



HAL
open science

**Etude par analyses spectrales de l'instabilité
spatio-temporelle des téléconnexions basse-fréquences
entre les fluctuations globales du secteur Atlantique et
les climats de l'Europe du NW (1700-2010) et du Sahel
ouest-africain (1900-2010)**

B. Dieppois

► **To cite this version:**

B. Dieppois. Etude par analyses spectrales de l'instabilité spatio-temporelle des téléconnexions basse-fréquences entre les fluctuations globales du secteur Atlantique et les climats de l'Europe du NW (1700-2010) et du Sahel ouest-africain (1900-2010). Climatologie. Université de Rouen, 2013. Français. NNT: . tel-00843683

HAL Id: tel-00843683

<https://theses.hal.science/tel-00843683v1>

Submitted on 12 Jul 2013

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 Rouen
UFR des Sciences et Techniques
Ecole doctorale Normande Biologie Intégrative, Santé, Environnement (EdNBISE)
UMR CNRS-INSU 6143 Morphodynamique Continentale et Côtière (M2C)

THESE DE DOCTORAT

Discipline : Science de la terre, de l'univers et de l'environnement
Spécialité : Climatologie

Présentée par :

Bastien Dieppois

**Etude par analyses spectrales
de l'instabilité spatio-temporelle des téléconnexions
basse-fréquences entre les fluctuations globales
du secteur Atlantique et les climats de l'Europe du NW
(1700-2010) et du Sahel ouest-africain (1900-2010)**

Soutenue le 28 mai 2013 devant le jury composé de :

JURY :

S. Bigot	Professeur, LTHE, UJF Grenoble	Rapporteur
V. Moron	Professeur, CEREGE, Université d'Aix-Marseille I	Rapporteur
A. Diedhiou	DR-IRD, LTHE, UJF Grenoble	Examinateur
B. Fontaine	DR-CNRS, CRC, Université de Bourgogne	Examinateur
R. Vautard	DR-CNRS, LSCE/IPSL, Université de Versailles	Examinateur
J. Boé	CR-CNRS, CERFACS, UPS Toulouse	Examinateur
A. Durand	Professeur, M2C, Université de Rouen	Directeur
M. Fournier	MCF, M2C, Université de Rouen	Co-encadrant

RESUME

L'étude des impacts du changement climatique actuel est soumise à plusieurs contraintes. Premièrement, si avant la révolution industrielle la variabilité du climat est uniquement conduite sur une large gamme d'échelle par des forçages naturels, cela n'est pas le cas au XX^e siècle. Deuxièmement, les effets de ce changement montrent des variations significatives à l'échelle régionale. Ainsi, sur la base d'analyses spectrales, ces travaux réexaminent l'instabilité spatio-temporelle des téléconnexions entre la variabilité climatique globale du secteur Atlantique et les climats régionaux du NW Europe et de l'Afrique de l'Ouest.

L'examen des longues séries climatiques de l'Angleterre et du Nord de la France révèle des tendances similaires pour les températures, mais désappariée pour les précipitations. Différente phase de renforcement des échelles de variabilité multi- et inter-décennale ont été détectée, ce qui suggère des « fluctuations » du control climatique global. Sur ces échelles, la relation statistique entre les températures et l'Oscillation Multi-décennale Atlantique (AMO) est marquée par un changement de phase au XIX^e siècle. Les précipitations semblent cohérentes avec l'indice AMO à l'échelle 30-60 ans et avec l'Oscillation Nord Atlantique (NAO) aux échelles 50-80 et 16-23 ans. Toutefois, la relation NAO/pluie présente une grande instabilité en raison des fluctuations spatiales des régimes NAO. Après le Petit Age Glaciaire, les deux pôles semblent glisser vers le SW en hiver et printemps. De plus, une fraction de la variance du champ Nord-Atlantique de pression au niveau de la mer (SLPs), capturée par l'indice NAO, pourrait être associée à d'autres régimes atmosphériques.

En Afrique de l'Ouest, l'étude des fluctuations temporelles de la variabilité des précipitations sahéliennes révèle une organisation zonale, plus particulièrement exacerbée à l'échelle quasi-décennale. Les téléconnexions avec les températures de surface (SSTs) de l'Atlantique, qui s'organise différemment suivant l'échelle de variabilité, présentent également des modifications d'Est en Ouest. Au cours du XX^e siècle, les précipitations au Sahel semblent rarement s'établir simultanément avec les SSTs Atlantique Nord et Tropical Sud. Une relation en phase avec les SSTs de l'Atlantique Nord s'effectue uniquement lors des périodes humides (*e.g.* années 1950) aux échelles multi- ou quasi-décennale. Ces téléconnexions sont orientées selon un plan NW-SE, ce qui suggère des modulations non-uniformes du balancement de la ZCIT. Les téléconnexions avec les SSTs de l'Atlantique Tropical Sud sont associées à une structure dipolaire opposant les régions guinéenne et sahélienne. Cela s'accorde donc avec des modulations de la position latitudinales de la ZCIT. Néanmoins, celle-ci dépendrait de l'échelle, de la période étudiée et de l'état des SSTs du Pacifique. Les anomalies quasi-décennales impliquées dans ces contrastes zonaux varient au cours du temps. Dans les années 1950/60, le flanc occidental de l'Afrique de l'Ouest montre des variations du flux d'Harmattan, des mouvements ascendant sur la région sahélienne et des mouvements subsidents subtropicaux. Dans les années 1970/80, des fluctuations du gradient inter-hémisphérique de pression et température pourrait conduire des variations du flux de mousson, et plus généralement des décalages nord/sud de la ZCIT.

ABSTRACT

Since the industrial revolution, an anthropogenic forcing occurs over all time-scales of natural variability. This change resulted in significant variations of climate on the regional scale. Therefore, based on spectral analysis, this dissertation revisits the question of the spatio-temporal non-stationarity of teleconnections between the global climatic variability in the Atlantic and the regional climates of NW Europe and West-Africa.

