauses are obviously significantly linked to more/less rainfall just before/after the date of their normal timing. However, they

impact on the shape of the mean annual cycle: when pause #1 takes place earlier than normal, pause #2 is also in advance but the annual rainfall peak tends to occur late. A premature pause #3 is preceded by earlier and less marked pauses #1 and #2. It is also associated with significant deficits at the turn of May/June and in the first days of June and followed by excesses in the last ones. This is due to the delay in the normal rainfall increase caused by the pause at a time of the year where rainfall gains 2 mm/day in some weeks. An early pause #4 is clearly associated with an advance in the phase of the annual maximum and with more abundant rainfall all over the June–August rainy season.

[15] **Acknowledgments.** The Authors are thankful to the American NOAA and the French IRD organizations for providing the data. This work has been supported by the ECLAT/PNEDC & ESCALAO/PNRH French programs (INSUE-CNRS) and is a contribution to the AMMA & CATCH international projects.

References

- Catell, R. B., The scree test for the numbers of factors, *Multivariate Behavioral Research*, 1, 245–276, 1966.
- Grodsky, S. A., and J. A. Carton, Coupled land/atmosphere interactions in the West African Monsoon, *Geophys. Res. Lett.*, 28(8), 1503–1506, 2001.
- Janicot, S., and B. Sultan, Intra-seasonal modulation of convection in the West African monsoon, *Geophys. Res. Lett.*, 28(3), 523–526, 2001.
- Kalnay, E., et al., The NCEP/NCAR 40—years reanalysis project, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 77, 437–471, 1996.
- Louvet, S., and S. Janicot, Study of the first Guinean rainy season and role of the Subtropical Jet of the Northern Hemisphere, in *Proceedings EGS-AGU-EUG Joint Assembly*, 2003.
- Murakami, M., Large scale aspects of deep convective activity over the Gate area, *Mon. Weather Rev.*, 107, 994–1013, 1979.
- North, G. R., T. L. Bell, R. F. Clahan, and F. J. Moeng, Sampling errors in the estimation of empirical orthogonal functions, *Mon. Weather Rev.*, 110, 699–706, 1982.
- Richman, M. B., Rotation of principal components, *J. Climatol.*, 6, 293–335, 1986.
- Sultan, B., and S. Janicot, Abrupt shift of the ITCZ over West Africa and intra-seasonal variability, *Geophys. Res. Lett.*, 27(20), 3353–3356, 2000.
- Xie, P., and P. A. Arkin, Global Precipitation : A 17—Year Monthly Analysis Based on Gauge Observations, Satellite Estimates, and Numerical Model Outputs, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 78, 2359–2558, 1997.

S. Louvet, B. Fontaine, and P. Roucou, Centre de Recherches de Climatologie, UMR 5080 CNRS, Université de Bourgogne, Faculté Sciences Gabriel, 6 Bd Gabriel, F 21000, DIJON, France. (louvets@u-bourgogne.fr)

ANNEXE 2

Centre de Recherches de Climatologie, UMR5210, CNRS/University of Burgundy, Dijon, France

Fluctuations in annual cycles and inter-seasonal memory in West Africa: rainfall, soil moisture and heat fluxes

B. Fontaine, S. Louvet, and P. Roucou

With 9 Figures

Received November 14, 2005; revised April 10, 2006; accepted April 13, 2006
Published online July 25, 2006 © Springer-Verlag 2006

Summary

Annual cycle and inter-seasonal persistence of surface-atmosphere water and heat fluxes are analyzed at a 5-day time step over the West African Monsoon (WAM) through observational precipitation estimates (CMAP), model datasets (NCEP/DOE level 2 reanalyses) and a Soil Water Index (SWI) from the ERS scatterometer. Coherent fluctuations (30–90 days) distinct from supra-synoptic variability (10–25 day periods) are first detected in the WAM precipitation and heat fluxes over the period 1979–2001. During all the northward excursion of the WAM rain band, a succession of four active phases (abrupt rainfall increases) occurs. They are centered in the first days of March, mid-April, the second half of May and from the last week of June to mid-July (the Sahelian onset). A simple statistical approach shows that the Spring to Summer installation of the monsoon tends to be sensitive to these short periods. Other analyses suggest the existence of lagged relationship between rainfall amounts registered in successive Fall, Spring (active periods) and Summer (top of the rainy season) implying land surface conditions. The spatial extension of the generated soil moisture anomalies reaches one maximum in March, mainly at the Guinean latitudes and over the Sahelian belt where the signal can persist until the next monsoon onset.

Typically after abnormal wet conditions in September–October two signals are observed: (1) more marked fluctuations in Spring with less (more) Sahelian rainfall in May (June and after) at the Sahelian-Sudanian latitudes; (2) wetter rainy seasons along the Guinean coast (in Spring and Summer with an advance in the mean date of the ‘little dry season’). The reverse arises after abnormal dry conditions in autumn.

1. Introduction

Annual cycle and interannual to decadal rainfall fluctuations over West Africa and their association with the Sea Surface Temperature (SST) variability have been noted for a long time, first over the Atlantic Ocean and then at a quasi-global scale. It is clear that part of monsoon variability responds to external forcing, e.g. SST anomaly patterns of quasi-global or more regional scales. However, since the seminal works of Charney et al. (1975, 1977), many numerical experiments (for example in Zeng et al., 1999 and Wang and Eltahir, 2000) have recognized the role of land surface as a major and dominant factor at local and meso scales in spatial distribution of rain events. In this context, a lot of numerical studies have first focused on the close relationship linking soil moisture and precipitation mainly at the interannual time scale (Xue and Shukla, 1993). The strong interannual persistence of rainfall anomalies has been explained in terms of land-surface feedback due to the slow adjustment time of soils covered by vegetation south of Sahel (Zeng and Neelin, 2000). Eltahir and Gong (1996) and Cook (1999) emphasized the role of the meridional moist static energy (MSE) and thermal gradients in low levels for WAM dynamics whereas

Fontaine et al. (1999) pointed out the dominant role of Spring to Summer changes in MSE gradients for seasonal rainfall forecasting in West Africa. More recently, numerical (Douville and Chauvin, 2000) and empirical (Philippon and Fontaine, 2002) studies have focused on the relevance of soil moisture for seasonal prediction. The latter authors have observed that abnormally wet Sahelian rainy seasons tend to be preceded by abnormally wet soils over the Sudanian-Guinean belt in northern Fall suggesting the possible existence of an in situ long-term memory controlled by soil moisture. However, using a simple water model Shinoda and Yamaguchi (2003) conclude that the root-zone soil moisture does not act as a memory of Sahelian rainfall anomaly into the following rainy season and cannot be directly related to the long-term persistence of the drought.

The purpose of this study is to document the West African long-term memory, (i.e. abnormally wet Sahelian rainy seasons tend to be preceded by abnormally wet soils and rainfall over the Sudanian-Guinean belt during northern Fall), in terms of rainfall annual cycle and variability during the northward excursion of the WAM system in northern Spring. We will focus on the water and heat exchanges on the continent, since over ocean, surface-atmosphere interactions are triggered by the positive feedbacks in the strong coupled SST-wind system over the eastern equatorial Atlantic (Mitchell and Wallace, 1992) and the air-sea coupling through vertical air-sea fluxes is more important at a decadal scale (Chang et al., 1997) than at a seasonal or intra-seasonal scale (Li and Philander, 1997). By contrast, over land they are more due to varying land surface parameters such as vegetation and soil moisture which control locally the vertical heat and water fluxes.

A few recent studies have been devoted to the installation of the WAM system with an intra-seasonal approach. Grodsky and Carton (2001) and Louvet and Janicot (2003) have detailed the “pre-onset” and “onset” of the first Guinean rainy season while Sultan and Janicot (2000), Janicot and Sultan (2001), and Sultan et al. (2003) focused on the abrupt latitudinal shift of the rain band over the Sahel and associated signals in moisture advection, atmospheric dynamics and convection. Matthews (2000, 2004)

proposes an interesting hypothesis in which intra-seasonal fluctuations arise partly as a remote response to the 30–60 day Madden-Julian oscillations over the warm pool sector: the equatorial Kelvin wave response to this change propagates eastward and an equatorial Rossby wave response propagates westward. After a complete circuit of the equator they meet up twenty days later over Africa, where the negative mid-tropospheric temperature anomalies in the Kelvin and Rossby wave can favour deep convection. More recently, Louvet et al. (2003) have shown, through analyses of the CMAP dataset, that the different monsoon stages considered above (i.e. the Guinean pre-onset and onset, the Sahelian latitudinal shift of the rain band) are neither specific to a given latitudinal zone nor independent. They occur at the end of periods of pause in rainfall during the northward excursion of the rainbelt and could impact on the future rainy season.

So, rainfall over the WAM region appears to be controlled by long-term memory processes which explain part of the quasi decadal and interannual variability of the cumulative amounts registered during a rainy season. Nonetheless, there is no clear physical link between this large scale memory and the successive rain events of meso scale (i.e. squall lines, convective systems) or of synoptic scale. In this context variability during the northward excursion of the WAM system is important to consider because it impacts directly the dates of onsets and the length of the rainy seasons. We make the hypothesis that a significant part of rainfall in northern Spring is sensitive to the continental amounts registered during the preceding monsoon withdrawal, the other part responding to external forcing, often of oceanic origin (e.g. SSTs).

By contrast with Louvet et al. (2003) who documented the periods of pauses, we will focus on the active phases to detect critical periods during all the northern excursion of the WAM system. Recent availability of latest version of the NCEP/DOE reanalyses level II, the CPC Merged Analysis of Precipitation (CMAP) and Soil Moisture Archive from ERS Scatterometer data offers such an opportunity at the very beginning of the 2006–2007 AMMA field experiments.

2. The data

Rainfall data from CMAP are used in a version where observations from raingauges have been merged only with estimates from infrared and microwave data from satellites then analyzed on a 2.5×2.5 degree latitude/longitude grid. The data, available at a 5-day time-scale over the period 1979–2001, depend mainly on observations since rainfall forecasts from the model are not assimilated in the selected CMAP version. The technique and algorithms are described in Spencer (1993) and Xie and Arkin (1997). It is noteworthy that this version is very close to the *in situ* daily rainfall amounts over the continent both in rhythm (linear correlation coefficients) and in amplitude (means and standard deviations) as shown in the Table 1 of Louvet et al. (2003) for the rainfall estimates compiled by IRD (Institut de Recherche pour le Développement), ASECNA (Agence pour la Sécurité de la Navigation Aérienne en Afrique et à Madagascar) and CIEH (Comité Inter-africain d'Etudes Hydrauliques) after interpolation on the $2.5 \times 2.5^\circ$ grid and calculation of 5-day averages.

To describe the surface-atmosphere heat fluxes we have chosen the NCEP/DOE AMIP-II Reanalysis (R-2) because for this version of reanal-

ysis, model precipitation has been replaced with observed (satellite + gauge) 5-day precipitation in a similar manner to CMAP and in the same spatial resolution (Kanamitsu et al., 2002). Moreover R-2 improves upon the NCEP/NCAR Reanalysis(R-1) by fixing the errors and by updating the parameterizations of the physical processes. However no direct assimilation of radiances, but (proper) use of SSM/I data and assimilation of rainfall data have been incorporated. The main improvements regarding the water cycle, as well as the effect of satellite and aircraft, on analyses are extensively discussed in Kanamitsu et al. (2002), in particular the correction method equivalent to using observed 5-day precipitation amounts in the hydrological calculations. Maurer et al. (2001) found that R-2 provides more accurate pictures of soil wetness, near surface temperature and surface hydrology budget over land, and radiation fluxes over Ocean. By contrast the new boundary layer and convection schemes have modified the water vapor profile: R-2 has more moisture in low levels than R-1. In any case, over the West African continent the atmospheric and surface variables or parameters are more accurate; surface albedo over the Sahara goes also from 0.3 in R-1 to beyond 0.4 in accordance with observations.

Considering these aspects we will focus only on the surface parameters that are most closely linked to the water cycle over land at regional scale: i.e., the observed rainfall amounts and re-analyzed sensible and latent heat fluxes at a 5-day time-step over the period 1979–2001. We define first a West African Monsoon area (WAM: 5° – 20° N; 10° W– 10° E): this domain is very representative and concentrates the major part of the synoptic disturbances, organized convective and rainy systems (i.e. squall lines). The WAM box is then divided into three equal basic zones of 5° extension: a 'Sahelian' zone (SAH: 15° – 20° N) a 'Sudanian' zone (SUD: 10° – 15° N) and a 'Guinean' zone (GUI: 5° – 10° N).

Additionally, an independent dataset, the soil water index (SWI) from the Global Soil Moisture Archive 1992–2000 from ERS Scatterometer Data, has been retained for studying the land surface evolution. Indeed, SWI is not a direct measurement of soil moisture content but a satellite estimate based on the backscatter coefficient from the ground surface. Each SWI is expressed

Table 1. The 10 most abnormally wet and dry September–October periods over the entire WAM domain and the Sahelian, Sudanian, Guinean belts defined in Sect. 2 (1979–2001); underscores point out the years retained for the two-year evolution of SWI composites over 1992–2000

Wet Sep–Oct periods	WAM: 1979 1980 1981 1984
	1986 1987 1988 1989 <u>1994 1998</u>
	SUD-SAH: 1979 1981 1984 1986
	1988 <u>1994 1995</u> 1996 1998 1999
	SAH: 1979 1980 1984 1986 1994
	1995 1996 1997 1998 1999
	SUD: 1979 1981 1984 1986
	1988 1994 1995 1998 1999
	GUI: 1979 1980 1981 1982 1984
	1987 1988 1989 <u>1994 1995</u>
Dry Sep–Oct periods	WAM: 1983 1985 1990 1991
	<u>1992 1993 1996 1997</u> 1999 2001
	SUD-SAH: 1982 1983 1985 1990
	1991 <u>1992 1993 1997</u> 2000 2001
	SAH: 1982 1983 1985 1987 1988
	1989 1990 1991 1992 2001
	SUD: 1982 1983 1985 1990 1991
	1992 1993 1997 2000 2001
	GUI: 1983 1985 1990 1991
	<u>1992 1996 1997 1999</u> 2000 2001

in percentages (relative measure) ranging between 0 (dry soil) and 1 (100% saturated soil). In fact the scatterometer estimates the top soil moisture (approximately the upper 5 centimetres of the soil) and calculation of SWI is based on this measurement for depicting the available water content in the rooting zone. SWI is influenced by vegetation and surface roughness, so methods have been developed to eliminate these effects (see for details, Wagner and Scipal, 2000 and Wagner et al., 1999). However such techniques allow derivation of the soil moisture content at a regional scale (50 km) through the conductivity of the top soil, at a time sampling of 1–2 observations per week over Africa. At this frequency the SWI depicts mainly the available top-soil water content. For the West African region there are 10,218 SWI estimates available at a ten-day time step over the period 1992–2000 (see for example graphs in Fig. 5a, b and maps in Fig. 6b–d).

3. Mean annual cycles and fluctuations

Figure 1 presents mean annual evolutions of filtered rainfall records (RR), their time tendencies and the sensible (H), latent (LE) and total (H + LE) heat fluxes at the surface over the three latitudinal bands. It is noteworthy that RR is a filtered ‘observed’ signal after elimination of fluctuations < 5 pentads (25 days) by a low-pass butterworth filter (Murakami, 1979, while H and LE are ‘raw model products’ which reflect how the NCEP model deals with soil moisture holding capacity. Over the Sahel (Fig. 1a–c) RR, LE and H + LE reach their annual maximum in the second part of August following the annual maximum in H which occurs by the end of June in clear concomitance with the beginning of the rainy season as shown by the sudden rainfall increase called ‘Sahelian onset’ in Fig. 1b. Over the Sudanian belt (Fig. 1d–f) the shapes of RR, H and LE differ: RR peaks also in August but the total

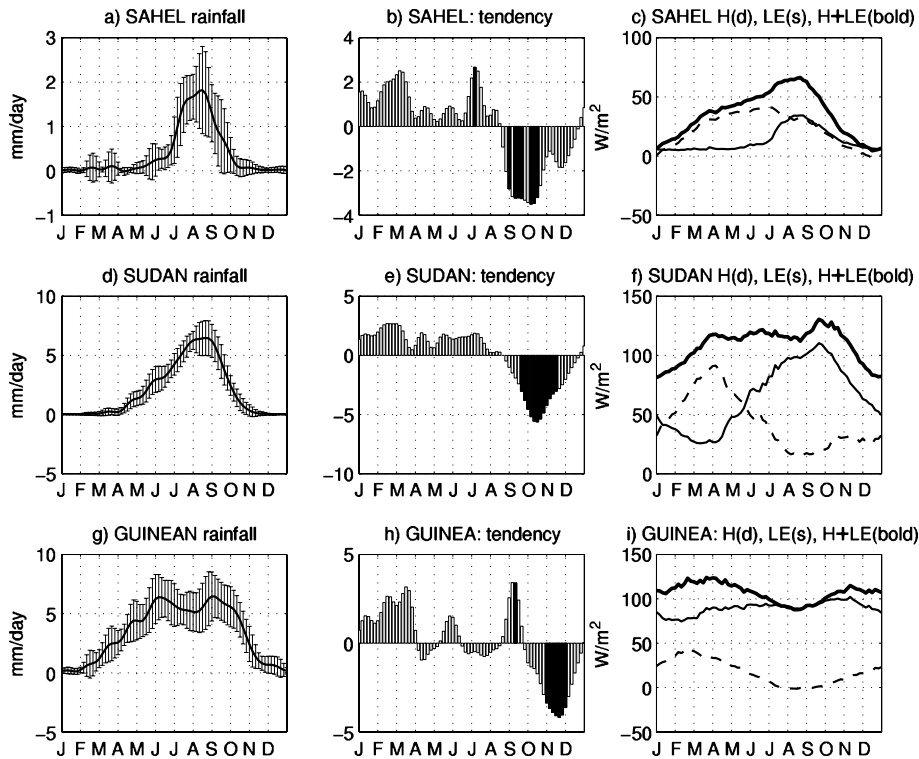


Fig. 1. Left (**a, d, g**) Mean Sahelian annual evolutions (1979–2001) of filtered rainfall records (curve and error-bars) in mm/day after elimination of synoptic and supra-synoptic fluctuations (< 5 pentads); middle (**b, e, h**) rainfall tendencies (differences between successive pentads) in mm/day; right (**c, f, i**), the sensible (H, dashed line), latent (LE, thin line) and total (H + LE, bold line) net heat fluxes at the surface (curves) in W/m^2 bands at a 5-day time-step. The black bars in **b, e, h** mark the beginning of rainfall changes observed at least in 2/3 of years with an absolute difference $> \pm 0.05$ mm/day between 3 successive pentads. (**c, d**) For the Sudanian belt with rainfall changes $> \pm 0.18$ mm/day; (**e, f**) for the Guinean belt with rainfall changes $> \pm 0.21$ mm/day

heat flux remains nearly constant ($>110 \text{ W/m}^2$) from April when H reaches its first peak to October when LE starts its decrease. Here also the H peak is clearly concomitant with the beginning of rainy season (Fig. 1d). It is noticed that from April to July the Sudanian belt (Fig. 1e) is marked by a succession of abrupt increases observed in 2/3 of years which indicates the phase-locking to the annual cycle (black bars). These ‘active periods’ are followed by short pauses (attenuations). At Guinean latitudes, rainfall amounts peak in June and September (Fig. 1g) according to the double annual displacement of the Solar apparent position and rain belt and exhibits similar active periods with less phase-locking. The LE flux remains nearly constant all along the year ($80\text{--}100 \text{ W/m}^2$) and the H cycle is monomodal and peaks in February (Fig. 1i).