The study of long-term climatic records back to the pre-industrial period reveals similar trends in temperatures of England and Northern France, contrary to trends of rainfalls. Multi- and interdecadal variabilities display several periods of enhanced amplitude for both temperature and rainfall that may be related to large-scale climate control. On these scales, the relationship between the Atlantic Multidecadal Oscillation (AMO) and temperatures is marked by phase changes over the 19th century. For rainfall, coherence with AMO is observed for scales at around 30-60-year, whereas coherence with the North Atlantic Oscillation (NAO) is detected on 50-80-year and interdecadal 16-23-year scales. However, NAO/rainfall teleconnections are highly unstable due to spatial fluctuations of NAO patterns. After the Little Ice Age, the NAO pattern seems shifted south-westwards in winter and spring. Moreover, the results of an analysis of North Atlantic sea-level pressure (SLPs) at these co-oscillation time scales highlight not only NAO regimes, but also other patterns explaining a non-negligible amount of variance.

Over West-Africa, zonal contrasts are identified through a study of time-evolutions of Sahel rainfall variability. These patterns are more pronounced at quasi-decadal scale. The teleconnections with Atlantic sea-surface temperatures (SSTs), which depend on time-scales, also show east-west contrasts. During the 20th century, a synchronous Sahel rainfall teleconnection with North Atlantic and Tropical South Atlantic SSTs is rarely observed. In-phase relationship with North Atlantic SSTs only occurs in wet periods (*e.g.* 1950s) and across multi- and quasidecadal scales. This teleconnection display a NW-SE pattern suggesting non-uniform modulations of meridional displacements of the ZCIT. The Tropical South Atlantic SSTs variability is often related to a dipole-type configuration between the in-phase rainfall along Gulf of Guinea and the phase opposition in the Sahel. Nevertheless, this teleconnection depends on the time-period, the time-scale, and the mean state of Pacific SSTs. The involved quasidecadal anomalies of such zonal contrasts vary over time. In the 1950/60s, the western flank of West-Africa displays fluctuations of Harmattan flux, rising motions over sahelian region and of the subtropical sinking motions. In the 1970/80s, variations of the cross-equatorial Atlantic SST and pressure gradient can be related to modulations of monsoon fluxes, and more generally northward-southward shift of the ZCIT.

TABLE DES MATIERES

RESUME	A
ABSTRACT	B
INTRODUCTION	4
CHAPITRE I. Dynamique et variabilité du climat du secteur Atlantique	7
1. La dynamique du climat	8
1.1. Définition et origine de la circulation générale.....	8
1.2. Circulation atmosphérique générale.....	10
1.2.1. Circulation méridienne de Hadley.....	10
1.2.2. Circulation zonale de Walker.....	12
1.3. Circulation océanique générale.....	13
2. La variabilité climatique	15
2.1. Qu'est-ce que la variabilité du climat ?.....	15
2.2. Variabilité multi-décennale à interannuelle du secteur Atlantique.....	18
2.2.1. Oscillation Multi-décennale Atlantique (AMO).....	18
2.2.2. Oscillation Nord-Atlantique (NAO).....	20
2.2.3. Variabilité Atlantique Tropicale (TAV).....	25
2.3. Téléconnexions externes au bassin Atlantique.....	30
2.3.1. El Niño Southern Oscillation (ENSO).....	30
2.3.2. Téléconnexions Pacifique-Atlantique.....	32
CHAPITRE II. Données et méthodes : analyse de la variabilité climatique du NW Europe et de l'Afrique de l'Ouest	35
1. Stratégie d'analyse	36
1.1. Deux régions d'étude.....	36
1.2. Organisation des travaux.....	37
1.2.1. Thématique et orientation générale.....	37
1.2.2. Méthodologie générale.....	39
2. Base de données	41
2.1. Précipitations et températures.....	41
2.1.1. Données stationnaires.....	41
2.1.2. Champs d'observations.....	43
2.2. Données climatiques de large-échelle.....	45
2.2.1. SLPs.....	45
2.2.2. SSTs.....	46
2.2.3. Champs de réanalyses.....	48
3. Méthodologie	50
3.1. Analyses univariées des précipitations et températures.....	50
3.1.1. Test d'homogénéité des séries.....	50
3.1.2. Analyses des tendances.....	52
3.1.3. Analyses spectrales.....	53
3.1.4. Analyses par EOFs.....	56

3.2. Analyses corrélatoires et spectrales.....	58
3.2.1. Champs composites.....	58
3.2.2. Cohérence et phase par ondelettes.....	59
CHAPITRE III. Climat régional du NW Europe et variabilité globale du secteur Atlantique Nord	62
1. Contexte climatique	63
1.1. Généralité et cycle saisonnier	63
1.2. Réponse aux modifications des SLPs Nord Atlantique.....	67
1.2.1. Notion de régimes de temps.....	67
1.2.2. Réponse aux différents régimes.....	68
1.3. Réponse aux modifications des SSTs (AMO).....	72
2. Evolution des températures et précipitations du NW Europe	73
2.1. Evaluation de l'homogénéité des stations pluviométriques.....	73
2.2. Tendance vs variabilité.....	77
2.2.1 Analyse de la tendance.....	77
2.2.2 Détection des échelles de variabilité.....	81
3. Relations avec les indices AMO et NAO	85
3.1. AMO/NAO vs température.....	85
3.2. AMO/NAO vs précipitations.....	88
3.2.1. AMO vs précipitations.....	88
3.2.2. NAO vs précipitations	89
4. A propos des changements de phase entre NAO et précipitations	92
4.1. Dépendance ou indépendance du cycle annuel?.....	92
4.2. Détection des anomalies multi- et inter-décennale dans les SLPs Nord-Atlantique.....	95
5. Synthèse des résultats principaux	100
CHAPITRE IV. Variabilité des précipitations au Sahel ouest-africain et relations avec les SSTs Atlantique	103
1. Contexte climatique	104
1.1. La Mousson Ouest-Africaine (MOA).....	104
1.1.1. Les composantes de la Mousson Ouest-Africaine.....	104
1.1.2. Les précipitations en Afrique de l'Ouest.....	106
1.2. Influence des conditions de surface	109
1.2.1. Description théorique.....	109
1.2.2. Rôle des SSTs : une interaction d'échelles.....	110
2. Tendance et variabilité des précipitations au Sahel ouest-africain	113
2.1. Des disparités zonales dans les tendances.....	113
2.2. Détection des échelles de variabilité.....	115
2.3. Complément sur la variabilité des précipitations.....	119
3. Relations avec les SSTs Atlantique	121
3.1. Identification multi-échelle des régions clés.....	121
3.2. Instabilité temps/fréquence des secteurs nord et sud.....	123
3.2.1. Relations avec l'Atlantique Nord (AMO/NATL).....	123
3.2.2 Relations avec l'Atlantique Tropical Sud (TSA).....	126
3.2.3. Résumé des téléconnexions avec les SSTs Atlantique.....	130

4. Les contrastes zonaux à l'échelle quasi-décennale dans la MOA	132
4.1. Contrastes zonaux dans les précipitations	132
4.2. Contrastes zonaux dans les flux d'humidité	133
4.3. Contrastes zonaux dans la circulation méridienne.....	136
4.4. Contrastes zonaux dans la circulation zonale	139
4.5. Téléconnexions avec les SSTs mondiales.....	141
4.6. Complément sur les anomalies quasi-décennales	145
5. Synthèse des résultats principaux	147
6. Proposition d'apports techniques pour l'analyse des sorties de modèles	150
CONCLUSION	155
<hr/>	
BIBLIOGRAPHIE	163
<hr/>	
LISTE DES FIGURES	184
<hr/>	
LISTE DES TABLEAUX	190
<hr/>	
ANNEXE 1. Fritier N., Massei N., Laignel B., Durand A., Dieppois B., Deloffre J. (2012) <i>“Links between NAO fluctuations and inter-annual variability of winter-months precipitation in the Seine River watershed (north-western France)”</i> . <i>Comptes Rendus Géoscience</i> , 344, 396-405.	I
ANNEXE 2. Liste des publications et communications	XII

INTRODUCTION

Changement climatique et variabilité « dite » naturelle du climat...

Depuis les deux derniers rapports de l'IPCC (IPCC, 2001 ; 2007), il est démontré que le climat, tel que nos aïeux l'ont connu, change. Ce changement est évident pour la température globale de surface dont l'augmentation depuis le début du XX^e siècle devrait se poursuivre au XXI^e siècle (IPCC, 2001 ; 2007 ; Fig. 1). L'une des principales causes connues serait l'augmentation des gaz à effets de serre dans l'atmosphère (e.g. Hegerl *et al.*, 2001 ; Gillett *et al.*, 2002a ; Zwiers & Zhang, 2003 ; Stone & Allen, 2005 ; IPCC, 2001 ; 2007 ; Fig. 1).

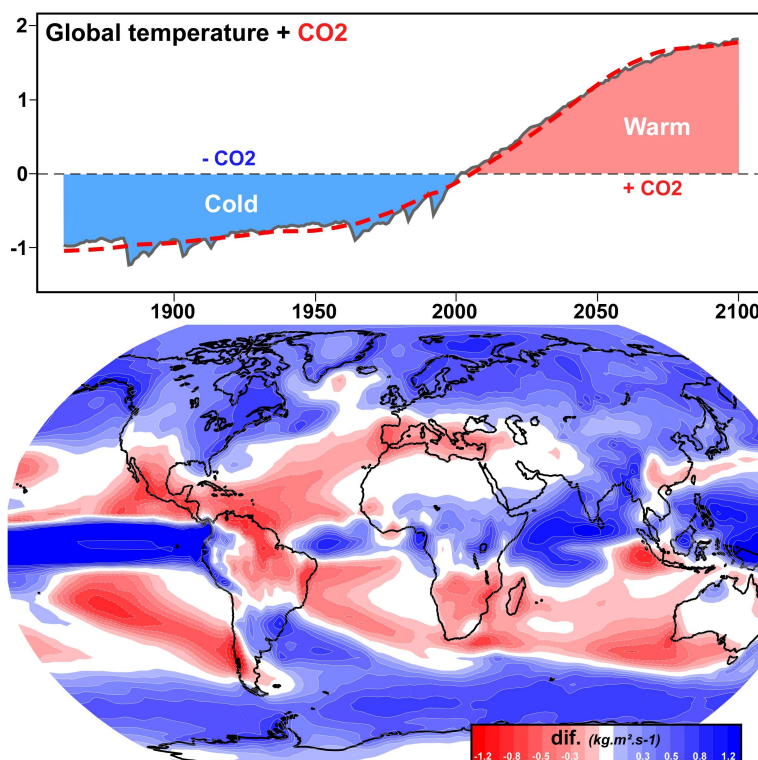


Figure 1.1. Evolution future de la température globale, de la concentration en CO2 dans l'atmosphère et des précipitations.

En haut: Evolution moyenne annuelle des simulations CMIP5/AR5 de la température globale (bleu : froid ; rouge : chaud) et de la concentration en CO2 (tiret rouge) centrée réduite sur la période 1850-2100. En bas : Différence moyenne annuelle des simulations CMIP5/AR5 de précipitations (en $\text{kg.m}^2.\text{s}^{-1}$) entre la période 1901-1999 et 2000 - 2100. Nous représentons la moyenne de l'ensemble des modèles pour le scénario RCP 4.5 (modéré).

Une grande partie des travaux scientifiques visent actuellement à identifier les effets du changement climatique sur les activités humaines et les écosystèmes. Comme l'illustre la différence entre la moyenne des précipitations du XXI^e et celle du XX^e siècle (Fig. 1), ces effets présentent des variations significatives à l'échelle régionale (Christensen *et al.*, 2007). Par exemple, sur le continent européen, la moyenne des projections CMIP5/AR5 de l'IPCC (CMIP/AR : Coupled Models Intercomparison/Assesment Report) présente une augmentation des précipitations sur les latitudes nord tandis qu'une diminution est attendue sur le secteur méditerranéen en réponse aux variations de large-échelle de la circulation zonale et des transferts de vapeur d'eau (Räisänen *et al.*, 2004 ; Fig. 1.1). D'autre part, au Sahel, une augmentation (diminution) significative des précipitations est observée sur les secteurs central et oriental (occidental ; Fig. 1.1). Ces deux tendances opposées ont pour cause, respectivement, des modifications de la circulation de Hadley sud et de la circulation zonale de type Walker (Fontaine *et al.*, 2011a ; Monerie *et al.*, 2012a, b). Il s'agit donc d'étudier des fluctuations temporelles sur des espaces géographiques réduits.