Mean rainfall tendencies prove that the Spring to Summer installation of the monsoon is neither continuous nor linear but tends to be concentrated on specific short periods of the year. More precisely, there are four preferential periods of rainfall increase in West Africa: 1) the turn of February/March in the Guinean latitudes, 2) mid-April, 3) the end of May over the whole Guinean-Sudanian area, and 4) the turn of June/July over the Sudanian-Sahelian belt, which cor-

responds to the monsoon onset. However, these active phases can be affected by shorter fluctuations, as shown in Fig. 2: if some peaks refer to the 13–16 and 20–25 day periods (linked to supra-synoptic variations), variations >30 days (called hereafter intra-seasonal) appear clearly more energetic and significant. Such variations can be induced by a large number of mechanisms linked to either internal atmospheric dynamics of synoptic scale (a few days) or climate mechanisms of longer periods due to interactions with the oceanic and land surfaces (Grotsky and Carton, 2001; Sultan and Janicot, 2000, 2003; Louvet and Janicot, 2003).

The four abrupt rainfall increases can be viewed as periods of greater occurrence of monsoon surges in the West African monsoon during its northward penetration into the continent. This is well illustrated in Fig. 3 which illustrates also the discontinuous shape of rain band and alternation in active phases and pauses from March to July. The mean annual evolution is rather simple. The first Guinean rainy season ($>6 \text{ mm/day}$ south of 7° N in June) occurs after the total heat flux annual peak in February–March ($>130 \text{ W/m}^2$ at $6\text{--}7^\circ \text{ N}$ in Fig. 3b) which precedes a rapid increase in sensible heat flux over $10\text{--}15^\circ \text{ N}$ in March–April (Fig. 3c). In Summer the core of

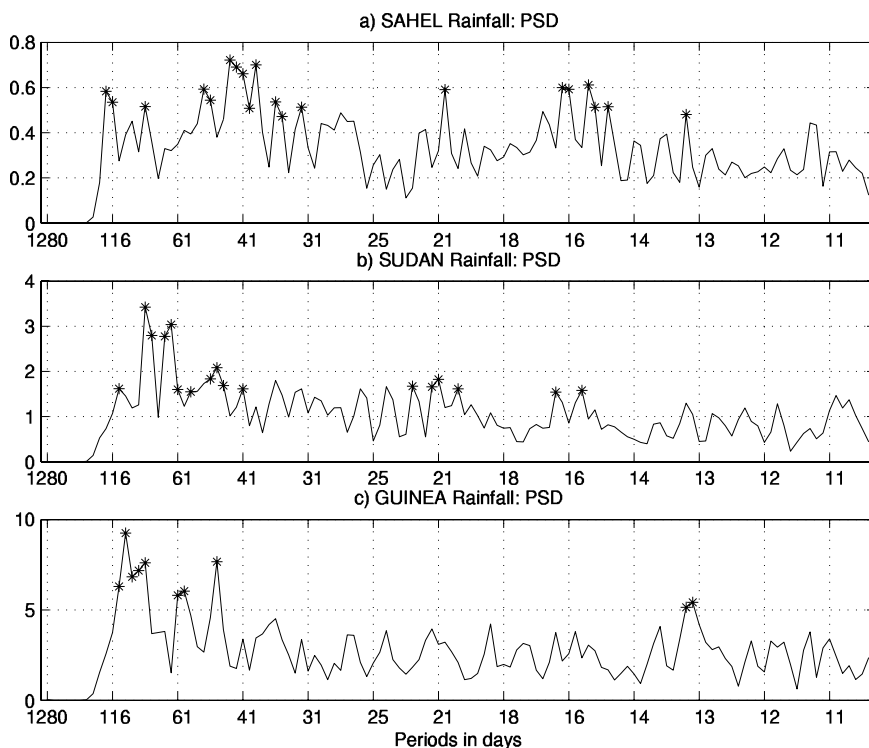


Fig. 2. (a) Power spectral density estimates of the detrended 5-day rainfall anomaly time series averaged over the Sahelian belt after elimination of variations linked to the mean annual cycle (annual and semi-annual periods) and inter-annual scales by a low-pass butterworth filter (<30 pentads, 150 days). Asters mark the significant peaks regarding a Monte Carlo procedure (1000 random rank permutations in the series). Period 1979–2001. (b) As (a) but for the Sudanian belt; (c) as (a) but for the Guinean belt

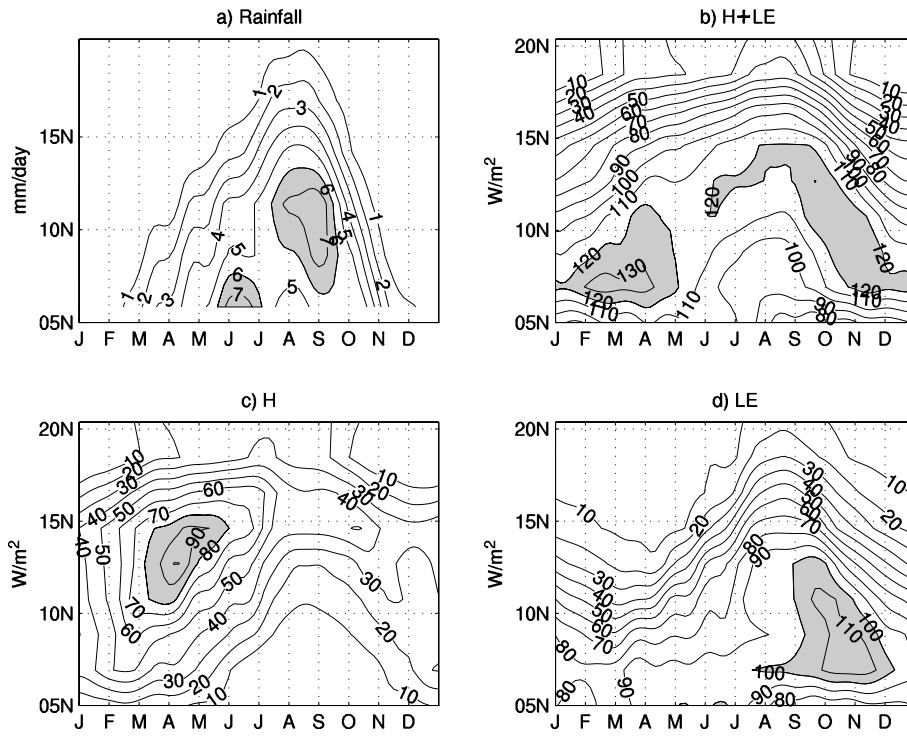


Fig. 3. (a) Mean annual evolutions of continental rainfall in mm/day over the WAM domain ($5\text{--}20^\circ\text{N}$; $10^\circ\text{W}\text{--}10^\circ\text{E}$) as a function of latitudes, after elimination of all fluctuations <25 days. Maximums are shaded. Period 1979–2001. (b) As above but for the total heat flux in W/m^2 ; (c) as above but for the sensible heat flux in W/m^2 ; (d) as above but for the latent heat flux in W/m^2

the Sudanian-Sahelian rain belt ($>7\text{ mm}/\text{day}$ at $8\text{--}12^\circ\text{N}$) is located just southward to the heat belt ($\text{H} + \text{LE}$ maximums $>120\text{ W}/\text{m}^2$ at $13\text{--}15^\circ\text{N}$ in Fig. 3b) leading the annual peak in LE flux ($>110\text{ W}/\text{m}^2$ in October–November, Fig. 3d).

So the mean annual cycle of the West African monsoon cannot be reduced to a continuous latitudinal excursion of the rain band following the solar declination. It appears associated with two types of surface forcing which are largely out of

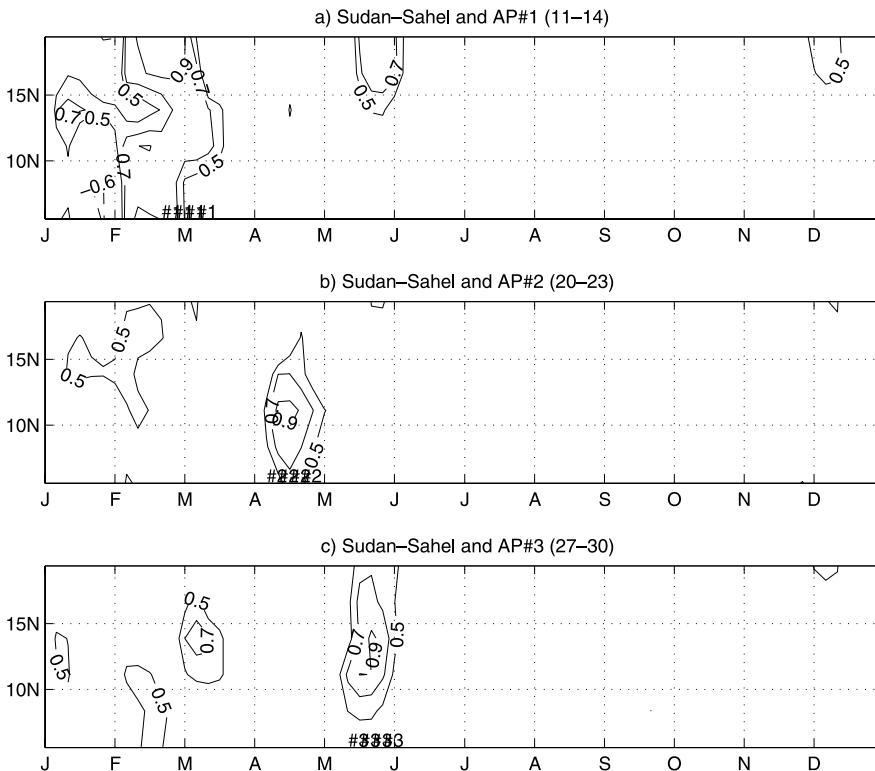


Fig. 4. (a) Correlation coefficients between time series of rainfall amounts registered averaged over a given latitude during the first active period (AP#1) and the successive 5-day rainfall amounts along the years (73 pentads each year) as a function of time and latitudes, after elimination of fluctuations <25 days (see text). Period 1979–2001. (b) As above but for the second active period (AP#2); (c) as above but for the third active period (AP#3)

phase: sensible energy north of 10° N (Fig. 3c) just before the first rainfall maximum over ‘Sudan-Sahel’ and latent energy in Autumn south of 10° N (Fig. 3d) after the second RR maximum during the monsoon withdrawal. In Spring, energy is pumped from the surface mainly through sensible-heating and is driving convection northward (Fontaine et al., 2002), but latent energy depends on the available soil moisture and is hence stronger during the second Guinean rainy season.

The correlation coefficients between the first three active phases (AP#1, 2, 3) over the ‘Sudan-Sahel’ region (10° – 18.5° N; 10° W– 10° E) and the 5-day rainfall evolution are displayed in Fig. 4a–c, after elimination of all synoptic and supra-synoptic time fluctuations (<6 pentads or 30 days) by a high-pass butterworth filter (Murakami, 1979). Mean timing and duration of AP#1–3 are reproduced at the bottom diagrams. For example, the link between the AP#1 (which is from pentad 11 to 14) and each 5-day rainfall amount along the year is shown in Fig. 4a. It clearly appears that the highest positive values ($>+0.7$ or $+0.9$) are always centered on these periods, suggesting both the important role of AP#1–3 for annual rainfall variability. For example, AP#1 is correlated with AP#3 over Sahel (Fig. 4a), whereas the Sudanian amounts

during AP#2 and 3 periods are preceded by significant signals in February and March (Fig. 4b, c). The mean dates of AP occurrences are also depicted by the RR, H and LE signals in Fig. 3 (look at the 1–5 mm/day, 40 and 80 W/m^2 lines in Fig. 3a, c, d respectively). Thus, from March to August, the successive APs could be controlled locally by the vertical fluxes of water and heat in a way where an enhanced hydrological cycle makes easier the AP generation. This arises the question of interannual variations in soil moisture availability during Spring and hence of the possible role of rainfall variations during monsoon withdrawal during the preceding Autumn.

4. The role of wet and dry conditions during monsoon withdrawal

So monsoon conditions in northern Spring could be sensitive to the continental amounts registered during the preceding monsoon withdrawal independently from external and/or oceanic (SSTs) forcing. We illustrate first this statement through the soil moisture index (SWI) estimates provided by the ERS Scatterometer at a 10-day frequency for the period 1992–2000 (see Sect. 2). The mean and abnormally wet and dry years SWI annual evolutions for the entire WAM region

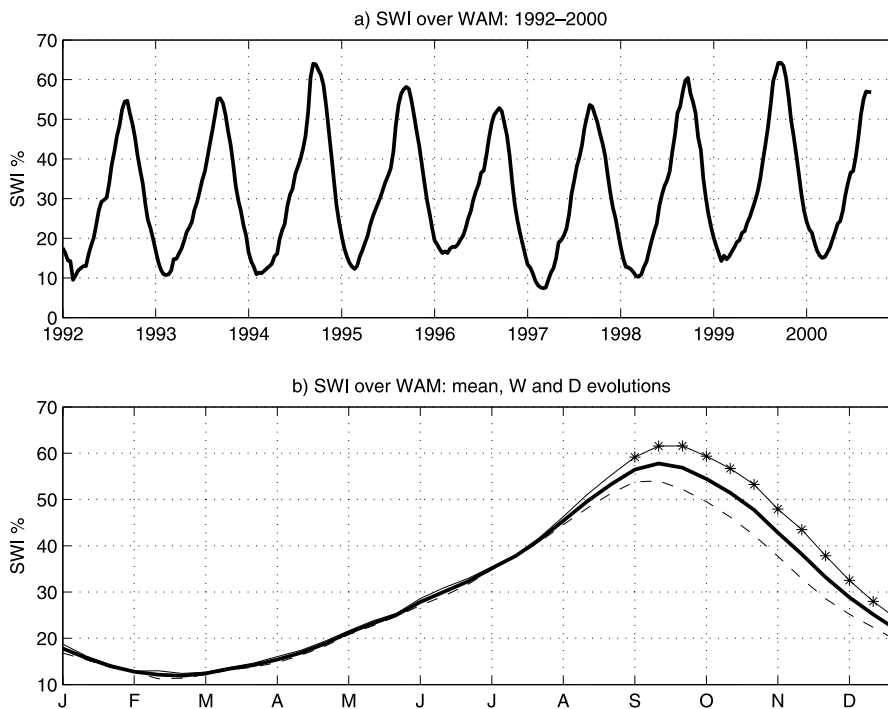


Fig. 5. (a) Interannual evolution of the ERS soil water index (SWI) averaged over WAM. (b) Mean (solid bold), wet (solid) and dry (dashed) annual evolutions. The differences are tested using a paired Student t -test at $p=0.05$ with negative (positive) differences in dashed (solid) lines; asters for significant values. Period 1992–2000

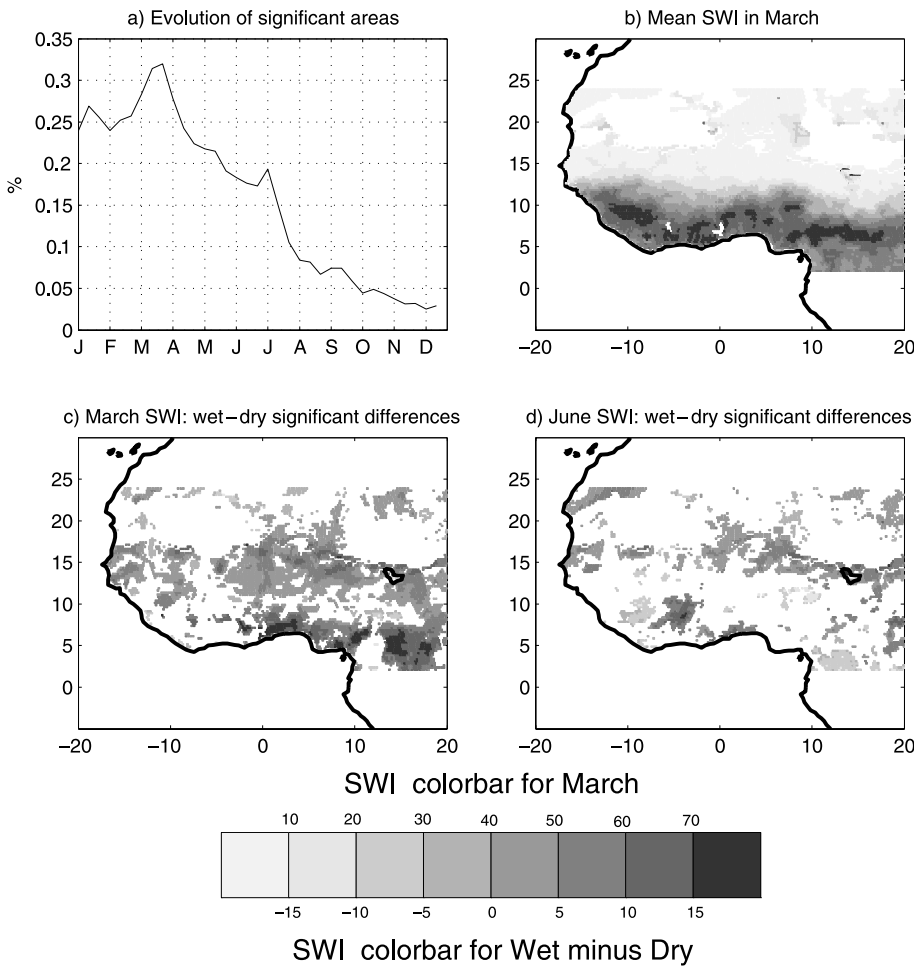


Fig. 6. Typical results regarding the ERS soil water index (SWI) evolution. (a) Annual evolution at a 10-day time-step of percentages of significant areas over the West African continent (period 1992–2000). (b) Mean SWI field in March; (c, d) significant wet minus dry SWI differences in March (c) and June (d) regarding the abnormally wet and dry September–December periods over ‘Sudan-Sahel’ (see Table 1). The Wet minus Dry differences are tested using a paired Student *t*-test at $p = 0.05$

are presented in Fig. 5. It is noteworthy that SWI values increase from the end of February to mid-September, lagging the rainfall cycle with a time delay of one month (compared with Fig. 1). However the dry curve reaches its maximum before the wet one (first days of September against mid-September, respectively) and their synchronous differences are significant during Autumn.