Par ailleurs, il serait largement réducteur de résumer l'ensemble de la variabilité du climat au seul changement global. Nous savons que le climat varie depuis des millénaires comme en témoigne, dans les archives géologiques, l'alternance des phases Glaciaires/Interglaciaires (Ruddiman, 2001). De plus, ces variations millénaires se superposent à une pléiade d'échelles de variabilité (Mitchell, 1976), et, notamment au cours du XX^e siècle, d'oscillations internes, « dites » naturelles, du système océan-atmosphère. Ces oscillations de large-échelle, tels que l'Oscillation Nord-Atlantique (NAO) ou encore les événements ENSO (El Niño Southern Oscillation) peuvent modifier le climat à l'échelle régionale comme globale ; elles se trouvent alors directement mélangées aux variations induites par le changement climatique d'origine anthropique. Pour cela, dissocier l'impact des fluctuations naturelles de celui induit, par exemple, par une augmentation de la concentration de gaz à effet de serre dans l'atmosphère est devenu un élément essentiel dans l'objectif d'améliorer la compréhension des changements futurs.

Actuellement, les modèles de climat doivent utiliser de nombreuses simplifications et souffrent de biais importants par rapport à l'observation, particulièrement pour les flux radiatifs, les précipitations et l'eau du sol (Christensen *et al.*, 2007). Prenons pour exemple la mousson africaine dont la représentation dans les modèles couplés est partiellement erronée (Cook & Vizzy, 2006). En effet, elle représente souvent une pénétration continentale trop faible en été boréal et une variabilité interannuelle peu réaliste en raison des difficultés à simuler les téléconnexions observées avec les grands bassins océaniques et leurs évolutions au cours du temps. Ainsi, dans les simulations CMIP3/AR4, le lien avec le Pacifique équatorial se produit non en début mais plutôt en fin d'événement ENSO, tandis qu'à l'échelle décennale le lien avec l'Atlantique Nord est très faiblement reproduit (Joly *et al.*, 2007 ; Joly, 2008). Bien que la téléconnexion décennale avec les SSTs en Atlantique Nord soit mieux reproduite (Martin & Thorncroft, 2012), des lacunes restent évidentes dans les dernières sorties de modèles CMIP5/AR5 qui ne semblent capturer qu'un tiers du total de variance exprimé dans les observations (sim./obs : 15/45%).

Cette difficulté à réduire l'éventail d'incertitudes pour chaque série de simulations est clairement lié à la complexité du système climatique, *i.e.* la multiplicité et la non-linéarité du processus et des interactions qu'il contient (*e.g.* Ghil, 1987, 2003 ; Palmer, 1993 ; Moron *et al.*, 1998). Dans les projections du climat en Afrique de l'Ouest, les mécanismes associant la variabilité des températures de surface de la mer (SSTs), sur la période récente, ne sont pas stationnaires (Caminade et Terray, 2010). De ce fait, les modèles produisent des scénarios divergents en terme d'évolution des pluies sur la bande sahélienne.

Ainsi, ce présent travail a pour objectif de revisiter l'instabilité des téléconnexions observées sur la période historique entre la variabilité globale du climat et leurs impacts régionaux sur les températures et/ou les précipitations. Ces téléconnexions pouvant varier au cours du temps, dans l'espace et suivant une multitude d'échelles de variabilité, cette examen est réalisé aux travers d'analyses dérivées du traitement du signal. Les secteurs NW Europe et Afrique de l'Ouest présentant de forts contrastes régionaux dans le climat futur ont été sélectionnés. L'examen des téléconnexions de large-échelle a été réalisé avec les oscillations

naturelles du bassin Atlantique, qui est à première vue la principale source de chaleur sensible et de vapeur d'eau pour ces deux secteurs et dont la compréhension apparaît essentielle dans l'objectif d'améliorer la prévision décennale et les projections climatiques de nos régions.

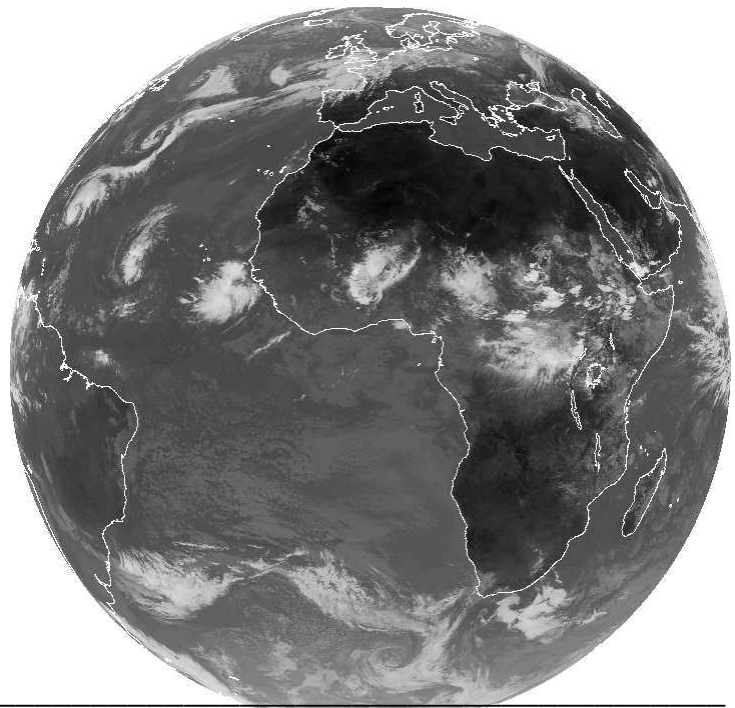
Ce mémoire est composé de quatre chapitres :

- Le **chapitre I** est destiné à comprendre les rouages de la machine climatique. Il s'agit, dans un premier temps, d'établir un récapitulatif des processus conduisant la dynamique du climat, de son origine à la dynamique moyenne des circulations atmosphériques méridiennes et zonales auxquelles s'ajoute la circulation plus lente de l'océan. Puis ce chapitre introduira la notion de variabilité du climat, *i.e.* sa forme et son origine, avant d'en montrer sa structure au sein de l'océan Atlantique.
- Le **chapitre II** pose les fondements de nos travaux en détaillant d'abord la stratégie d'analyse *via* un exposé de l'orientation générale des thématiques, suivie de certaines adaptations méthodologiques. Sont ensuite présentées en détail les « matériaux » de l'étude, produits dérivés des données observées stationnaires et dynamiques (*i.e.* champ spatio-temporel). Enfin, les « outils », pour la plupart dérivés du traitement du signal et de techniques statistiques, sont présentés sans trop s'attarder sur les aspects mathématiques et théoriques.
- Le **chapitre III** est entièrement consacré à l'étude des téléconnexions entre la variabilité globale du secteur N-Atlantique avec les précipitations et températures du NW Europe. Premièrement, ce chapitre pose le contexte régional en décrivant la climatologie moyenne ainsi que sa variabilité au cours des cinq derniers siècles, avant de discuter de l'influence moyenne des oscillations de large-échelle. Puis, la seconde moitié de ce chapitre est une occasion de discuter de l'instationnarité des échelles de variabilité à très long-terme, en particulier multi- et inter-décennale, du climat régional NW Européen et de leurs éventuelles co-oscillations avec la variabilité globale. Enfin, certaines hypothèses sont formulées afin de comprendre l'instationnarité temporelle et fréquentielle observée au travers des siècles.
- Le **chapitre IV**, quant à lui, revisitera le comportement non-stationnaire de la variabilité des précipitations au Sahel ouest-africain et de leurs téléconnexions avec les SSTs de l'Atlantique. Pour cela, nous proposons, en premier lieu un bref récapitulatif des composantes fonctionnelles de la mousson ouest-africaine et des avancées récentes sur les téléconnexions avec les conditions de surface océanique. Notre examen est ensuite centré sur la structuration de la variabilité des précipitations sahéliennes avant de discuter de l'éventuelle implication des SSTs Atlantique dans celle-ci. Enfin, ce chapitre essaie d'améliorer la compréhension des mécanismes atmosphériques impliqués dans la structuration quasi-décennale de la mousson ouest-africaine et de ses téléconnexions avec les SSTs mondiales au travers d'anomalies dans les circulations méridienne et zonale. Une discussion des éventuelles applications de nos analyses pour l'amélioration régionale des sorties de modèles sera alors proposée.

Pour clôturer ce manuscrit, la conclusion est composée d'une synthèse et des perspectives à explorer dans la poursuite et/ou l'amélioration de ces travaux.

CHAPITRE I

DYNAMIQUE ET VARIABILITE DU CLIMAT DU SECTEUR ATLANTIQUE



1. La dynamique du climat	8
1.1. Définition et origine de la circulation générale	8
1.2. Circulation atmosphérique générale	10
1.2.1. Circulation méridienne de Hadley.....	10
1.2.2. Circulation zonale de Walker.....	12
1.3. Circulation océanique générale	13
2. La variabilité climatique	15
2.1. Qu'est-ce que la variabilité du climat ?	15
2.2. Variabilité multi-décennale à interannuelle du secteur Atlantique	18
2.2.1. Oscillation Multi-décennale Atlantique (AMO).....	18
2.2.2. Oscillation Nord-Atlantique (NAO).....	20
2.2.3. Variabilité Atlantique Tropicale (TAV).....	25
2.3. Téléconnexions externes au bassin Atlantique	30
2.3.1. El Niño Southern Oscillation (ENSO).....	30
2.3.2. Téléconnexions Pacifique-Atlantique.....	32

1. La dynamique du climat

1.1. Définition et origine de la circulation générale

La circulation générale de l'atmosphère décrit l'ensemble des mouvements et trajectoires des masses d'air dans l'atmosphère. Tout mouvement suppose une source d'énergie, dans le cas de notre planète, l'énergie provient essentiellement du Soleil ($342 \text{ W/m}^2/\text{an}$), sous la forme de rayonnement électromagnétique.

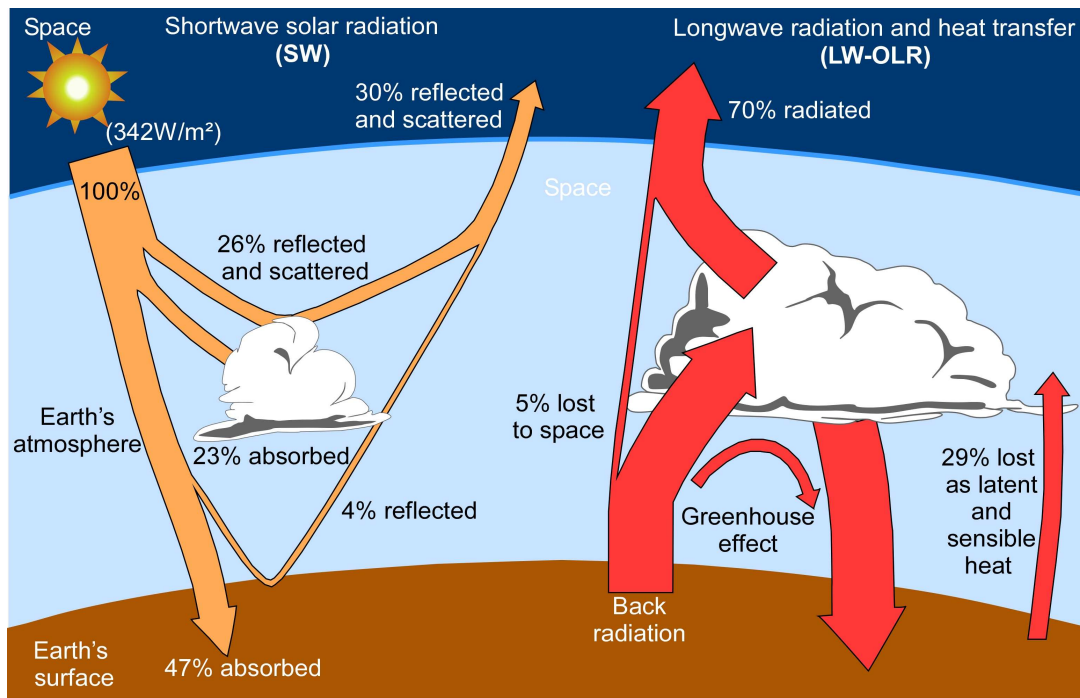


Figure 1.1. Schéma représentant le bilan énergétique de l'atmosphère (d'après Ruddiman, 2001). Les flèches représentent les flux d'énergie échangés au sommet de l'atmosphère et à la surface terrestre. Le rayonnement est représenté en pourcentage du rayonnement solaire.