Figure 6a shows the statistical impact of autumnal soil moisture variations registered over the Sudanian and Sahelian belts. It details the relationship between September–December SWI anomalies in year 0 and soil moisture persistence in year +1 at a 10-day time-step and a sub-continental scale. The values are scaled in percentages of significant locations at $p = 0.05$ regarding the wet minus dry SWI differences over ‘Sudan-Sahel’ relatively to the period 1992–2000 (wet: 1992, 93, 96, 97; dry: 1994, 95, 98, 99). So a value of 30% means that 30% of the 10,218 SWI Wet minus Dry differences ($50 \text{ km} \times 50 \text{ km}$)

are locally significant. Notice first that the area significance exceeds largely the 5% threshold in Winter and reaches its maximum in March +1 (>30%), at the end of the dry season. At this time of the year (end of dry season) SWI is close to its annual minimum over the WAM region and over the Guinean and Sudanian belts. More generally, except a few small areas near the Guinean coast, the mean SWI field in March exhibits very low values (Fig. 6b). In March (Fig. 6c), the significant differences are largely positive, except for the sub-Saharan regions and some areas over the Nigeria (south of 10° N and east of 10° E); they tend to persist until June over the Sahelian band (shadings along 15° N in Fig. 6d). This 6-month persistence could change the initial conditions for the next monsoon season.

To study more directly and over a larger period the impacts of rains during monsoon withdrawal, we have done composite analysis relative to September–October (SO) rainfall (1979–2001). We define a year as WET (DRY) when the SO

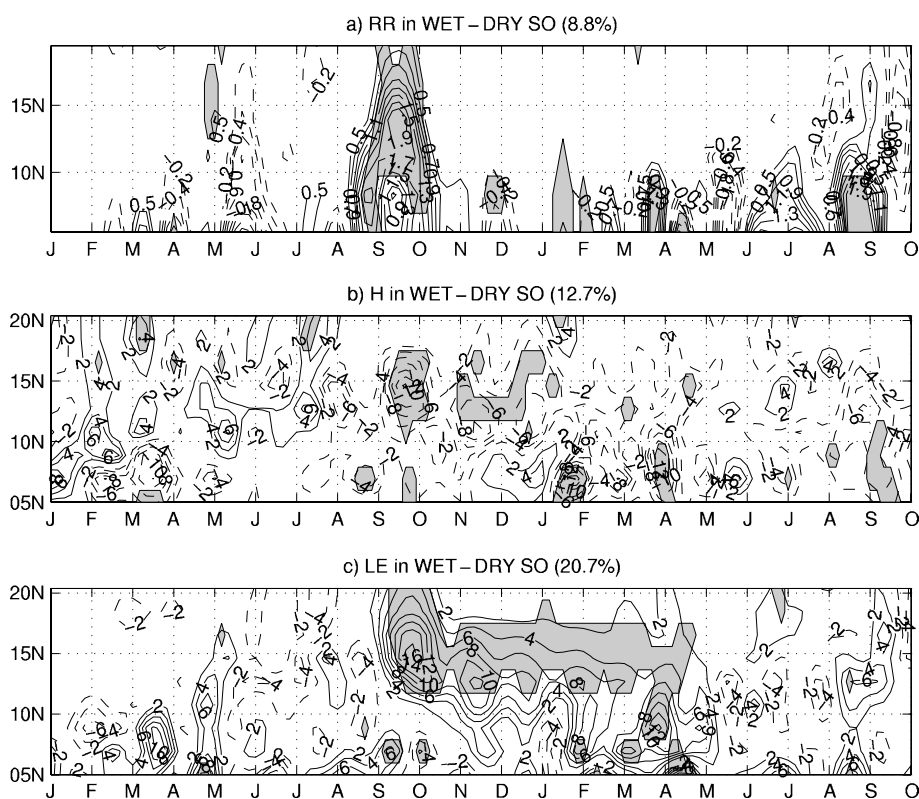


Fig. 7. (a) Wet minus Dry rainfall differences over a 19 month period (January 0 to September +1) regarding the 10 wettest and 10 driest yearly rainfall amounts averaged over the WAM region. Local differences are tested using a paired Student t -test at $p=0.05$ with negative (positive) differences in dashed (solid) lines, and significant values in grey. Field significances at $p=0.05$ and 0.01 , respectively 6.82% and 8.14%, are evaluated using Monte Carlo procedures in which the wet versus dry correspondences are shuffled randomly 1000 times. Period 1979–2001. (b) As above but for the sensible heat flux; field significances at $p=0.05$ and 0.01 are respectively 9.06% and 11.55%. (c) As above but for the latent heat flux; field significances at $p=0.05$ and 0.01 are respectively 9.58% and 12.60%

rainfall amounts are higher (lower) than the mean: the 10 wettest and 10 driest SO years are listed in Table 1. Figure 7 shows the WET minus DRY (W – D) differences in 5-day rainfall and heat fluxes over a 21-month period (from January in year 0 to September in year +1). The results are tested locally using a paired Student t -test and globally (field significance) through 1000 Monte Carlo simulations.

The significant W – D rainfall estimates (Fig. 7a) concern 8.8% of the data which is significant regarding field significance). After positive differences in September–October 0 over ‘Sudan-Sahel’ clear positive signals appear south of 10° N in March +1, July +1 and September +1 whereas months of May for both years (0 and +1) register negative W – D differences. These results show that rainfall amounts during monsoon withdrawal are statistically linked to the timing and amplitude of precipitations during the next mon-

soon season. This might arise from changes in land surface (i.e. soil moisture and vegetation) since the H and LE differences (Fig. 7b, c) are clearly negative with H and positive with LE, according to variations in the H/LE Bowen ratio: the inverse H and LE behavior points to the role of variations in sensible versus latent partition of the net heat flux from the surface as a response to rainfall and soil wetness. Shinoda and Yamaguchi (2003) detail these processes over the Sahel through hourly soil moisture observations: basically increased (decreased) precipitation is accumulated as increased (decreased) soil moisture with a time lag, leading to decreased (increased) sensible heating and simultaneously increased (decreased) latent heating and finally to low (high) daily maximum temperature. The significant W – D signals at the $p=0.05$ level in Fig. 7b, c concern 12.7% and 20.7% of the H (negative differences) and LE (positive ones) diagrams, respectively. As

for rainfall these panels are globally significant but the signals occur mainly from September 0 to March–April +1 over ‘Sudan-Sahel’ showing that before the rainy season, the sensible versus latent partition depends on local moisture availability.

Table 2 displays evolution of squared first rank autocorrelation coefficients (R2) in the 5-day series as an estimate of simple time persistence (see the caption). It can be noticed that the highest values, centered on the months of November–

Table 2. Squared first rank autocorrelation coefficients (R2) computed on the raw 5-day RR, H, LE and H/LE time series averaged over the 5–12° N Sudanian-Guinean belt for different bimonthly periods. Each time series corresponds to the successive 5-day raw (non filtered) values selected over a 2-month period (i.e. the JF time series corresponds to the first twelve pentad values of each year (23 years), hence to all the 12 × 23 January–February pentads; the MA series corresponds to the pentad numbers 13 to 24 of each year. . .). Asters mark the significant values at the $p = 0.05$ level taking into account the equivalent number of degrees of freedom in the series. Period 1979–2001

5–12°N	JF	MA	MJ	JA	SO	ND
RR	04	18	11	10	42*	23
H	59*	38*	39*	28	52*	41*
LE	47*	33	09	04	07	57*
H/LE	70*	50*	36	29	56*	53*

February; are obtained with the heat fluxes ($R2 > 40\%$) and vanish after May: since no rainfall occur in northern Winter, the H/LE partition depends directly on soil reservoir capacity and/or vegetation coverage. By contrast after the first rains these land surface parameters change locally and persistence decreases abruptly as shown in the Table.

The effect of soil moisture anomalies are logically more important in ‘Sudan-Sahel’ than near the Guinean coast, since over regions of low soil water content any small anomaly will change drastically the usual and will impact more the vegetation cover density. Figures 8 and 9 illustrate the statistical impacts of September–October rainfall variations over ‘Sudan-Sahel’ on the future active phases and pauses, and on soil moisture evolution, respectively. Curves in Fig. 8 contrast precipitation following the most abnormally wet and dry withdrawal periods (SO) listed in Table 1 for the entire WAM region (Fig. 8a), the 8–12° N belt which exhibits a unique rainy season in Summer (Fig. 8b) and the 5–7° N coastal area with two wet seasons in Spring and Autumn separated by a ‘little dry season’ in Summer (Fig. 8c). When wetter conditions occur at the end of the preceding rainy season one

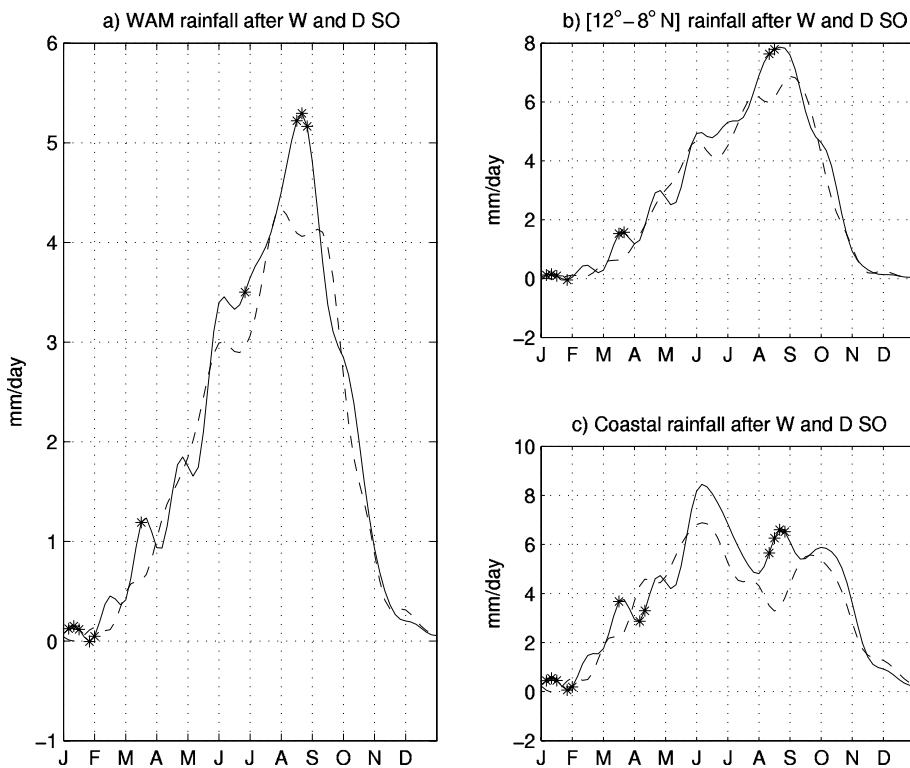


Fig. 8. (a) Annual evolution of rainfall following the abnormally wet (solid line) and dry (dashed line) withdrawal periods (SO) over ‘Sudan-Sahel’ (see selected years in Table 1) for the WAM domain. The differences are tested using a paired Student t -test at $p = 0.05$ with negative (positive) differences in dashed (solid) lines, and significant values marked by asters. Period 1979–2001. (b) For the 8–12° N belt; (c) for the coastal Guinean region (5–7° N)

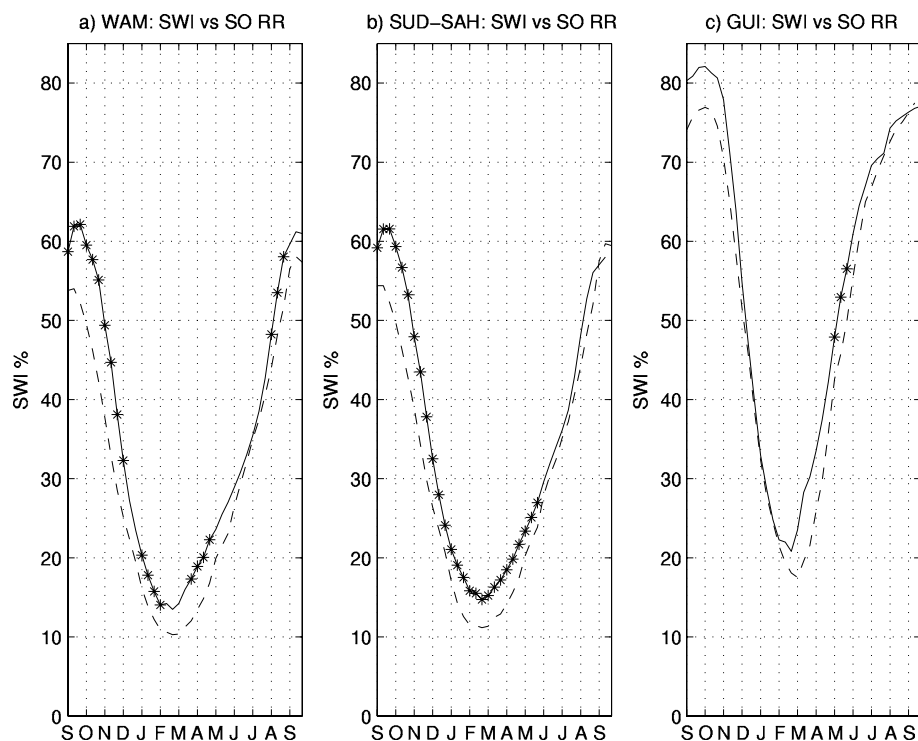


Fig. 9. (a) Composites of the ERS soil water index averaged (SWI) over the WAM region regarding the preceding abnormally wet (solid line) and dry (dashed line) withdrawal periods (SOND) over ‘Sudan-Sahel’ defined in Table 1. The Wet minus Dry differences are tested using a paired Student t -test at $p = 0.05$ with significant values marked by asterisks. Period 1992–2000. (b) As above but for the Sudan-Sahel belt; (c) as above but for the Guinean belt

observes successively (1) more marked fluctuations in Spring with typically less rainfall in May but more in June (Fig. 8a, b), (2) wetter rainy seasons in Summer (Fig. 8a, b), Spring and Autumn (Fig. 8c) along the Guinean coast where the little dry season occurs also in advance (by the end of July). By contrast, when SO precipitations of the preceding year are too rare, the rainy season is less abundant over the Sahelian and Sudanian belts; at the Guinean latitudes, the rainy seasons are also less abundant and separated by a marked little dry rainy season in August. Moreover, standard deviations of successive 5-day rainfall series extending from January to the end of August (the first 48 pentads in Fig. 8a, b) have been computed for the wet and dry cases: their mean values are significantly higher (lower) over WAM and Sudan-Sahel ($8\text{--}12^\circ\text{N}$) at $p = 0.05$. So, even though not directly tested here, more (less) marked active phases and pauses after wet (dry) SO conditions are clearly observed in Fig. 8a, b.

Soil moisture evolutions over selected regions following abnormally wet and dry September–October rainfall variations (years underlined in Table 1) are shown in Fig. 9: except over Guinea (Fig. 9d), positive $W - D$ differences persist all along the dry season; they are mostly significant

from September 0 to the end of April–May +1 over WAM and Sudan-Sahel (Fig. 9a, b). The wet curve (solid line in Fig. 9b) exhibits also higher but not significant-SWI values in July–September +1. This relationship is also partly due to the fact that SWI is calculated by assuming an exponential decay using a soil and climate characteristic constant: at local scale Gaze et al. (1998) have shown from direct observations a rapid (2 months) depletion of soil moisture in the top 1 m of the soil. However, at regional scale, as shown in Fig. 6, SWI persistence changes soil conditions during the dry season and hence the features of the future monsoon season.

5. Summary and discussion

The general purpose of this study was to explore, through simple statistics, the possible control of rainfall fluctuations by an in-situ memory resulting from surface-atmosphere interactions over land, the other control being external forcing such as long-lived SST anomaly patterns. The first aim was to detect coherent signals at the surface-atmosphere interface through observed (CMAP data) and modeled (NCEP/DOE reanalyses) heat and water vertical fluxes. The second one was to explain part of the link between

abnormally wet soils in Fall using the Global Soil Moisture Archive from ERS Scatterometer and the next monsoon season and to document this long-term memory. We have then verified the hypothesis that active periods during the northern excursion of the WAM system are sensitive to rainfall amounts registered at the beginning of the preceding monsoon withdrawal. Most of the results derive from data analyses at the 5-day time-scale after elimination of the synoptic and sub-synoptic variability (<25 days), except for the soil moisture estimates which are at a 10-day frequency. They can be summarized as follows.

Over the WAM region the net total heat flux reaches a maximum in March–April due to the annual peak in its sensible component, it remains then nearly constant until the end of September due to the increasing latent flux component (Fig. 1). Even though clear heat flux and rainfall fluctuations exist in the supra-synoptic frequencies (13–16 and 20–25 day-periods), the most energetic signals are related to the intra-seasonal ones (30–90 days) (Fig. 2). The Spring to Summer period is marked by a maximum in sensible heat flux north of 10° N and a succession of active phases (APs with abrupt rainfall increases) (Fig. 3). This is attested both in observations (CMAP, in situ rainfall not shown here) and in the NCEP reanalyzed vertical heat fluxes. A simple approach shows that APs tend to be concentrated on preferential short periods during the Spring to Summer installation of the monsoon (Fig. 1). There are four main AP periods: the turn of February/March at the Guinean latitudes (AP#1), mid-April (AP#2), then the end of May (AP#3) over the Guinean-Sudanian area and the turn of June/July (AP#4) for the Sudanian and Sahelian belts. APs#1–3 are significantly linked together (Fig. 4).

The results suggest also the existence of a “memory effect” triggered by preceding September–October rainfall anomalies. For example, composite analyses performed on the soil moisture index (SWI) estimates at a 10-day frequency (Figs. 5, 6) show that rainfall excesses during monsoon withdrawal in year 0 generate positive soil moisture anomalies until the months of April and May +1 over the Sahelian and Sudanian belts, respectively. This relationship is partly due to the fact that local SWI values are calculated by assuming an exponential decay in time. However, at regional scale, the spatial ex-

tension of SWI significant anomalies reaches one maximum at the end of the dry season (>30% of the West African continent in March +1): such an inter-seasonal persistence is able to change the horizontal energy gradients in low levels and hence to alter the initial conditions for the next West African monsoon season.