La figure 1.1 représente le bilan énergétique moyen de l'atmosphère. L'atmosphère, comme tout corps, absorbe et émet des rayonnements électromagnétiques. Environ 30% du rayonnement solaire de courte longueur d'onde (SW : ShortWave) sont directement renvoyés vers l'espace après réflexion par les nuages et/ou la surface. Par conséquent, seuls 70% des 342 W/m^2 , soit 240 W/m^2 , sont effectivement impliqués dans le système climatique. En assimilant la Terre à un corps noir, et en application de la loi de Stefan-Boltzmann, ($E = \sigma T^4$), la température moyenne annuelle de la Terre devrait être de -16°C . Or, en utilisant les nombreux relevés répartis sur l'ensemble du globe, la température moyenne est estimée à 15°C . Par conséquent, si on assimile la Terre à un corps noir à 15°C , l'application de la loi de Stefan-Boltzmann permet d'estimer l'énergie émise par la Terre à 390 W/m^2 . De plus, cette énergie est émise sous forme de rayonnement de plus grande longueur d'onde (LW : LongWave), *i.e.* proche du rayonnement infrarouge. –Par conséquent, il existe une différence de 150 W/m^2 entre le flux d'énergie émis par la terre (390 W/m^2) et le flux émis vers l'espace (240 W/m^2). Ces 150 W/m^2 absorbés par la Terre, les nuages, les aérosols, la vapeur d'eau, les gaz présents en traces dans l'atmosphère (e.g. CO_2 , CH_4 ...) constituent l'effet de serre –

Le bilan radiatif de notre planète peut donc être défini comme la différence entre le rayonnement SW net entrant au sommet de l'atmosphère (*i.e.* rayonnement entrant moins rayonnement réfléchi) et le Rayonnement Sortant à Grande Longueur d'onde (OLR : Outgoing Longwave Radiation).

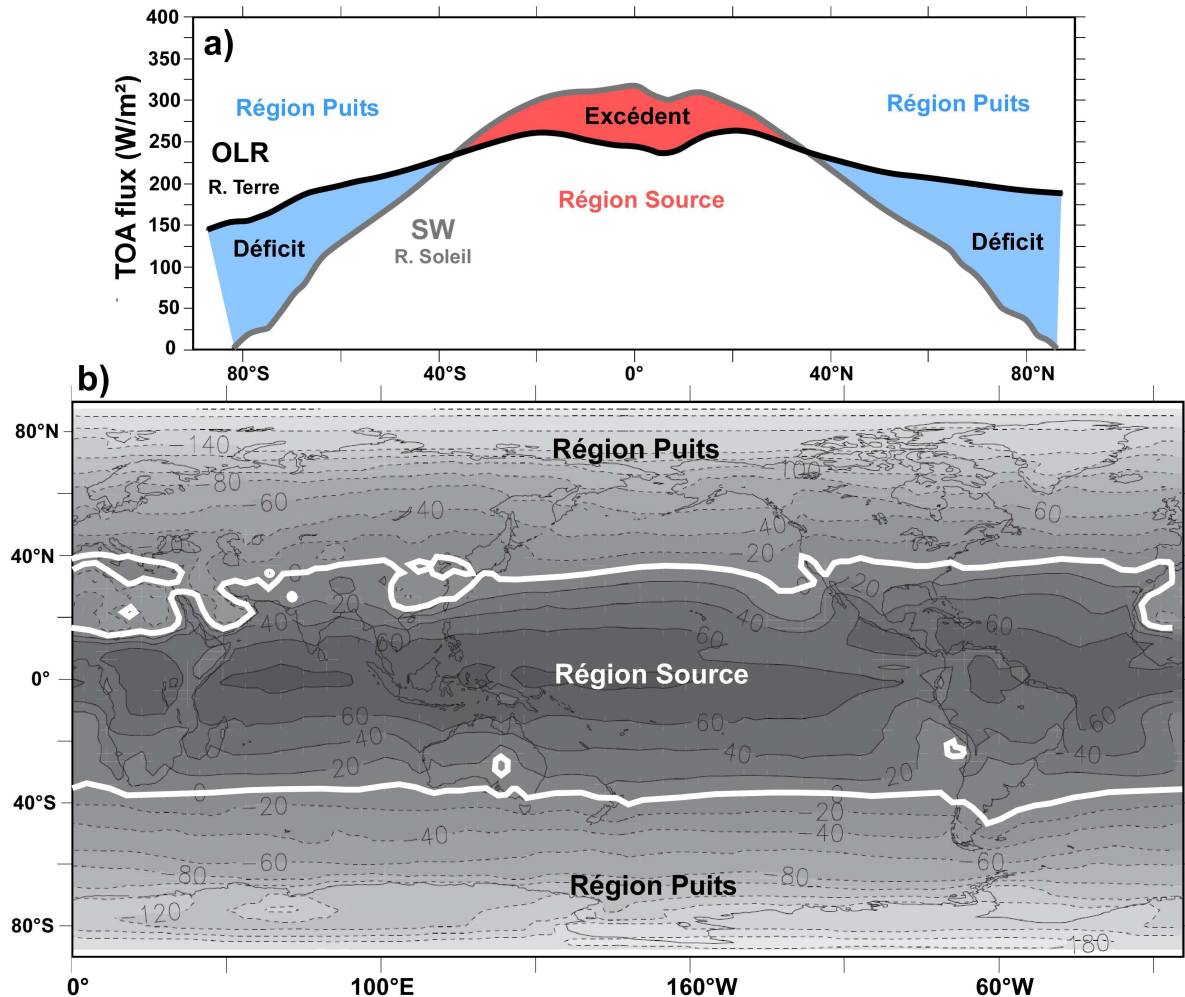


Figure. 1.2. Le déséquilibre énergétique moyen de la terre (d'après Gastineau, 2008). (a) Flux radiatifs au sommet de l'atmosphère en moyenne zonale, radiations terrestres OLR et radiations solaires entrantes SW. (b) Bilan radiatif au sommet de l'atmosphère en moyenne annuelle pour la période 1984-2000.