Figures 7–9 have shown that such soil moisture evolutions are sensitive to rainfall conditions in September–October during monsoon withdrawal. Such anomalies can affect significantly the timing and amplitude of the next monsoon season (in year +1) even if part of monsoon variability responds to external and/or larger forcing, e.g. SST anomalies. Typically, after the wettest conditions (i.e. abnormal rainfall excess in September–October) significant inverse anomalies occur in the sensible (negative values) and latent (positive) heat fluxes from September 0 to April +1 over ‘Sudan-Sahel’. Higher (lower) intraseasonal variance in the 5-day rainfall January to August rainfall series is also observed after wet (dry) autumnal conditions, in coherency with more (less) marked active phases and pauses, along with: (1) Sahelian rainfall less (more) abundant in May (June); (2) wetter rainy seasons in Summer +1 at the Sahelian latitudes and in Spring and Autumn +1 along the Guinean coast where the ‘little dry season’ occurs in advance (at the end of July +1).

However, we have to mention that external forcing (teleconnections), long-lived SST anomaly patterns and vegetation cover have not been directly considered here. Part of the relationship involving soil moisture could also be due to the fact that local SWI values are calculated by assuming an exponential decay in time. Nonetheless, most of the preceding results are significant and have good internal consistency. They suggest that rainfall anomalies occurring at the end of the rainy season are of paramount importance for land-surface properties (soil, vegetation) during the dry season then in Spring and Summer for monsoon dynamics and precipitation. This arises yet the questions of (1) the capacity of semi-arid ecosystems to benefit from a water surplus at a multi-month lag, and of (2) the chain of processes linking these new surface parameters to monsoon dynamics. The first point has been recently investigated by Schwimning et al. (2004) and Martiny et al. (2005) using the Normalized Difference Vegetation Index (NDVI). These

authors indicate first that clearly exists a memory of the past precipitation; second, they show that soil moisture favours increased seeds, production and more abundant foliar precession, whereas enhanced infiltration, decreased run-off and biogeochemical cycles facilitate vegetation growth.

The second question (forcing on monsoon dynamics in Spring) implies the existence of slow varying surface parameters (vegetation) at sub-continental scale and of more rapid feedbacks between soil moisture and the vertical fluxes at local scales. In fact large areas of vegetation cover (density, quality) change surface albedo and roughness but limit also direct evaporation and hence maintain humidity in low levels. Such a wetness excess exerts 2 types of forcing on the low troposphere: at local scale it strengthens the vertical moist static energy (MSE) gradients and thus the vertical instability; at regional scale it influences monsoon dynamics by rearranging the horizontal MSE gradients (Emanuel, 1995; Eltahir and Gong, 1996; Zheng and Eltahir, 1998; Fontaine and Philippon, 2000) and associated rainfall amounts (Philippon and Fontaine, 2002). Although in a numerical model these gradients are not able to produce the observed structure of the African Easterly Jet (AEJ), as shown by Thorncroft and Blackburn (1999), they organize the monsoon flux and can contribute to the AEJ dynamics through temperature gradients magnified by meridional soil moisture gradients (Cook, 1999). In fact observations and atmospheric reanalyses show that (i) the relaxation of MSE gradients over land (southward orientated) in Spring is linked to the northward excursion of the system into the continent and (ii) both the sensible-heating driven convection in low levels over the Sahel and the adiabatic ascents due to latent heat release in the high troposphere tend to reinforce before an abnormally wet rainy season (Fontaine et al., 2002).

So, the chain of processes at the end of the dry season could be as follows. (1) abnormally wetter soils in March (Fig. 6a, c) decrease surface albedo, but increase surface roughness, air moisture and low level convergence; (2) decreasing albedo reinforces locally the net solar radiation (so the upward radiation from the soil decreases) but lessens air temperature near the surface (so the boundary layer thickness diminishes); (3) the net surface radiation strengthens and therefore

the surface-atmosphere heat flux. In the West African regional context this will reinforce MSE in low levels between the areas where soil moisture is abnormally high and the dry Sahara. Such a situation is favourable to monsoon circulation and to its northward penetration into the continent. In particular this will exert a differential forcing on the vertical atmospheric heating arrangement: the sensible flux will heat the near-surface layers whereas the latent flux will warm the atmosphere above the condensation level; this will impact monsoon dynamics at regional scale through the generation of horizontal thermal and moisture gradients and hence will affect both the amplitude and timing of precipitation.

Acknowledgements

The Authors are thankful to the American NOAA for providing the CMAP and NCEP/NCAR (National Center for Environmental Prediction and National Center for Atmospheric Research), data level II, and to the Global Precipitation Climatology Centre for additional rainfall estimates. They are thankful to the 2 anonymous reviewers for their very interesting suggestions and to Dr. S. Sijikumar to his careful reading of the manuscript. This work has been supported by the PNEDC and PNRH French programs (INSUE-CNRS) and is a contribution to the AMMA international project. *GPCC (1998): The Global Precipitation Climatology Centre. Information on World Wide Web under <http://www.dwd.de/research/gpcc/>*. Based on a French initiative, AMMA was built by an international scientific group and is currently funded by a large number of agencies, especially from France, UK, US and Africa. It has been the beneficiary of a major financial contribution from the European Community's Sixth Framework Research Programme. Detailed information on scientific coordination and funding is available on the AMMA International web site <http://www.amma-international.org>

References

- Chang P, Li J, Li H (1997) A decadal climate variation in the tropical Atlantic Ocean from thermodynamic air-sea interactions. *Nature* 385: 516–518
- Charney J, Quirk WJ, Show SH, Kornfield J (1975) Dynamics of deserts and droughts in the Sahel. *Quart J Roy Meteor Soc* 101: 193–202
- Charney JG, Quirk WJ, Show SH, Kornfield J (1977) A comparative study of the effects of albedo change on drought in semiarid regions. *J Atmos Sci* 34: 1336–1385
- Cook KH (1999) Generation of the African Easterly Jet and its role in determining West African precipitation. *J Climate* 12: 1165–1184
- Douville H, Chauvin F (2000) Relevance of soil moisture for seasonal climate predictions: a preliminary study. *Clim Dynam* 16: 719–736

- Eltahir EA, Gong C (1996) Dynamics of wet and dry years in West Africa. *J Climate* 11: 2078–2096
- Emanuel KA (1995) On thermally direct circulations in moist atmospheres. *J Atmos Sci* 52: 1529–1534
- Folland CK, Palmer TN, Parker DE (1986) Sahel rainfall and worldwide sea temperature. *Nature* 320: 602–607
- Fontaine B, Philippon N (2000) Seasonal evolution of boundary layer heat content in the West African monsoon from the NCEP/NCAR reanalysis (1968–1998). *Int J Climatol* 20: 1777–1790
- Fontaine B, Philippon N, Camberlin P (1999) An improvement of June–September rainfall forecasting in the Sahel based upon region April–May moist static energy content (1968–1997). *Geophys Res Lett* 26: 2041–2044
- Fontaine B, Philippon N, Trzaska S, Roucou P (2002) Spring to summer changes in the West African monsoon through NCEP/NCAR reanalyses (1968–1998). *J Geophys Res* 107 (10): 10.1029–10.1037
- Gaze SR, Brouwer J, Simmonds LP, Bromley J (1998) Dry season water use patterns under *Guiera senegalensis* L. shrubs in a tropical savanna. *J Arid Environments* 40: 53–67
- GPCC (1998) The Global Precipitation Climatology Centre. Information on World Wide Web under <http://www.dwd.de/research/gpcc/>
- Grodsky SA, Carton JA (2001) Coupled land/atmosphere interactions in the West African Monsoon. *Geophys Res Lett* 28: 1503–1506
- Janicot S, Sultan B (2001) Intra-seasonal modulation of convection in the West African monsoon. *Geophys Res Lett* 28: 523–526
- Kanamitsu M, Ebisuzaki W, Woolen J, Yarg SK, Hnilo JJ, Fiorino M, Potter GL (2002) NCEP-DOE AMIP-II reanalysis (R-2). *Bull Amer Meteor Soc* 83: 1631–1643
- Li T, Philander SGH (1997) On the seasonal cycle of the equatorial Atlantic Ocean. *J Climate* 10: 813–817
- Louvet S, Fontaine B, Roucou P (2003) Active phases and pauses during the installation of the West African monsoon through 5-day CMAP rainfall data (1979–2001). *Geophys Res Lett* 30(24): 2271–2275
- Louvet S, Janicot S (2003) Study of the first Guinean rainy season and role of the Subtropical Jet of the Northern Hemisphere. *Proceedings EGS-AGU Joint Assembly*
- Martiny N, Richard Y, Camberlin P (2005) Interannual persistence effects in vegetation dynamics of semi-arid Africa. *Geophys Res Lett* 32(24), L24403, doi:10.1029/2005GL024634
- Matthews AJ (2000) Propagation mechanisms for the Madden-Julian oscillation. *Quart J Roy Meteor Soc* 126: 2637–2652
- Matthews AJ (2004) Intraseasonal variability over tropical Africa during northern summer. *J Climate* 17: 2427–2440
- Maurer EP, O'Donnell GM, Lettenmaier DP (2001) Evaluation of the land surface water budget in NCEP/NCAR and NCEP/DOE reanalyses using an off-line hydrologic model. *J Geophys Res* 106(D16): 17.841–17.862
- Mitchell TP, Wallace JM (1992) The annual cycle in equatorial convection and sea surface temperature. *J Climate* 5: 1140–1156
- Murakami M (1979) Large scale aspects of deep convective activity over the Gate area. *Mon Wea Rev* 107: 994–1013
- Philippon N, Fontaine B (2002) The relationship between the Sahelian and previous 2nd Guinean rainy seasons: a monsoon regulation by soil wetness? *Annales Geophysicae* 20(4): 575–582
- Schwinning S, Sala OE, Loik ME, Ehleringer JR (2004) Thresholds, memory, and seasonality: understanding pulse dynamics in arid/semi-arid ecosystems. *Oecologia* 191–193
- Shinoda M, Yamaguchi Y (2003) Influence of soil moisture anomaly on temperature in the Sahel: a comparison between wet and dry decades. *J Hydrometeorol* 4(2): 437–447
- Spencer RW (1993) Global oceanic precipitation from the MSU during 1979–1991 and comparisons to other climatologies. *J Climate* 6: 1301–1326
- Sultan B, Janicot S (2000) Abrupt shift of the ITCZ over West Africa and intra-seasonal variability. *Geophys Res Lett* 27: 3353–3356
- Sultan B, Janicot S (2003) The West African Monsoon Dynamics. Part II: The “Preonset” and the “Onset” of the summer Monsoon. *J Climate* 16: 3407–3427
- Sultan B, Janicot S, Diedhiou A (2003) The West African Monsoon Dynamics. Part I: Documentation of Intra-seasonal variability. *J Climate* 16(21): 3389–3406
- Thornicroft CD, Blackburn M (1999) Maintenance of the African easterly jet. *Quart J Roy Meteor Soc* 125: 763–786
- Wagner W, Lemoine G, Rott H (1999) A method for estimating soil moisture from ERS scatterometer and soil data. *Remote Sensing Environ* 70: 191–207
- Wagner W, Scipal K (2000) Large-scale soil moisture mapping in Western Africa using the ERS scatterometer. *IEEE Trans Geosci Remote Sensing* 38(4): 1777–1783
- Wang G, Eltahir E (2000) Role of vegetation dynamics in enhancing the low-frequency variability of the Sahel rainfall. *Water Resour Res* 36: 1013–1021
- Xie P, Arkin PA (1997) Global precipitation: a 17-year monthly analysis based on gauge observations, satellite estimates, and numerical model outputs. *Bull Amer Meteor Soc* 78: 2539–2558
- Xue Y, Shukla J (1993) The influence of land surface properties on Sahel climate. Part I: Desertification. *J Climate* 6: 2232–2245
- Zeng N, Neelin JD, Lau KM, Tucker CJ (1999) Enhancement of interdecadal climate variability in the Sahel by vegetation interaction. *Science* 286: 1537–1540
- Zeng NJ, Neelin D (2000) The role of vegetation-climate interaction and interannual variability in shaping the African savanna. *J Climate* 13: 2665–2670
- Zheng X, Eltahir EAB (1998) The role of vegetation in the dynamics of West African monsoons. *J Climate* 11: 2078–2096

Authors' address: Bernard Fontaine (e-mail: bernard.fontaine@u-bourgogne.fr), Samuel Louvet, Pascal Roucou, Centre de Recherches de Climatologie, UMR5210, CNRS/University of Burgundy, Bât Sciences Gabriel, BP, 21004 Dijon Cedex, France.

ANNEXE 3



Sudan-Sahel rainfall onset: Definition of an objective index, types of years, and experimental hindcasts

Bernard Fontaine¹ and Samuel Louvet¹

Received 21 December 2005; revised 22 May 2006; accepted 26 June 2006; published 21 October 2006.

[1] Using rainfall estimates from the 5-day version of CPC Merged Analysis of Precipitation (CMAP) and Global Precipitation Climatology Project data along with multiscale spatial key descriptors of atmospheric dynamics from National Center for Environmental Prediction/Department of Energy reanalysis 2 (NCEP/DOE), we first define a West African monsoon onset index to determine its successive dates of occurrence over the period 1979–2004 (28–29 June in mean with a standard deviation of 8.5 days). Then we focus on the three main types of time evolutions of that index at the moment of the monsoon onset in terms of precipitation, pressure, temperature, and winds at different levels to detect the most robust associated signals and select on the mid-May, mid-June period different sets of potential predictors for onset dates. Basically, late (early) onsets are preceded by more (less) rainfall southward to the equator by the end of May, then by a clear decrease (increase) of the normal northward cross-equatorial gradient in mid-June. Finally, we present experimental cross-validated hindcasts of the dates of onset always based on four predictors using both reanalyzed atmospheric data and observed rainfall estimates. Accurate forecasting schemes are obtained, especially with CMAP rainfall (time tendencies and cross-equatorial gradients) over the Gulf of Guinea. In this context the hindcasted series are highly significant when compared to observations (75% of explained common variance with the sole rainfall predictors) and can reach 82% of variance when a zonal wind descriptor of regional scale is added. Basically, a late (early) onset is preceded by more (less) rainfall southward to the equator by the end of May, then by a clear decrease (increase) of the normal northward cross-equatorial gradient by mid-June.

Citation: Fontaine, B., and S. Louvet (2006), Sudan-Sahel rainfall onset: Definition of an objective index, types of years, and experimental hindcasts, *J. Geophys. Res.*, *111*, D20103, doi:10.1029/2005JD007019.

1. Introduction

[2] At first order the West African monsoon (WAM) circulation, mainly results from sea-land contrasts and consists of a southwesterly flow in the lower levels, which transports water vapor from the Atlantic Ocean. Because of the horizontal component of the Coriolis acceleration, this flow turns eastward north of the equator and converges onto the continent in the ITCZ and its associated rainbelt, which together migrate between the Guinean coast to the southern margins of the Sahara. This movement, toward north in spring, and south in autumn, explains the mean annual evolution of precipitation: the Guinean regions record two clear rainy seasons peaking in May–June and September–October whereas the Sudanian and Sahelian belts register a single rainy season which peaks in August after the monsoon onset. At regional scale this generates strong meridional gradients of specific humidity, precipitation,

vegetation, and soil moisture: see, among others, *Moron et al.* [1995], *Polcher* [2004], and *Ward et al.* [2004] for more details.

[3] Monsoon onsets observed over the Guinean and Sahelian regions have been recently studied as intraseasonal components of rainfall and atmospheric variability in the WAM system by *Grodsky and Carton* [2001], *Sultan and Janicot* [2000], *Janicot and Sultan* [2001], *Sultan et al.* [2003], and *Louvet et al.* [2003], among others. The purpose of this study is not to suggest a new line of attack of intraseasonal variability over WAM but to evaluate the potential forecast skill linked to rainfall and atmospheric conditions occurring a few weeks before WAM onsets. *Omotsho et al.* [2000] have prediction schemes for some West African stations (Bamako, Niamey, and Kano) using a reanalysis of in situ rainfall data. We propose hereinafter a preliminary statistical approach of onset diagnostics and predictability as well as some experimental hindcasts using basic descriptors issued from a few selected rainfall and atmospheric data sets currently available. Diagnostic of onset takes into account the abruptness and amplitude of the latitudinal shift of the ITCZ as well as the concomitant increase/decrease of Sahelian/Guinean precipitation. The

¹Centre de Recherches de Climatologie, CNRS/University of Burgundy, Dijon, France.

Table 1. Comparison Between the CMAP and GPCP 5-Day Precipitation Data Sets Over the Period 1979–2004 After Removing the Mean Annual Cycles^a

	JFM		AMJ		JAS		OND	
	RD, %	TCC	RD, %	TCC	RD, %	TCC	RD, %	TCC
Land	+0.4	+0.99	-3.1	+0.97	-3.9	+0.98	-2.3	+0.97
Ocean	+4.5	+0.96	+4.4	+0.96	+8.8	+0.97	+5.3	+0.98

^aRelative differences (RD) in percentages $50(\text{CMAP} - \text{GPCP})/(\text{CMAP} + \text{GPCP})$ and temporal correlation coefficients (TCC) are averaged by season on the continental ($20^{\circ}\text{N}-5^{\circ}\text{N}$) and oceanic ($5^{\circ}\text{N}-5^{\circ}\text{S}$) West African monsoon (WAM) areas. CMAP, CPC Merged Analysis of Precipitation; GPCP, Global Precipitation Climatology Project; JFM, January, February, March; AMJ, April, May, June; JAS, July, August, September; OND, October, November, December.

ultimate objective (i.e., in near future) will be to provide more accurate and comprehensive hindcasts and, if possible, real-time predictions of these events using both historical data and numerical simulations such as the ECMWF forecasts for the time range 10–30 days, operational since October 2004.

[4] In the following section the data and methodological approach will be briefly described while section 3 will present a few selected results. We will provide first some statistics on the dates of onset and on the relevant aspects of rainfall and atmospheric field evolutions around these dates, then we will focus on onset predictability and prediction by presenting and discussing several experimental hindcasts of the dates of monsoon onset. Section 4 will summarize the results and give the future perspectives.

2. Data and Methods

[5] Rainfall data have been selected from the CPC Merged Analysis of Precipitation (CMAP) [Xie and Arkin, 1997] and from the Global Precipitation Climatology Project (GPCP) [Adler et al., 2003; Xie et al., 2003] estimates on a 2.5×2.5 degree latitude/longitude grid at a 5-day timescale over the period 1979–2004. The two precipitation data sets were compared by Gruber et al. [2000] and Yin et al. [2004]. The first authors show good spatial and temporal correlations between the two sets. In particular, the temporal correlation over West Africa and the tropical Atlantic Ocean exceed +0.90 for the monthly field and +0.70 with the annual cycle removed, the best fit occurring over the continent south of the Sahara. In northern spring and summer, the mean precipitation differences (CMAP–GPCP) are positive over land and negative over ocean with a typical difference of ± 0.1 mm/day [Gruber et al., 2000, Figure 7, Table 3, p. 2638]. This could be because, in contrast with GPCP, CMAP uses both SSM/I microwave scattering and Microwave sounding unit over the ocean, uncorrected rain gauge over land, and an OLR precipitation index over land and ocean [Gruber et al., 2000]. Yin et al. [2004] precise that (1) the GPCP–CMAP spatial correlation is higher over land than over ocean; (2) in general, over-ocean precipitation represented by the GPCP is more reasonable while over land the two products are close; and (3) discrepancies can however exist in sensitive areas such as equatorial West Africa. For our purpose (onset diagnosis and predictability) and over the West African monsoon (WAM) domain here considered, i.e., a squared

area of 20° extension in latitude and longitude (equ- 20°N ; $10^{\circ}\text{W}-10^{\circ}\text{E}$), the two data sets fit rather well as shown in Table 1: the CMAP–GPCP relative differences expressed in percentages are negative over land and positive over the Gulf of Guinea but always rather low ($<10\%$) and the temporal correlations very high ($>+0.96$). So to avoid redundancy, the results displayed in other tables and figures will refer to the CMAP data set; however, the text will indicate the differences when necessary. This choice is justified by the results of Ali et al. [2004, 2005]. These authors have recently compared on a monthly basis and a $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ latitude/longitude resolution the in situ precipitation estimates using the Comité Inter-étatique de Lutte contre la sécheresse au Sahel (CILSS) rain gauge network (managed by AGRHYMET) in the $10^{\circ}\text{N}-20^{\circ}\text{N}$ West African belt during the rainy season, versus a lot of rainfall estimates: Global Precipitation Climatology Centre (GPCC), Global Precipitation Index (GPI), GPCP, and CMAP. Ali et al. [2004, 2005] clearly demonstrate that the CMAP data set is the best one in terms of bias, root mean square, and distribution at this timescale.

[6] The selected CMAP version depends mainly on observations: rainfall forecasts from the model are not assimilated and observations from rain gauges have been merged with estimates from infrared and microwave data from satellites. CMAP analysis comprises two phases. In the first one, all estimates except the gauge-based analysis are combined using a maximum likelihood estimate with weights derived by comparison to the gauge analysis (over land) or in a simplified form (over oceans). This reduces the overall random error, but leaves the systematic error. The gauge analysis is then used over land, when sufficient gauge observations are available, or atoll-based gauge observations over the tropical oceans, to determine the absolute value of the analysis, while preserving the gradients derived earlier.

[7] Atmospheric data provide from NCEP/DOE AMIP-II reanalysis (R-2) [Kanamitsu et al., 2002] over the period 1979–2004 available at the same spatial resolution than CMAP data. We have primarily considered the fields known to impact WAM energetics and dynamics: sea level pressure (SLP), skin temperature, moist static energy (MSE), and wind speed at 925, 600, and 200 hPa for documenting the monsoon flow, the African easterly jet and the tropical easterly jet, respectively.

[8] The statistical approach comprises four steps:

[9] 1. To depict the monsoon onset, we first define two rainfall indexes over a squared area of 20° extension in latitude and longitude (equ- 20°N ; $10^{\circ}\text{W}-10^{\circ}\text{E}$) using both the 5-day CMAP and GPCP data: a northern index (NI) averaging precipitation north of 7.5°N and a southern index (SI) for the region extending between 7.5°N and the equator. Then a WAM onset index (WAMOI) is defined as the difference between the NI and SI standardized indexes, after elimination of time variability <15 days by a butterworth time filter [Murakami, 1979]: When the rainbelt migrates northward (southward), WAMOI values increase (decrease). In that context the onset date is defined as the first pentad of a 20-day (or longer) period registering positive WAMOI in both CMAP and GPCP. WAMOI refers to the $10^{\circ}\text{W}-10^{\circ}\text{E}$ window where a clear meridional sea-land contrast exists.

Table 2. Dates of Onset in Pentad Numbers Using CMAP and GPCP, if Different, Over the Period 1979–2004^a

	1979	1980	1981	1982	1983	1984	1985	1986	1987	1988	1989	1990	1991
CMAP	34	35	37	35	35	39	34	35	37	36	37	36	39
GPCP		34					35		36				
	1992	1993	1994	1995	1996	1997	1998	1999	2000	2001	2002	2003	2004
CMAP	35	36	35	34	34	35	37	39	36	38	34	34	38
GPCP		35				32				37	35		35

^aMeans are 35.9 versus 35.6, standard deviations are 1.7 versus 1.7, and correlation coefficient between the two series is +0.85***.

[10] 2. A clustering algorithm (K-means) is then applied on selected subsamples of WAMOI series (the April–July seasons) to detail the main types of spring to summer evolutions on the period 1979–2004. K-means clustering is an algorithm to classify objects (here years) based into K number of groups, by minimizing the sum of squares of distances between data and the corresponding cluster centroid. Here the clustering algorithm is repeated 1000 times with a new set of initial centroids to assess robustness. This allows us to separate the robust signals from those occurring possibly by chance or too noisy. Several K numbers (2 to 5 classes) have been tried and we report only those with K = 3 which can be estimated as the most efficient choice with respect to the length of the series (26 years).

[11] 3. Rainfall and atmospheric patterns describing time tendencies at the moment of the onset are analyzed using CMAP and selected National Center for Environmental Prediction/Department of Energy reanalysis 2 (NCEP/DOE) (NCEP2/DOE) fields like sea level pressure, skin temperature and horizontal wind field at 925 hPa (monsoon level), 600 hPa (midtroposphere), and 200 hPa (upper troposphere). The most robust signals are then considered as potential predictors and interpreted in terms of pressure and moist static energy gradients along the meridional and zonal planes.

[12] 4. Finally, experimental hindcasts of the dates of onset are performed using multivariate linear regression analyses with objective (stepwise) selection of different sets of potential predictors (rainfall, pressure, temperature, moist static energy, and winds at different levels) after application of a cross-validation procedure. The reported results will concern always cross-validated hindcasts with four predictors. To ensure robust skills we applied a leave-one-out cross-validation, meaning that the predictive information of the year to predict is not used; that is, coefficients of regression for a given year are therefore calculated on the other (25) years. As a result, each yearly hindcast derives from a model on all available data excluding one year to minimize potential skill inflation, which may arise from the multiannual persistence of predictor and/or predictand conditions. However, one important point must be kept in mind: if cross-validation is used to obtain, to first order, uninflated skill estimates and provides a good estimate of the true forecast skill in large samples [Michaelsen, 1987; Barnston, 1994], they are not similar to a real operational context; in particular, the skill obtained is generally slightly better.

3. Dates of Onset and Dominant Types of Spring to Summer Rainfall Evolutions

[13] Several onset definitions for the WAM domain have been already published. *Omotosho et al.* [2000, p. 869] use

a few in situ rainfall stations with the following onset definition: "... the first three or four rainfalls of at least 10 mm with not more than 7 days between them." By contrast, *Sultan and Janicot* [2003] defined the Sahelian's onset as the moment of the latitudinal shift of the ITCZ from 5°N to 10°N through daily gridded rainfall data during the period 1968–1990, and OLR gridded data over the 10°W–10°E longitudinal window and the period 1979–1990. *Louvet et al.* [2003] diagnose the most coherent rainfall evolutions over homogeneous regions using principal components analysis (PCA) to document the main modes of 5-day CMAP variability (main patterns and associated time components over the period 1979–2001) after elimination of fluctuations (<1 month). In this last approach the Sahelian onset is viewed as an important intraseasonal modulation of precipitations among others, which does not only concern Sahelian latitudes. All these approaches give similar mean dates, although some discrepancies appear in specific years.

[14] Here the dates of onset have been defined through the WAM onset index already defined (see point 1 above) using the 5-day CMAP and GPCP data sets over the period 1979–2004 and the longitudinal window 10°W–10°E: This window is the region where the abrupt shift of the ITCZ is the most obvious [Sultan and Janicot, 2003; Louvet et al., 2003].

[15] The results can be compared in Table 2 both in terms of means and interannual variability. They are very similar: the CMAP and GPCP mean dates occur in the last days of June (35.9 versus 35.6 pentad numbers, respectively, meaning June 28–29) with a standard deviations of 1.7 pentads (8.5 days); the correlation coefficient between CMAP and GPCP time series is high and significant (+0.85***). Indeed, the CMAP-GPCP differences are equal to zero in 69% of occurrences (18 years out of 26) and do not exceed one pentad in 92% of years. The slight difference in the mean dates (0.3 pentad or 1–2 days) is coherent with the CMAP underestimation/overestimation over land/ocean already shown in Table 1. Given this global accordance we will focus hereafter on the sole CMAP results to avoid redundancy. It is noteworthy, however, that the monsoon onset is not exactly similar to the beginning of the tropical rainy season, which usually refers to smaller spatial scale and is motivated by an agro-meteorological approach. For example, our onset dates differ for several years from the growing season onset dates in northern Nigeria published by *Ati et al.* [2002], who use in situ observations over six stations northward to 12°N. By contrast, our onset dates are in good coherence with the results of *Louvet et al.* [2003] and *Sultan and Janicot* [2003] and are directly linked to monsoon dynamics. Thus it is possible to determine the mean onset date with an index of the northward shift of the

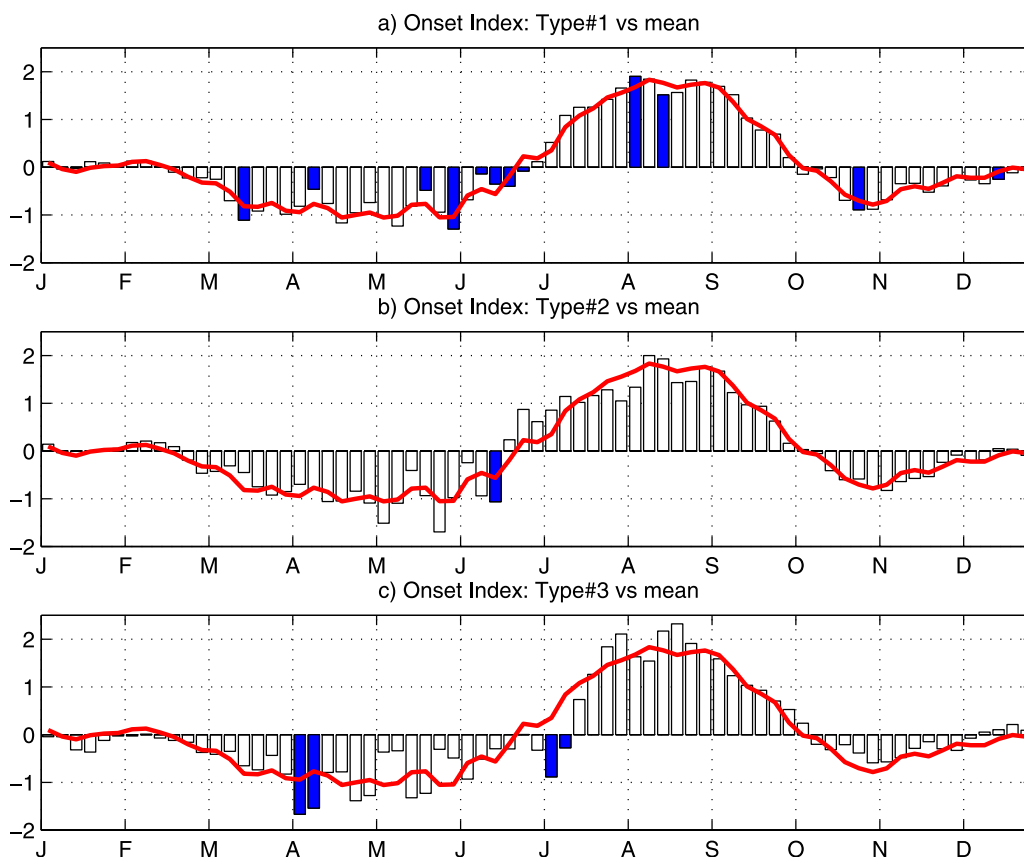


Figure 1. (a–c) Three main types of mean annual evolutions for West African monsoon onset index (WAMOI, bars) along with the 1979–2004 mean, after elimination of time variability <15 days by a butterworth time filter. Shadings point out the significant signals at $p = 0.05$ regarding a Student t test. Years composing each type and the respective dates of onset are listed in Table 3.

African Easterly Jet in midtroposphere at the moment of the monsoon onset: the AEJ core located by 10°N – 12°N decreases abruptly because (1) the meridional thermal gradient weakens at this moment (not shown) and (2) intense African easterly waves (AEWs) appear as shown by *Gu and Adler* [2004]. The spring to summer transition over West Africa is also marked by changes in synoptic-scale waves, that is, from the eastward-propagating Kelvin-type modes during spring to the westward-propagating AEWs during summer.

[16] Years entering into each type of years are listed in Table 3 along with their mean dates of onset. The respective mean annual rainfall evolutions are shown in Figure 1. Type 1 is clearly the dominant type and represents 50% of years (13 years out of 26, Table 3). Its mean onset date, marked in Figure 1a by the first positive bar at the end of June (the 36th pentad), is very close to both the mean date and annual evolution (curve on Figure 1) and is coherent with *Sultan and Janicot* [2000] and *Louvet et al.* [2003]. For these

reasons, type 1 will be called hereinafter “normal” onset. By contrast, years classified into type 2 (type 3) tend to register onsets in advance (in late) with a mean date of occurrence by mid-June (before mid-July). So, types 2 (31% of years) and 3 (19%) will be called “early” and “late” onsets, respectively.

[17] For each type, Figure 1 points out the most significant pentads ($p = 0.05$, bars shaded) all along the year regarding a Student t test calculated on the differences between the years composing the type and all the remaining years: these signals tend to occur one or several pentads before the mean dates of onset (Figures 1a–1c).

[18] CMAP estimates (RE) at the time of the mean onset date (pentad number 36) is displayed in Figure 2a after elimination of synoptic variability (maxima greater than 5 mm/day are shaded). The rainband, which marks the preferential ITCZ locations, extends inside the 3°N – 12°N latitudinal belt. However, within the 10°W – 10°E window this band is thinner and displaced southward, toward the

Table 3. Mean Dates of Onset in Pentad Numbers and Years by Types and for All the Available Period 1979–2004 Using CMAP

Type	Mean Date of Onset	Years
Mean	35.9	all years
Type 1	35.8	1981, 1982, 1986, 1987, 1988, 1989, 1990, 1992, 1993, 1996, 1997, 1998, 2000
Type 2	34.4	1979, 1980, 1983, 1985, 1994, 1995, 2002, 2003
Type 3	38.6	1984, 1991, 1999, 2001, 2004

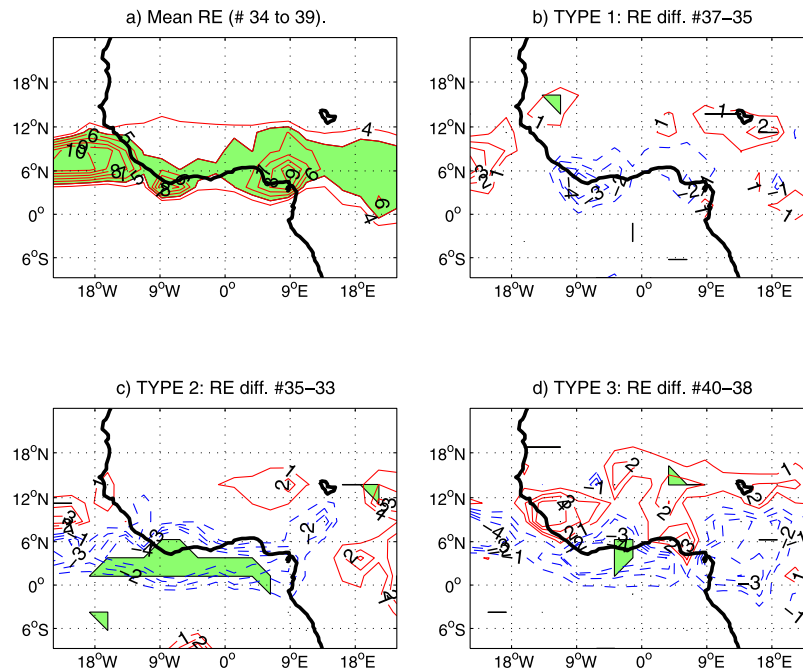


Figure 2. (a) Rainfall estimates (RE) around the onset in mm/day and (b–d) composite evolutions before and after the yearly onsets for the three dominant types. For Figures 2b–2d the values in mm/day are relative to the dates of onset listed in Table 2 and expressed as simple differences between 5-day rainfall amounts registered after and before the onset date: If $RE(i)$ denotes the rainfall estimates registered during one pentad (i) during which the onset occurs, the values refer to $RE(i + 1) - RE(i - 1)$. Shadings point out values greater than 5 mm/day in Figure 2a and significant differences at $p = 0.05$ regarding a Student t test in Figures 2b–2d.

Guinean coast. The composite fields of the differences between the 5-day rainfall amounts registered after and before the “normal,” “late,” and “early” onset dates are displayed in Figures 2b–2d, respectively: Here any positive (negative) value means an increase (a decrease) in precipitation at the onset period whereas the shadings point out the significant signals regarding a Student t test ($p = 0.05$). Basically, the onset corresponds to a sudden northward excursion of the rainband: the largest rainfall increases (northward to 10°N) are associated with decreasing precipitation south of the Guinea coast. However, this feature characterizes more the “normal” onsets than the “early” and “late” situations, which are somewhat different. For example, “early” onsets (Figure 2c) appear linked to decreasing rainfall over the Atlantic Ocean south of 6°N but do not exhibit any important Sahelian increase in the $10^{\circ}\text{W}–10^{\circ}\text{E}$ window. If we consider the total period, and hence the three types, the most robust signals are therefore limited to the equatorial Atlantic, south of the Guinean coast.