Les moyennes zonales de flux radiatifs au sommet de l'atmosphère apparaissent sur la figure 1.2a. Sur la base d'observations satellites du Projet International de Climatologie Satellitaire des Nuages (ICSSP), Gastineau (2008) constate que la quantité de rayonnement solaire SW absorbé est régionalement inégale à la quantité de rayonnement LW émis (Fig.1.2a). En moyenne annuelle, selon ces derniers travaux, nous pouvons noter (Fig. 1.2a):

- un excès d'énergie radiative entre 35°S et 35°N ;
- un déficit en énergie radiative croissant vers les latitudes polaires.

Le bilan radiatif reflète l'excès ou le déficit d'énergie radiative reçue par les enveloppes fluides (océan, atmosphère). La figure 1.2b indique sa répartition géographique en moyenne annuelle. Ainsi, on remarque que les pôles mais aussi les déserts comme le Sahara et l'Arabie sont déficitaires en énergie radiative (Fig.1.2b).

L'atmosphère et l'Océan, de par leurs mouvements, sont responsables du transport d'énergie des zones excédentaires vers les zones déficitaires. Ce transport équilibre ainsi les sources et les puits d'énergie radiative. Un transport d'énergie moyen des tropiques vers les pôles doit alors s'établir. Cette redistribution méridienne de l'énergie s'effectue sous forme de chaleur sensible et latente (évaporation; Fig. 1.1). Selon Trenberth & Caron (2001), l'Océan est à l'origine de 22% et 11% de ce transport énergétique respectivement dans l'hémisphère nord et l'hémisphère sud. L'atmosphère réalise donc la majorité du transport énergétique compensant les sources et les puits d'énergie radiative. Néanmoins, comme le souligne Held (2001) puis Czaja & Marshall (2005), sous les tropiques, la majorité des transports d'énergie est assurée par l'Océan. Cette différence étant associée, selon ces derniers, à des changements dans la circulation méridienne.

1.2. Circulation atmosphérique générale

L'atmosphère peut être décrite à grands traits par deux grandes circulations moyennes : l'une méridienne et l'autre zonale.

1.2.1. Circulation méridienne de Hadley

La circulation méridienne est un des plus vieux phénomènes compris et décrits par les climatologues. En 1686, Sir Edmund Halley (1656-1742) publia une première carte océanique des vents mettant en évidence la structure des Alizés et les phénomènes de mousson. Cette vision supposait alors l'intégration de ces mouvements à un mouvement plus général : l'air s'élève près de l'équateur, produisant une convergence des vents en surface et une divergence en altitude. Cependant, la « meilleure » théorie, restant en grande partie valable aujourd'hui, fut donnée en 1735 par Sir George Hadley (1685-1786) impliquant la conservation du moment cinétique (*i.e.* l'air entraîné vers la haute troposphère doit être remplacé en surface ce qui nécessite une convergence des vents vers l'équateur et en altitude une évacuation vers les pôles). Synthétiquement, cette circulation permet d'équilibrer les régions sources (Inter-Tropicales) et les régions puits (hautes latitudes) selon une circulation en rouleau.

La figure 1.3 illustre une représentation classique de la circulation méridienne, par représentation de la fonction de courant méridien Ψ , en moyenne annuelle, d'hiver (DJF) et d'été (JJA). Les structures dominantes sont les deux cellules présentant une circulation dans le sens indirect et direct situées au niveau des tropiques (Webster, 2004 ; Fig. 1.3): les cellules de Hadley.

Premièrement, la cellule de Hadley de l'hémisphère d'hiver (*i.e.* hémisphère sud pour JJA et l'hémisphère nord pour DJF) est dominante en terme d'intensité et d'extension par rapport à la cellule de l'hémisphère d'été (Fig. 1.3).

Deuxièmement, au sein des cellules de Hadley, les vents de la basse troposphère convergent au niveau de la Zone de Convergence Inter-Tropicale (ZCIT ; Fig. 1.3) où l'air subit une ascendance en réponse aux mouvements de convections associés à la formation des

précipitations. La branche ascendante de la circulation de Hadley se situe en moyenne vers 10° dans l'hémisphère d'été (*i.e.* 10°S en DJF, et 10°N pour JJA ; Fig. 1.3).

Troisièmement, dans la haute troposphère, l'air diverge au niveau de la ZCIT et se dirige vers les zones subtropicales (entre $20\text{-}40^\circ\text{N}$ et $20\text{-}40^\circ\text{S}$, Fig. 1.3) où l'air ayant subi un refroidissement radiatif subsidence lentement. Sur les continents, ces zones de subsidence peuvent être schématiquement décrites comme arides et très chaudes : arides, car l'air subsidant est très sec ; très chaudes, car l'air subsidant est comprimé et se réchauffe. C'est ainsi que s'explique la grande ceinture des déserts dans l'hémisphère nord (*e.g.* Sahara, Sud-Ouest des Etats-Unis et Nord du Mexique) comme dans l'hémisphère sud (*e.g.* Kalahari, Australie, Atacama et hauts-plateaux andins).