[19] In order to better detail such rainfall signals over the $10^{\circ}\text{W}–10^{\circ}\text{E}$ longitudinal window in years with “normal,” “early,” and “late,” onsets, Figure 3 displays the three time latitude diagrams of rough (unfiltered) 5-day CMAP data. It is first noteworthy that the onset tends to occur just after the vanishing of the last physically powerful rain events (>6 mm/day) south of 10°N at the end of the first Guinean rainy season and leads by 2–4 pentads rainfall maxima over Sudan-Sahel ($10^{\circ}\text{N}–13^{\circ}\text{N}$). As a result, the onset date is not accurate at a daily scale. Compared to “normal” years (Figure 3a), “early” years (Figure 3b) register wetter con-

ditions and a longer rainy season north of 10°N after the onset date, whereas the rainy seasons following “late” onsets are drier and shorter.

4. Associated Atmospheric Fields

[20] Similar analyses have been conducted using the reanalyzed atmospheric fields to give us an idea about the robustness of these signals and to determine their spatial scale. Figures 4a and 5a display the mean fields of skin temperature (SKT) and sea level pressure (SLP) conditions by the mean date of onset (the 36th pentad of the year, by the end of June). In these figures, SKT (SLP) fields registering values lower than 30°C (1015 hPa) are marked by dashed lines. Notice that, northward to the Sahelian belt ($\sim 15^{\circ}\text{N}$) and especially over western Sahara and Mauritania, the SKT maxima are close to the SLP minima (Figures 4–5): this points out the continental heat low region bordered by the two Azores and Santa-Helena high-pressure cells over the tropical Atlantic. Figures 4b–4d and 5b–5d present the mean SKT and SLP tendencies at the dates of “normal,” “early,” and “late” onsets, respectively. Here the positive (negative) tendencies are displayed with solid (dashed) lines and with shadings if significant at $p = 0.05$. Basically, the onset period corresponds to a large northward translation of SKT maxima over the western Sahara as shown by the positive values extending north of 15°N and the negative values southward in Figures 4b–4d. However, some distinctions must be made. Years of type 1 (“normal onset”) exhibit the largest signals over the WAM region, especially a clear dipolar pattern (warming/cooling

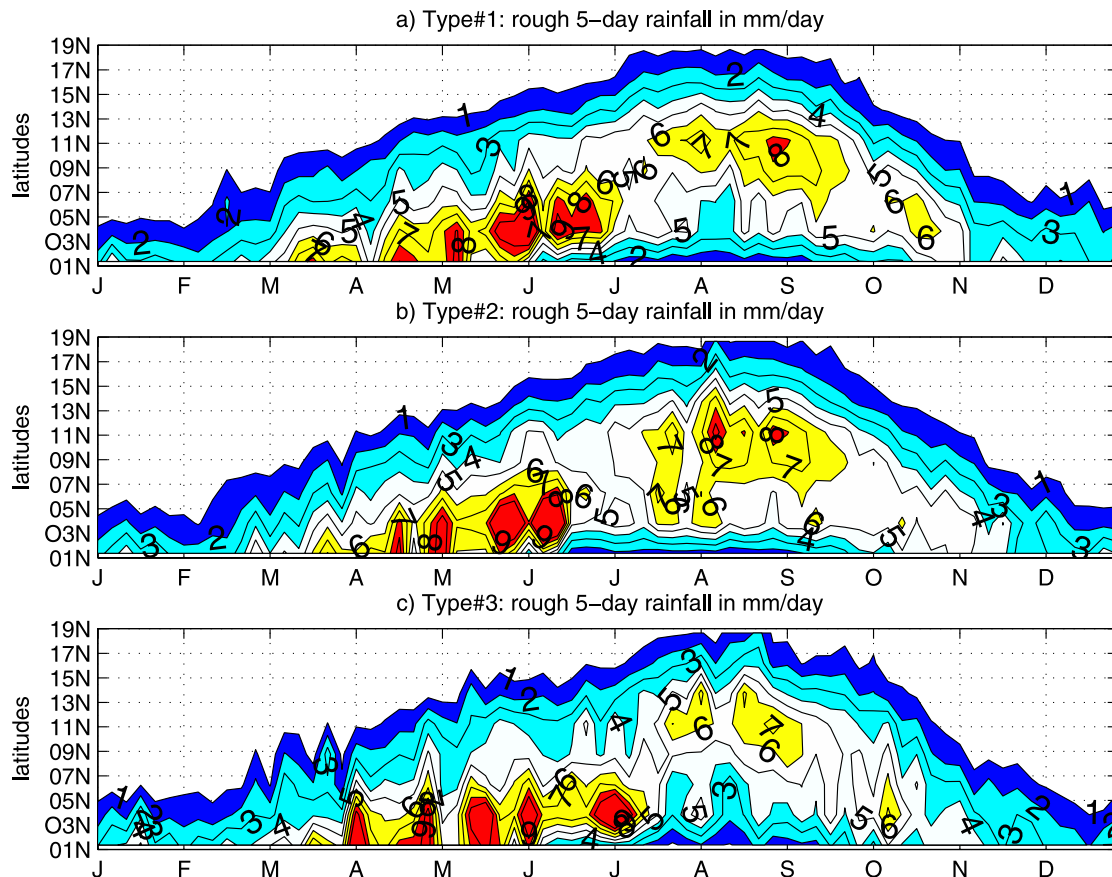


Figure 3. (a–c) Three WAMOI types in terms of time-latitude diagrams of rough (not filtered) 5-day CPC Merged Analysis of Precipitation (CMAP) data (period: 1979–2004), averaged over the 10°W – 10°E longitudinal window. The units are expressed in mm/day.

north/south of $\sim 20^{\circ}\text{N}$) with significant values south of 15°N (Figure 4b). This is coherent with (1) the SLP increase in the vicinity of the two Azores and Santa-Helena anticyclonic cells (positive values in Figure 5b) and (2) the SLP decrease (negative values) over the heat low region in western Sahara. Such a SLP anomaly pattern reinforces the generated pressure force anomaly region toward the WAM region, and hence wind convergence. By contrast, type 2 (“early onset”) does not show any significant signal located over the continent (Figures 4c and 5c) but (1) a reinforcement of the Azores cell associated with a warming over the northern tropical Atlantic and the Mediterranean Sea and (2) a cooling over the eastern Atlantic by $\sim 15^{\circ}\text{S}$. Type 3 (“late onset”) is mainly associated with a significant cooling on the continental Guinean belt and with a large pressure increase in the equatorial Atlantic between 10°N and 10°S .

[21] These results show that at the moment of onset, robust signals of regional extent can be captured in the SKT and SLP meridional and zonal gradients. Such gradients are well known to drive monsoon energetics and dynamics, either directly via changes in low-level energy contents and pressure gradient force (and hence horizontal wind field) or indirectly via their new vertical arrangement.

[22] To focus on the last point, Figures 6–8 present similar diagrams but for the wind fields at 925 hPa (the monsoon flow), 600 hPa (the African Easterly Jet level,

AEJ), and 200 hPa (the Tropical Easterly Jet, TEJ), respectively. Figures 6a, 7a, and 8a refer to the mean conditions before (after) the mean onset date, whereas Figures 6b–6d, Figures 7b–7d, and Figures 8b–8d display the significant wind field tendencies at the moment of the “normal,” “early,” and “late” onsets (i.e., the “after” minus “before” differences regarding the dates in Table 2). For the three types, the onset period shows a large enhancement of the mean circulation in low levels (Figures 6b–6d). This can be observed in the vicinity of both the Santa Helena cell (northwestward vectors in coherency with SLP increasing already pointed out), and of the Azores cell (southerlies and southwesterlies). Between these anticyclonic gyres the monsoon flux reinforces as noticed by the westerly and southerly anomalies over the tropical and the western part of the continent, in coherency with the SLP decrease already noticed over the Saharan heat low region (see Figure 4). The reinforcement of the zonal component (westerly winds) in low levels within the latitudinal band 5°N – 15°N and near the African coast (30°W – 10°W) is probably linked to a reinforcement of the westerly wind jet at the moment of the monsoon onset. The westerly jet installs over this region from May to September and brings humid maritime air and thus rainfall inland [Grodsky *et al.*, 2003]. In midlevels, years of type 1 (“normal” onset) show a large enhancement of easterlies and southeasterlies from the eastern Mediterranean basin to the Sahel and the western Sahara along with

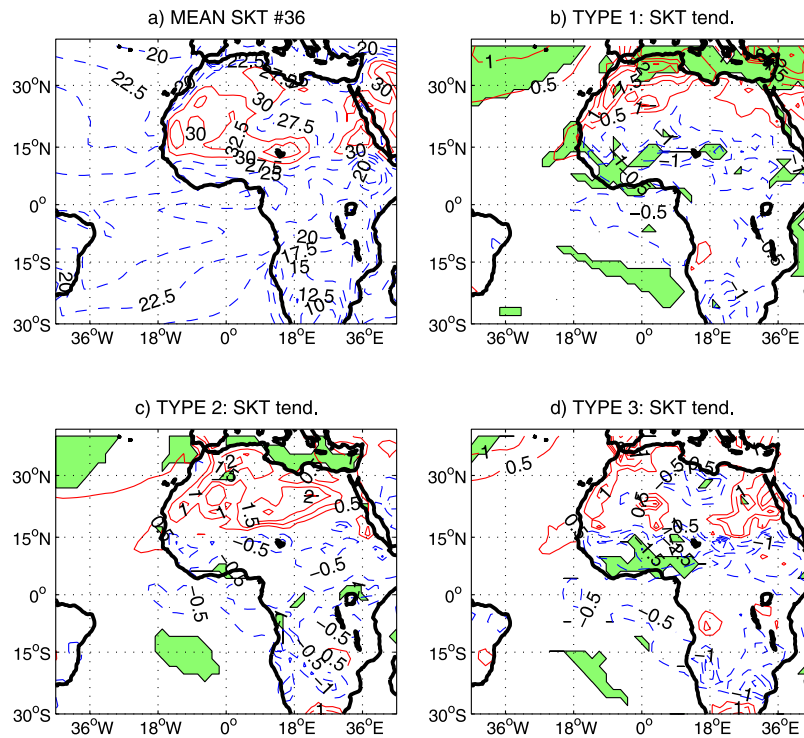


Figure 4. (a) Mean skin temperature (SKT in Celsius) by the end of June (pentad #36); dashed lines for values lower than 30°C. (b–d) Mean tendencies at the dates of “normal,” “early,” and “late” onsets, respectively. Values are the mean 5-day SKT differences between the pentad before and after the date of onset observed each year, where positive/negative values mean warming/cooling. Shading for the significant differences is at $p = 0.05$ regarding a Student t test.

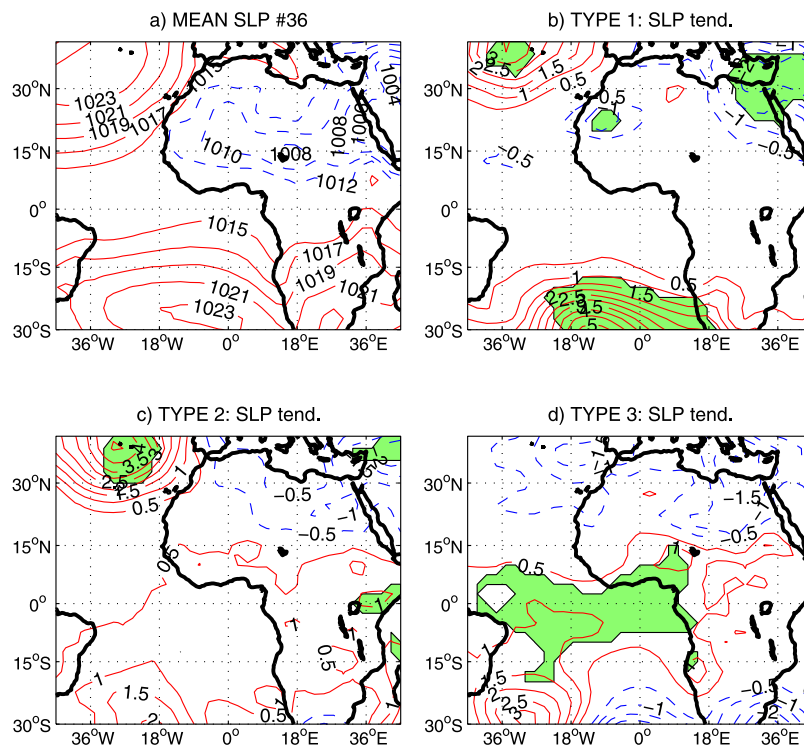


Figure 5. Same as Figure 4 except for sea level pressure (SLP). Dashed lines are for values lower than 1015 hPa.

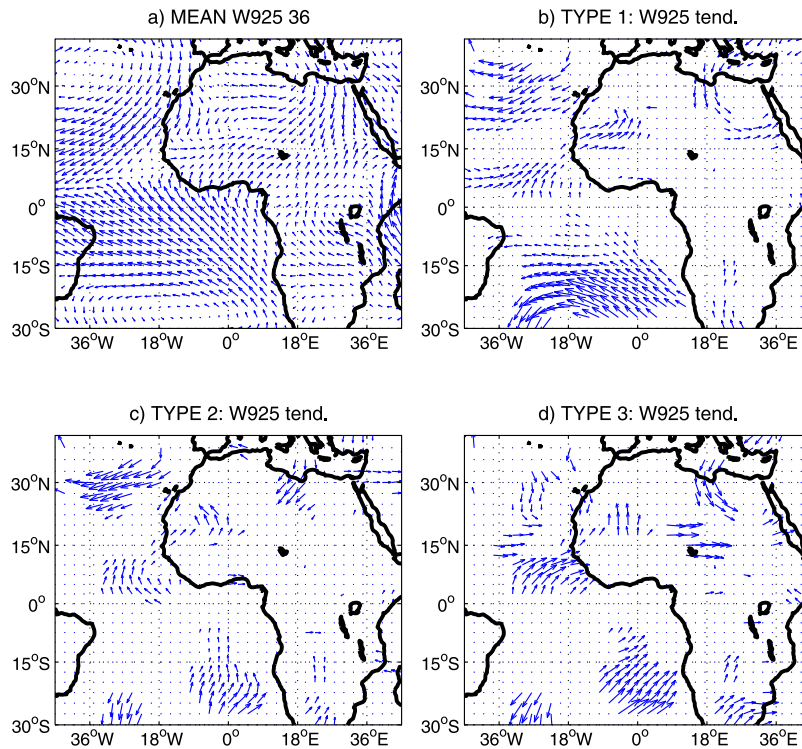


Figure 6. (a–d) Same as Figure 4 except for the wind field at 925 hPa (W925).

a decrease in AEJ attested by a westerly tendency northward to the Guinean coast (Figure 7b). Type 2 (“early”) and especially type 3 (“late”) exhibit also this tendency but displaced somewhat southward as shown northward to the equator in Figures 7c and 7d. This is coherent with a

northward migration of the AEJ axis. In the upper troposphere a large area is concerned by a westward tendency extending north of 15°N in “normal” and “early” years (types 1 and 2 in Figures 8b and 8c) or southward to the equator for the “late” years (type 3 in Figure 8d). Such

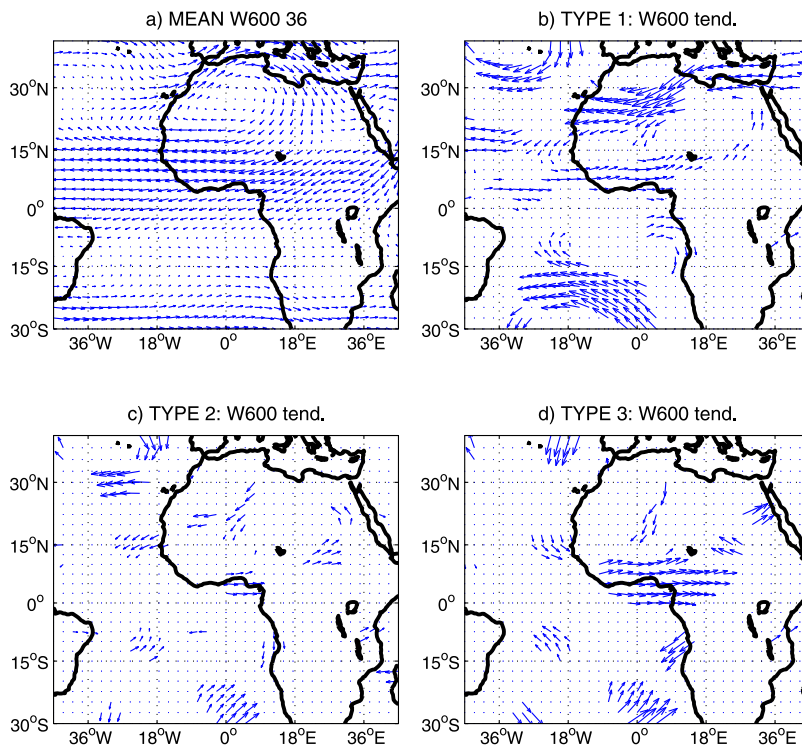


Figure 7. (a–d) Same as Figure 4 except for the wind field at 600 hPa (W600).

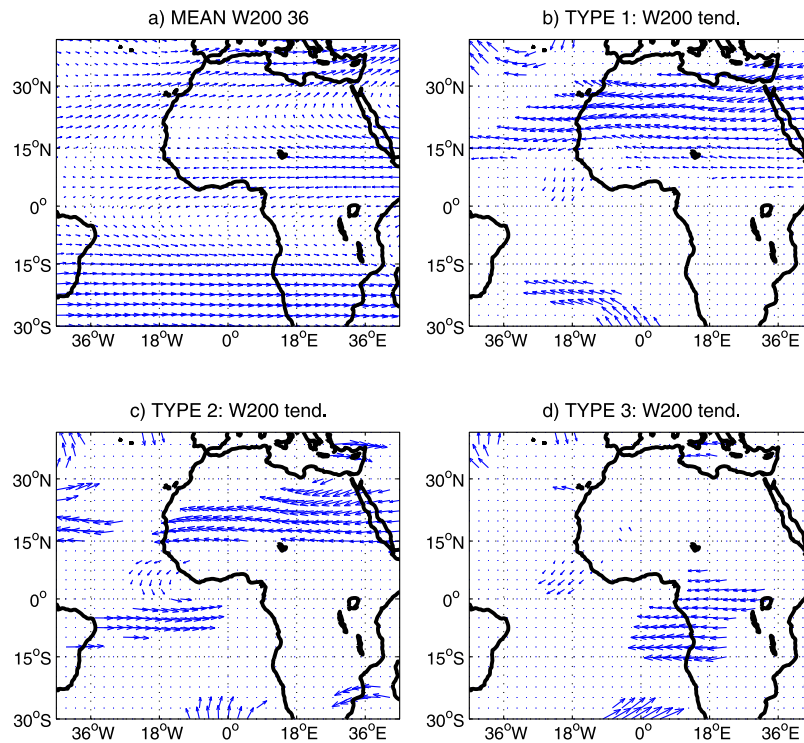


Figure 8. (a–d) Same as Figure 4 except for the wind field at 200 hPa (W200).

patterns reinforce the mean easterly circulation between the tropics (Figure 8a). In all composites northward anomalies are also always present in the southern Atlantic. In Figure 8c, notice the southward anomaly winds over the equatorial Atlantic offshore of Senegal linked to large westward anomalies over the continent.

[23] All these results (Figures 2–8) show that robust signals are linked to the dates of onset. They are either of subregional (i.e., rainfall evolution at the Guinean latitudes), or of regional scale (i.e., pressure and energy gradients, temperature, and wind fields). A statistical prediction of onset dates based on such signals is hence feasible. The following section briefly illustrates this issue.

5. Experimental Hindcasts of the Dates of Monsoon Onset

5.1. Definition of Experiments

[24] Four types of short-term cross-validated experimental hindcasts of onset dates have been performed using multivariate linear regression analyses with objective selection of different sets of potential predictors taken from mid-May to mid-June (i.e., six pentads from the 28th to the 33rd pentads).

[25] 1. In a first experiment the potential predictors are defined in a physical sense to describe monsoon energetics and dynamics. They take directly into account the rough (unfiltered) meridional and zonal gradients of sea level pressure (SLP) and moist static energy (MSE) at 1000 hPa, because this information is physically linked to the monsoon and has been successfully used for prediction of the Sahel rainy season [Fontaine *et al.*, 1999; Philippon and Fontaine, 2002]. These gradients refer to different spatial scales and areas over the domain (30°N–Eq.; 20°W–10°E).

[26] 2. In a second experiment we use field descriptors through the rough (unfiltered) NCEP2/DOE reanalyzed atmospheric data (SLP, temperature, winds at 925, 600, and 200 hPa) since atmospheric variability appeared to be significantly linked to the onset in Figures 4–8. These modes, defined in a pure statistical sense (i.e., the 10 first leading EOF of each field with and without Varimax rotation), are hence of regional extent and refer to the same domain.

[27] 1. In experiment 3 we focus on the sole rainfall signals of smaller scale discussed in the above section (Figures 2 and 3), using the rough (unfiltered) 5-day CMAP rainfall information southward to the Sahara (between 20°N and 5°S). Three adjacent latitudinal belts of 5° large are defined over land between 20°N and 5°N in the 10°W–10°E window for documenting the Sahelian, Sudanian and Guinean belts, plus two others in the Gulf of Guinea (GoG) for describing its northern (N.GoG: equator–5°N in the 10°W–10°E window) and southern (S.GoG: 5°N–5°S in the 15°W–10°E window) parts. So, we only consider these five rainfall zonal indexes (three over land and two over the ocean), along with the four meridional differences between the five adjacent areas to detail rainfall gradients.

[28] 2. The fourth experiment consists of merging the potential predictors used in all experiments (rainfall and atmospheric descriptors).

5.2. Results

[29] If hindcasts based on atmospheric predictors (experiments 1 and 2) from NCEP/DOE2 are encouraging, those using “observed” rainfall estimates over a more limited domain (experiments 3 and 4) are significantly better. The following list summarizes briefly the main results obtained in terms of common variance between observed and hind-

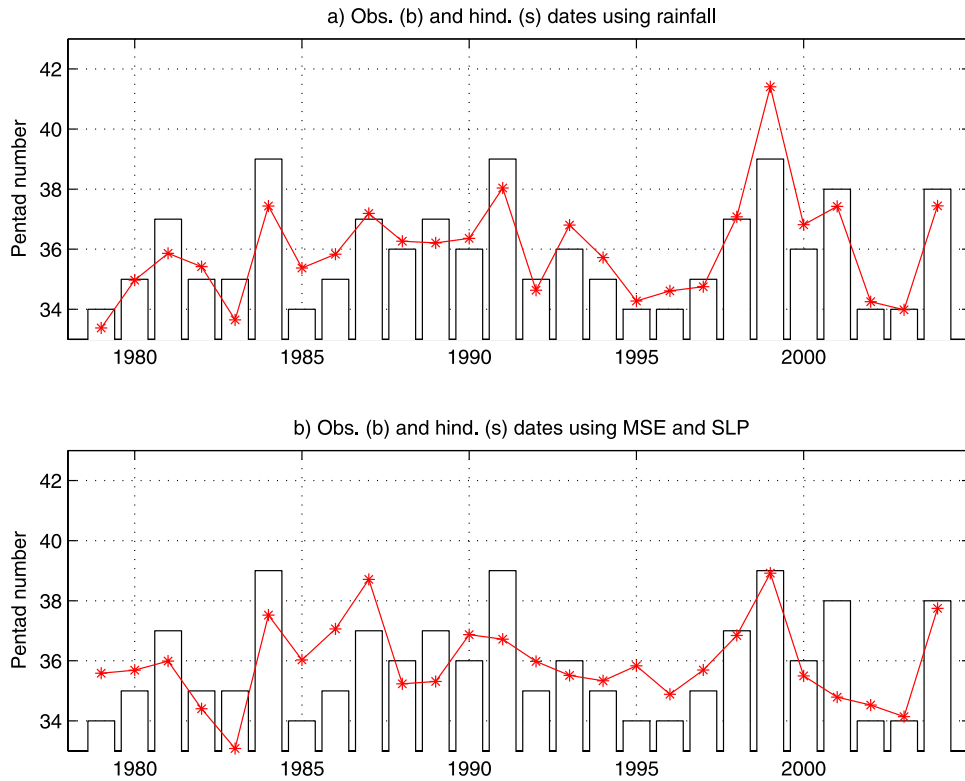


Figure 9. Experimental hindcasts of the dates of monsoon onset through multivariate linear regression analyses using four predictors in cross-validation mode: (a) with rainfall predictors and (b) with SLP and MSE predictors.

casted time series (R^2 coefficient) and of statistical significance (one, two, and three asterisks denote the significant levels at $p = 0.1, 0.05,$ and $0.001,$ respectively, after 1000 Monte Carlo simulations). More details will be given after.

[30] 1. In experiment 1, the SLP and MSE gradient predictors explain 36%* of the common variance: $r = +0.60$) in good coherency with the physical approach of the monsoon and the statistical schemes used by *Fontaine et*

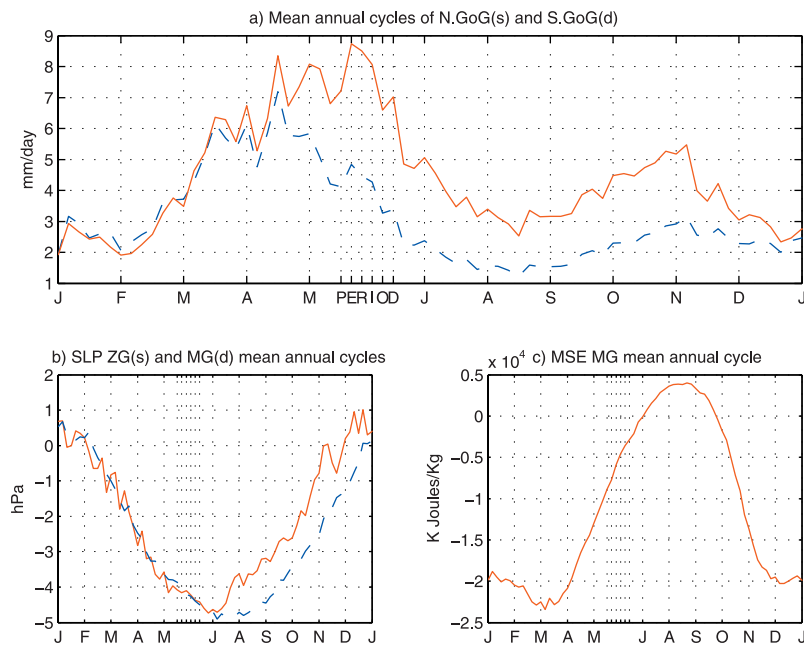


Figure 10. Mean annual cycles of selected predictors: (a) rainfall, (b) SLP zonal gradients, and (c) MSE meridional gradients. The period mid-May to mid-June and the mean onset date are marked “PERIOD” and “J,” respectively.

Table 4. Results From Experiment 3^a

With Rainfall EV: 75% ***	S.GoG #28	S.GoG #30	S.GoG #32	GoG_MG #33
Reg. C	+0.41	+0.40	-0.43	-0.64
C(l)Tot CC	+0.53***	-0.34*	-0.44*	-0.58***

^aS.GoG #28, S.GoG #30, S.GoG #32, and GoG_MG #33 are selected predictors. Reg. C values are the regression coefficients for normalized series. C(l)Tot CC values are the total correlation coefficients. Basic statistics are as follows (see Figure 10a): AFA, 0.66***; AA, 0.05***; RMSE, 0.87***; RMSE-A, 1.01***; ABSE, 0.68***; BIAS, -0.04. EV, explained variance; AFA, actual forecast ability; AA, artificial ability; RMSE and RMSE-A, root mean square (normal and adjusted); ABSE, absolute error and BIAS following *Ward et al.* [1990], *Ward and Folland* [1991], and *Knaff and Landsea* [1997]. Levels of significance at $p = 0.01$, 0.05, and 0.01 are marked by one, two, and three asterisks, respectively. They are estimated by taking into account the number of independent values in the series for CCs and, for the basic statistics, by performing 1000 Monte Carlo simulations.

al. [1999] and *Philippon and Fontaine* [2002] for predicting the Sahelian rainy season. More details will be given hereinafter.

[31] 2. In experiment 2, the 10 leading EOF modes of the basic atmospheric fields shown in Figures 4–8 (SLP, temperature and wind components at 925, 600, and 200 hPa) enable one to obtain better skills with four predictors: $R^2 = 31\%^*$ with SLP (i.e., $r = +0.57$), $46\%^{**}$ with winds at 600 hPa, $50\%^{**}$ with skin temperature, $51\%^{**}$ with winds at 200hPa, and $R^2 = 65\%^{***}$ with the 925 hPa wind field ($r = +0.81$). When all atmospheric field descriptors (SLP, temperature and winds) are considered, the skill can reach $73\%^{***}$, and $74\%^{***}$ when onset dates are defined through GPCP. Better scores are obtained when EOF modes are defined over larger windows. This demonstrates the good predictability of the dates of onset with reanalyzed atmospheric products.

[32] 3. In experiment 3, the potential predictors are the sole CMAP rainfall indexes averaged over a few small areas of interest (i.e., the subregional indexes describing rainfall amounts and meridional gradients southward to the Sahara already presented). Predictors and results will be detailed hereafter. In this experiment the cross-validated predictive skill explains $75\%^{***}$ of common variance ($r = +0.87$). More details will be given hereinafter.

[33] 4. This last score can be slightly improved ($R^2 = 82\%^{***}$) by considering both rainfall and atmospheric signals (experiment 4). Here the procedure automatically selects 3 rainfall predictors over the Gulf of Guinea explaining 77% of the relationship. The fourth predictor (23% of the relationship) is a low energetic zonal wind mode of variability in low levels having stronger weights on the WAM domain and on the equatorial and southern tropical Atlantic.

[34] Figures 9 and 10 and Tables 4 and 5 describe the cross-validated hindcasted results (basic statistics, selected predictors) issued from experiments 3 and 1. These two experiments are chosen because they allow us to better summarize and discuss the overall results. Experiment 3 (Figure 9a and Table 4) is not the best one in a pure statistical sense since it explains only 36% of. However, it is surely the most potentially useful since it uses only one “observed” data set over a limited area (CMAP rainfall estimates in the Gulf of Guinea). By contrast, experiment 1

(Figure 9b and Table 5) is less powerful in a statistical sense but its predictors (SLP and MSE gradients) are directly linked to monsoon energy and dynamics and therefore more helpful to discuss the results in physical/dynamical terms.

[35] Table 4 confirms the accurate predictive skill obtained with the sole observed rainfall variability over the Gulf of Guinea, as no continental rainfall predictor is retained by the selection procedure: the retained predictors (Table 4) are the 5-day rainfall amounts during the 28th, 30th, and 32nd pentads over southern GoG (S.GoG: $15^\circ\text{W} - 10^\circ\text{E}$; $5^\circ\text{S} - 5^\circ\text{N}$) and the transequatorial meridional gradient (GoG_MG) during the 33rd pentad. This could be owing to the fact that, CMAP uses both SSM/I microwave scattering and microwave sounding unit over the ocean [*Gruber et al.*, 2000].

[36] The selected rainfall predictors are not significantly cross-correlated, the coefficients ranging from -0.15 to $+0.27$ with a variance inflation factor (VIF) lower than the maximum threshold of 5 recommended by *Chatterjee and Price* [1977]: $VIF = 1.79$, meaning that the four predictors are not collinear. Lines 2 and 3 in Table 4 list the respective regression coefficients in conjunction with the total correlations between the dates of onset and the four predictors. Sign reverses between pentads point to the role of rainfall time tendencies. For example, the total correlations show that an onset in late (advance) is significantly associated with decreasing rainfall over the equator (positive/negative values with S.GoG for pentad numbers 28/30). Coefficients of regression demonstrate that a too late onset is typically associated with (1) more rainfall by mid-May over the equatorial Atlantic (positive coefficient in pentad #28 with S.GoG), (2) a rapid and persistent decrease over the same region (negative coefficients after), and (3) a clear southward cross-equatorial gradient anomaly by mid-June over the Gulf of Guinea (negative value with GoG_MG during the 33rd pentad). As shown by statistics (last line of Table 4), the cross-validated forecast skill is good and significant (i.e., $75\%^{***}$ of explained variance: $r = +0.87$). Figure 9a enables comparison between the observed and predicted dates of onset as bars and curve, respectively. One can notice the close relationship between the two time series, except perhaps in 1999 when the predicted date lags by two pentads the observed onset (pentad 41 versus 39).

[37] It is noteworthy that the above skill is largely higher than the score ($R^2 = 45\%^{**}$) obtained with rainfall field predictors of regional scale resulting from EOF analyses without rotation over the domain $30^\circ\text{S} - 40^\circ\text{N}$; $45^\circ\text{W} - 45^\circ\text{E}$. By contrast, when rainfall field predictors are defined over a

Table 5. Same as Table 4 but for Experiment 1^a

With MSE + SLP EV: 36% ***	SLP_MG #31	SLP_ZG #31	SLP_ZG #33	MSE_MG #33
Reg. C	+0.34	+0.35	-0.29	-0.33
Tot. CC	+0.40**	+0.37*	-0.21	-0.53***

^aSLP_MG stands for the SLP meridional gradients across the equator between ($0 - 20^\circ\text{N}$) and ($0 - 20^\circ\text{S}$) in the $10^\circ\text{W} - 10^\circ\text{E}$ window. SLP_ZG stands for the SLP zonal gradients in the northern tropics ($20^\circ\text{N} - 30^\circ\text{N}$) between the eastern Atlantic ($20^\circ\text{W} - 10^\circ\text{W}$) and the western Sahara ($10^\circ\text{W} - 0^\circ$). MSE_MG stands for the MSE meridional gradients between the ($10^\circ - 15^\circ\text{N}$) and ($5^\circ\text{N} - 10^\circ\text{N}$) latitudinal belts in the $10^\circ\text{W} - 10^\circ\text{E}$ window. Basic statistics are as follows: AFA, 0.13*; AA, 0.12*; RMSE, 1.36; RMSE-A, 1.58; ABSE, 1.11; BIAS, ~ 0.00 .

more limited WAM region ($0\text{--}20^\circ\text{N}$; $10^\circ\text{W}\text{--}10^\circ\text{E}$) the hindcasted results are improved ($R^2 = 65\%^{***}$) and $73\%^{***}$ if a Varimax rotation is performed to give more weight to signals of lower scale. This proves that special attention must be paid not only to the type of variable but also to the spatial scale of descriptors and to the way they are defined. Unfortunately, the predictive capability of CMAP rainfall decreases rapidly when the lead time increases: $56\%^{**}$ of explained variance with predictors defined from April 25 to May 25, for example.

[38] Let us now focus on the mean annual cycles of the selected rainfall predictors in experiment 3 (i.e., the northern and southern parts of the Gulf of Guinea, Figure 10a). The period mid-May to mid-June and the mean onset date are marked “PERIOD” and “J,” respectively. Clearly, the mean date of onset (end of June, just before the letter J on the x axis) follows a rainfall maximum over N.GoG (8.5 mm/day on the solid line in Figure 10a) and a concomitant rainfall decreasing over the northern and southern (dashed line) parts of the Gulf of Guinea. This generates a persistent northward gradient (precipitation is higher over N.GoG than over S.GoG). So, any southward gradient anomaly (when rainfall amounts over S.GoG exceed those registered over N.GoG) will tend to reduce the mean northward gradient displayed in Figure 10a. Such a situation will favor an abnormal southward position of the rain belt and therefore will tend to delay the date of onset (see the negative coefficients between the date and GoG_MG in Table 4).

[39] By comparison hindcasts based on SLP and MSE gradients known to directly impact monsoon dynamics show clearly lower skill (Figures 9b and Table 5). However, scores are significant and the selected predictors (Figures 10b and 10c) are not colinear ($\text{VIF} = 1.16$) and enable physical interpretation. The onset date is concomitant of an extremum ($\sim -4.5\text{ hPa}$ in Figure 10b) in SLP differences along the meridional and zonal directions at regional scale: between $[0\text{--}20^\circ\text{N}]$ and $[0\text{--}20^\circ\text{S}]$ in the $10^\circ\text{W}\text{--}10^\circ\text{E}$ window; between the eastern Atlantic $[20^\circ\text{W}\text{--}10^\circ\text{W}]$ and the western Sahara $[10^\circ\text{W}\text{--}0^\circ]$ in the northern tropics $[20^\circ\text{N}\text{--}30^\circ\text{N}]$. These negative gradients directed toward south and east increase therefore the pressure gradient force in the opposite directions, driving horizontal wind toward the heat low region and hence enhancing horizontal convergence: the monsoon onset occurs when the northward and westward pressure gradient forces register their annual maximum at regional scale. Since SLP gradients are defined positive toward the north or east, a too late onset is linked to (1) northward anomaly gradients across the equator (see the positive coefficients with SLP_MG in Table 5) and (2) increasing eastward anomaly gradients in the northern tropics between the western Sahara and the eastern Atlantic (see the reverse in sign with SLP_ZG in Table 5). This tends to slow down the seasonal increase in SLP gradients (negative values shown in Figure 4b) and hence to delay their annual extremums.

[40] In terms of monsoon energetics, the onset date is related to a sign reverse in MSE meridional gradients between the $(10^\circ\text{--}15^\circ\text{N})$ and $(5^\circ\text{N}\text{--}10^\circ\text{N})$ latitudinal belts, as shown by the zero value in Figure 10c: the gradients are negative before the onset (directed southward) and positive after (directed northward). So, any negative MSE anomaly

gradients on the continent will tend to delay the reverse in MSE meridional gradients and hence the date of onset.

6. Discussion and Conclusion

[41] The objective of this article was to propose a preliminary statistical study of the West African monsoon onset in terms of diagnostics, predictability and short-term prediction. A four-step approach has been proposed: (1) definition of a WAM onset index (WAMOI) using both the 5-day CMAP and GPCP data; (2) application of clustering algorithm (K-means) on April–July WAMOI series to detail the main types of spring to summer evolutions; (3) analyses of the most robust leading signals in the CMAP estimates and NCEP2/DOE fields (sea level pressure, skin temperature, wind at 925, 600, and 200 hPa, moist static energy) to select potential rainfall and atmospheric predictors; and (4) production of experimental cross-validated hindcasted onset dates using objective selections of these predictors.

[42] The CMAP and GPCP rainfall estimates allowed us to define a mean date of onset over the period 1979–2004 by June 28–29 with a standard deviation of 8.5 days and to show that onset dates are not accurate at a daily scale. Classifications (K-mean clusterings) well separate years with a “normal” onset date (36th pentad, 50% of cases) from those registering an “early” (mid-June, 31%) or a “late” (before mid-July, 19%) onset. These three types of situation are also different regarding precipitation: basically the “normal” and “late” onsets correspond to a large northward excursion of the rainband associated with significant increase over Sudan-Sahel and decrease in the Gulf of Guinea; an “early” onset shows does not show any important Sahelian increase in the $10^\circ\text{W}\text{--}10^\circ\text{E}$ window. So, over the 26-year total period the most accurate signals in precipitation linked to the onset period are located just southward to the Guinea coast. They are hence of lower extent than the regional scale (i.e., subregional).

[43] Other associated and significant signals can be defined using the basic atmospheric fields (sea level pressure, skin temperature, winds at 925, 600, and 200 hPa, moist static energy). The onset period is associated with a large enhancement of the mean circulation in low levels, mainly in the vicinity of both the Santa-Helena cell and the Azores cell, and between these gyres a reinforcement of the low-level westerly wind jet and thus of the monsoon flux over the tropical Atlantic and the western part of West Africa. In midlevels, easterlies from the eastern Mediterranean basin to the Sahel reinforce, but the African Easterly Jet (AEJ) lessens over the Guinean coast, which is coherent with a northward migration of the AEJ axis. In the upper troposphere, the mean easterly circulation between the tropics is reinforced. All these signals are in general agreement with an abrupt intensification and northward shift of the monsoon rains at time of onset. For example, any stronger westerly jet in low levels will favor the development of easterly waves by enhancing zonal wind shear between low levels and midlevels [Grodsky *et al.*, 2003] and will cause enhanced marine air transport into the continent [Grist and Nicholson, 2001].

[44] The monsoon onset occurs when the northward cross-equatorial rainfall gradient is at maximum (i.e., in-

creasing rainfall differences between the oceanic regions north and south of equator). It is also concomitant to (1) a maximum in sea level pressure differences along both the meridional and zonal directions: the onset takes place when the northward and westward pressure gradient forces at regional scale exceed a certain threshold; (2) a sign reversing in moist static energy gradient between the (10°–15°N) and (5°N–10°N) latitudinal belts in the 10°W–10°E window. These gradients are directed southward before the onset but northward after.

[45] These results (and others not reported here) showed that statistical predictions of onset dates based on some rainfall and/or atmospheric signals (i.e., SLP, temperature, MSE, and wind field) selected on the period mid-May/mid-June are feasible or possible. All of them demonstrate the potential ability of reanalyzed atmospheric data (period mid-May to mid-June) to predict the onset dates. In this study the CMAP rainfall gradients and time tendencies defined over the equatorial Atlantic in the Gulf of Guinea appeared also very efficient. In particular, skills issued from cross-validated hindcasts with four rainfall predictors are highly significant (75% of explained common variance with observations). Basically, late (early) onsets are preceded by more (less) rainfall southward to the equator by the end of May, then by a clear decrease (increase) of the normal northward cross-equatorial gradient by mid-June. This skill can be slightly improved ($R^2 = 82\%$) by merging this rainfall information with low-level zonal wind variability. However, in this context rainfall descriptors over the Gulf of Guinea remain largely dominant in the regression (three predictors out of four, explaining 77% of the relationship), certainly because these indicators have been defined from mid-May to mid-June and over small adjacent areas of subregional scale. Other experiments not reported here have been made for verifying the importance of CMAP rainfall versus NCEP/DOE2 atmospheric descriptors: in general, they explain more than 2/3 of the total variance of the prediction. In particular, the best schemes have been obtained with spatial rainfall indexes averaged over a few small areas of interest or through rotated EOFs defined over the sole WAM domain [0°–20°N; 10°W–10°E]. This proves that special attention must be paid to the spatial scale of descriptors and to the way they are defined. Unfortunately, the predictive capability of CMAP rainfall decreases rapidly when the lead time increases: 56% of explained variance with predictors defined from April 25 to May 25, for example.

[46] The first objective is now to select operational precipitation data for better describing the “real world” and detailing anomalies associated with the three types of onsets. The second one is to increase the lead time of prediction for the AMMA program by improving our statistical schemes with more specific atmospheric WAM and surface multiscale descriptors, like those already available on the link AMMA-WP1.1.3 at <http://www.u-bourgogne.fr/climatologie/>. The third objective is to assess the importance of spatial scales for the predictors and to evaluate the predictability of rainfall variability at intraseasonal time-scale, including breaks and surges of the monsoon as defined by Louvet *et al.* [2003]. In this study the WAM onset index refers to the 10°W–10°E window since this is the region where the abrupt shift of the ITCZ is the most obvious [Sultan and Janicot, 2003]: an interesting research

issue will be to investigate other WAM longitudes (i.e., 15°W–5°W, 5°W–5°E, and 5°E–15°E). The last purpose will be to investigate the capability of atmospheric predictors defined in GCMs to evaluate the new ECMWF numerical forecasts for the time range 10–30 days in terms of monsoon onset, in order to propose new schemes based on both observed (or reanalyzed) historical data and numerical simulations.

[47] **Acknowledgments.** The authors are very grateful to the National Center for Atmospheric Research (USA) for providing the NCEP/DOE2 data and to the anonymous reviewers for their interesting comments. The study was supported by the Global change and Ecosystems programme (EU Integrated project: African Monsoon Multidisciplinary Analysis (AMMA) and the French component of AMMA). On the basis of a French initiative, AMMA was built by an international scientific group and is currently funded by a large number of agencies, especially from France, the United Kingdom, the United States, and Africa. It has been the beneficiary of a major financial contribution from the European Community’s Sixth Framework Research Programme. Detailed information on scientific coordination and funding is available on the AMMA International Web site, <http://www.amma-international.org>.

References

- Adler, R. F., *et al.* (2003), The version 2 Global Precipitation Climatology Project (GPCP) monthly precipitation analysis (1979–present), *J. Hydro-meteorol.*, *4*, 1147–1167.
- Ali, A., A. Amani, and T. Lebel (2004), Estimation des pluies au Sahel: Utilisation d’un modèle d’erreur pour évaluer les réseaux sol et produits satellitaires, *Sécheresse*, *3*(15), 271–278.
- Ali, A., A. Amani, A. Diedhiou, and T. Lebel (2005), Rainfall estimation in the Sahel, part II, Evaluation of rain gauge networks in the CILSS countries and objective intercomparison of rainfall products, *J. Appl. Meteorol.*, *44*(11), 1707–1722.
- Ati, O. F., C. J. Stigter, and E. O. Oladipo (2002), A comparison of methods to determine the onset of the growing season in northern Nigeria, *Int. J. Climatol.*, *22*(6), 731–742.
- Barnston, A. G. (1994), Linear statistical short-term climate predictive skill in the Northern Hemisphere, *J. Clim.*, *7*, 1513–1564.
- Chatterjee, S., and B. Price (1977), *Regression Analysis by Example*, John Wiley, Hoboken, N. J.
- Fontaine, B., N. Philippon, and P. Camberlin (1999), An improvement of June–September rainfall forecasting in the Sahel based upon region April–May moist static energy content (1968–1997), *Geophys. Res. Lett.*, *26*, 2041–2044.
- Grist, J. P., and S. E. Nicholson (2001), A study of the dynamics factors influencing the rainfall variability in the West African Sahel, *J. Clim.*, *14*, 1337–1359.
- Grodsky, S. A., and J. A. Carton (2001), Coupled land/atmosphere interactions in the West African Monsoon, *Geophys. Res. Lett.*, *28*, 1503–1506.
- Grodsky, S. A., J. A. Carton, and S. Nigam (2003), Near surface westerly wind jet in the Atlantic ITCZ, *Geophys. Res. Lett.*, *30*(19), 2009, doi:10.1029/2003GL017867.
- Gruber, A., X. Su, M. Kanamitsu, and J. Schemm (2000), The comparison of two merger rain gauge–satellite precipitation datasets, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, *81*(11), 2631–2643.
- Gu, G., and R. F. Adler (2004), Seasonal evolution and variability associated with the West African monsoon system, *J. Clim.*, *17*, 3364–3377.
- Janicot, S., and B. Sultan (2001), Intra-seasonal modulation of convection in the West African monsoon, *Geophys. Res. Lett.*, *28*, 523–526.
- Kanamitsu, M., W. Ebisuzaki, J. Woollen, S.-K. Yarg, J. J. Hnilo, M. Fiorino, and G. L. Potter (2002), NCEP-DOE AMIP-II reanalysis (R-2), *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, *83*, 1631–1643.
- Knaff, J. A., and C. W. Landsea (1997), An El Niño–Southern Oscillation climatology and persistence (CLIPER) forecasting scheme, *Weather Forecasting*, *12*, 633–652.
- Louvet, S., B. Fontaine, and P. Roucou (2003), Active phases and pauses during the installation of the West African monsoon through 5–day CMAP rainfall data (1979–2001), *Geophys. Res. Lett.*, *30*(24), 2271, doi:10.1029/2003GL018058.
- Michaelsen, J. (1987), Cross-validation in statistical climate forecast models, *J. Clim. Appl. Meteorol.*, *26*, 1589–1600.
- Moron, V., S. Bigot, and P. Roucou (1995), Rainfall variability in subequatorial America and Africa and relationships with the main Sea-Surface Temperature modes (1951–1990), *Int. J. Climatol.*, *15*, 1297–1322.

- Murakami, M. (1979), Large scale aspects of deep convective activity over the Gate area, *Mon. Weather Rev.*, *107*, 994–1013.
- Omotosho, J. B., A. A. Balogun, and K. Ogunjobi (2000), Predicting monthly and seasonal rainfall, onset and cessation of the rainy season in the West Africa using only surface data, *Int. J. Climatol.*, *20*, 865–880.
- Philippon, N., and B. Fontaine (2002), The relationship between the Sahelian and previous 2nd Guinean rainy seasons: A monsoon regulation by soil wetness?, *Ann. Geophys.*, *20*(4), 575–582.
- Polcher, J., (Ed.) (2004), African Monsoon Multidisciplinary Analysis, 350 pp., Cent. Natl. de la Rech. Sci., Paris.
- Sultan, B., and S. Janicot (2000), Abrupt shift of the ITCZ over West Africa and intra-seasonal variability, *Geophys. Res. Lett.*, *27*, 3353–3356.
- Sultan, B., and S. Janicot (2003), The West African Monsoon dynamics, part II, The “Preonset” and the “Onset” of the summer Monsoon, *J. Clim.*, *16*, 3407–3427.
- Sultan, B., S. Janicot, and A. Diedhiou (2003), The West African Monsoon dynamics, part I, Documentation of intra-seasonal variability, *J. Clim.*, *16*(21), 3389–3406.
- Ward, M. N., and C. K. Folland (1991), Prediction of seasonal rainfall in the north Nordeste of Brazil using eigenvectors of sea-surface temperature, *Int. J. Climatol.*, *11*, 711–743.
- Ward, M. N., C. K. Folland, and K. Maskell (1990), Understanding and predicting seasonal rainfall in subSaharan Africa, *Trop. Meteorol. Res. Program Rep. Ser.*, *36*, 157–161.
- Ward, N., et al. (2004), Seasonal-to-Decadal Predictability and Prediction of West African Climate, *CLIVAR Exchanges*, *9*(3), 14–20.
- Xie, P., and P. A. Arkin (1997), Global precipitation: A 17-year monthly analysis based on gauge observations, satellite estimates, and numerical model outputs, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, *78*, 2539–2558.
- Xie, P., J. E. Janowiak, P. A. Arkin, R. F. Adler, A. Gruber, R. Ferraro, G. J. Huffman, and S. Curtis (2003), GPCP pentad precipitation analyses: An experimental dataset based on gauge observations and satellite estimates, *J. Clim.*, *16*, 2197–2214.
- Yin, X., A. Gruber, and P. A. Arkin (2004), Comparison of the GPCP and CMAP merged gauge satellite monthly precipitation products for the period 1979–2001, *J. Hydrometeorol.*, *5*, 1207–1222.

B. Fontaine and S. Louvet, Centre de Recherches de Climatologie, CNRS, Faculte de Sciences Gabriel, University of Burgundy, 6 Boulevard Gabriel, F21004 Dijon, France. (fontaine@u-bourgogne.fr)

MODULATIONS INTRASAISSONNIÈRES DE LA MOUSSON D'AFRIQUE DE L'OUEST ET IMPACTS SUR LES VECTEURS DU PALUDISME À NDIOP (SÉNÉGAL) : DIAGNOSTICS ET PRÉVISIBILITÉ

RÉSUMÉ : L'objectif principal de ce travail a été de faire le diagnostic de la variabilité du système de mousson lors de son installation sur l'Afrique de l'Ouest et d'en mesurer la prévisibilité.

Nous avons tout d'abord cherché si les fluctuations pluviométriques d'une année pouvaient être partiellement sous le contrôle d'une mémoire à long terme *via* des interactions entre surface continentale et atmosphère. Les résultats sont dépendants des jeux de données. Alors que l'humidité des sols des réanalyses ERA40 montre peu de sensibilité à l'excès pluviométrique automnal les données du SWI et les réanalyses NCEP-DOE AMIP-II révèlent que des anomalies positives automnales peuvent avoir des répercussions sur l'humidité des sols superficiels jusqu'en mai en zone soudanienne. Ces anomalies changent drastiquement les gradients horizontaux d'énergie dans les basses couches. La fin de la saison des pluies semble donc cruciale, aussi bien pour les conditions initiales de surface de la mousson suivante que pour les paramètres dynamiques de la mousson et les précipitations associées.

Lors de son installation sur le continent le système de mousson enregistre des fluctuations caractérisées par une alternance entre les phases actives (pendant lesquelles les précipitations augmentent) et les pauses (pendant lesquelles les pluies stagnent, voire décroissent). Deux méthodes différentes de caractérisation et datation de ces fluctuations ont été mises au point sur deux jeux de données (CMAP et GPCP) apportant des résultats concordants. Les pauses significatives sont généralement au nombre de quatre. En moyenne, la 1^{ère} est comprise entre le 19 mars et le 8 avril, la 2^{ème} entre le 28 avril et le 13 mai, la 3^{ème} entre le 2 juin et le 27 juin et, enfin, la 4^{ème} entre le 22 juillet et le 11 août. La synchronisation entre les zones soudano-sahéliennes et guinéenne (pauses n°1 et n°2) permet de réviser la vision classique de la modulation intrasaisonnière de la mousson ouest-africaine et suggère que les événements détectés localement s'inscrivent dans une dynamique de plus large échelle. L'existence de ce type de modulation a également été prouvée au Sénégal où il a été démontré d'autre part que la péjoration pluviométrique (à partir de la fin des 60's) n'a ni modifié le schéma d'alternance « pauses/phases actives », ni son organisation annuelle (calendrier).

Suite à la mise au point d'une méthode de détection du démarrage de la saison des pluies soudano-sahélienne une étude de prévisibilité a été effectuée. La détection s'est appuyée sur un indice décrivant la migration latitudinale de la ZCIT. En moyenne, la date de démarrage intervient entre les 22 et 23 juin. Le démarrage de la saison des pluies soudano-sahélienne est particulièrement sensible aux modulations de l'intensité des gradients de pression, de précipitations et d'énergie statique humide à 1 000 hPa. La meilleure modélisation statistique, basée sur les précipitations, permet d'expliquer 73 % de variance.

Enfin, l'impact des paramètres climatiques sur la présence et l'abondance saisonnière des principaux vecteurs du paludisme a été recherché à Ndiop (Siné Saloum, Sénégal). Dans ce village, le complexe *An. gambiae* s.l. prédomine sur *An. funestus*. Le trait commun de la variabilité interannuelle de ces deux espèces est l'importante augmentation du nombre d'attaques lors de l'année 1999. Pour *An. funestus*, il s'agit, à cette latitude, du retour en nombre car il avait presque totalement disparu depuis la sécheresse. L'analyse de la relation entre précipitations et premières attaques vectorielles annuelles montre des résultats peu stables s'expliquant par : la non-prise en compte de paramètres primordiaux non mesurés localement (température et hygrométrie *in situ*, hauteur des mares, etc.) et la représentativité insuffisante de l'indice de précipitations utilisé par rapport à l'environnement pluviométrique réellement observé à plus petite échelle. Le phénomène de recrudescence vectorielle de 1999 trouve son origine dans les importantes précipitations des mois d'août, septembre et octobre ayant entraîné les plus grands cumuls pluviométriques annuels de la période 1993-1998. Dès septembre, l'humidité des sols associée a certainement joué un rôle important dans l'augmentation des densités agressives. La cartographie des anomalies de ces paramètres a suggéré que cet événement a pu potentiellement intervenir dans de nombreuses zones de la frange soudano-sahélienne. En termes de prévisibilité, il a été montré qu'aux pas de temps interannuel et intrasaisonnier, les densités d'*An. gambiae* s.l. peuvent être correctement reproduites. Au contraire, les densités d'*An. funestus*, vu ses préférences écologiques, ne sont pas très bien simulées par les modèles statistiques en raison de la mauvaise prise en compte des précipitations sur le long terme.

MOTS-CLÉS : Afrique de l'Ouest, saison des pluies, prévisibilité, variabilité intrasaisonnière, mise en place de la mousson, paludisme, anophèles.