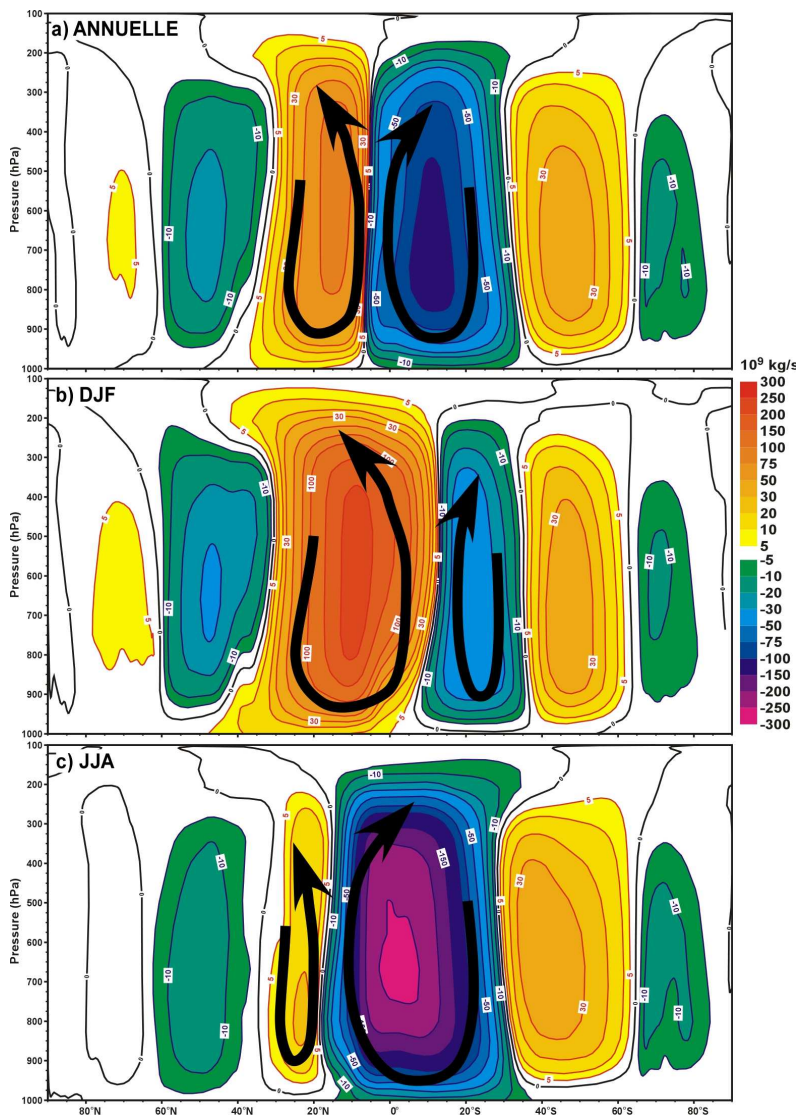


Figure 1.3. Circulation méridienne moyenne et évolution saisonnière par la fonction de courant méridienne sur la période 1970-2006 (adaptée de l'atlas ERA-40). Représentations de la moyenne annuelle (a), de la moyenne d'hiver (b) et d'été (c). Une valeur positive (rouge) ou négative (bleu) de la fonction de courant décrit une circulation dans le sens indirect ou direct.

Aux moyennes latitudes apparaissent deux cellules entre $30\text{-}60^\circ$ de latitude (Fig. 1.3). Ces cellules, de faible intensité par rapport aux cellules de Hadley (Fig. 1.3), sont appelées les cellules de Ferrel. Puis vers 60°N ou 60°S , les systèmes de dépressions engendrés par les instabilités baroclines marquent particulièrement l'atmosphère en créant beaucoup de systèmes nuageux et de précipitations. Ainsi, en suivant la trajectoire des minima de pression, on obtient une bande de latitude appelée « routes des dépressions ».

Une simple observation de la fonction de courant permet de distinguer des différences entre la circulation tropicale et celle des moyennes à hautes latitudes. Par contre, la nature de ces différences peut être appréhendée de manière plus complète au regard des transports énergétiques dans l'atmosphère (Gastineau, 2008) :

- le transport de la vapeur d'eau q (chaleur latente) comme le transport de chaleur (température), marquent les mouvements de la basse troposphère et s'effectuent par la circulation de Hadley des branches subsidentes à 30°N et 30°S vers la ZCIT ;
- le transport de l'énergie potentielle (géopotentielle), elle même proportionnelle à la hauteur de l'atmosphère, s'effectue de la ZCIT vers les subtropiques.

Ainsi, aux tropiques, les transports énergétiques sont le fait de la circulation de Hadley. A l'inverse, aux moyennes latitudes les transports de vapeur d'eau et de température par la circulation moyenne (cellule de Ferrel) sont faibles, voir presque nuls. Ils sont réalisés par les composantes transitoires et stationnaires causées par l'instabilité barocline, dont les dépressions et les anticyclones sont des manifestations. La circulation générale de l'atmosphère des moyennes latitudes est donc fondamentalement différente de celle des tropiques et reflète une modification du forçage dans le système océan-atmosphère (*cf.* Sect. 1.1).

1.2.2. Circulation zonale de Walker

Superposée aux cellules de Hadley orientées nord-sud, une circulation zonale orientée Est-Ouest possède également un rôle déterminant sur le climat de la planète et particulièrement aux basses latitudes. Cette circulation est communément appelée circulation de Walker. Un terme qui fut pour la première fois introduit en 1969 par le professeur Jacob Bjerknes reconnaissant l'importance cruciale des travaux de Sir Gilbert Walker (*e.g.* Walker, 1910 ; 1923 ; 1936).

Plusieurs facteurs expliquent l'existence d'une circulation longitudinale au niveau des tropiques :

- La diminution de la force de Coriolis des Pôles vers l'équateur;
- Les températures de surface de l'Océan (SSTs) ont de fortes variations longitudinales dues aux courants océaniques et aux vents de surface ;
- Il existe d'importants contrastes de chauffage thermique entre les continents et les océans.

Un schéma classique de cette circulation, proposé par Webster (1983), est représenté sur la figure 1.4. Cette circulation est plus développée sur l'océan Pacifique, où elle est évidente toute l'année. Pour des conditions normales (Fig. 1.4), les zones d'ascendance au niveau de l'Equateur sont plutôt localisées au niveau de l'Océanie, de l'Afrique et de l'Amazonie. A l'inverse, des zones de subsidence sont observées au niveau de l'Ouest de l'océan Indien, de l'océan Pacifique Est et de l'océan Atlantique (Webster, 1983 ; Hastenrath *et al.*, 2002; Hastenrath; 2007 ; Fig. 1.4).

Nous noterons cependant que cette vision classique de la circulation de Walker représente un schéma n'existant sous cette forme qu'uniquement quelques saisons, voire quelques mois par an (Hastenrath, 2001).

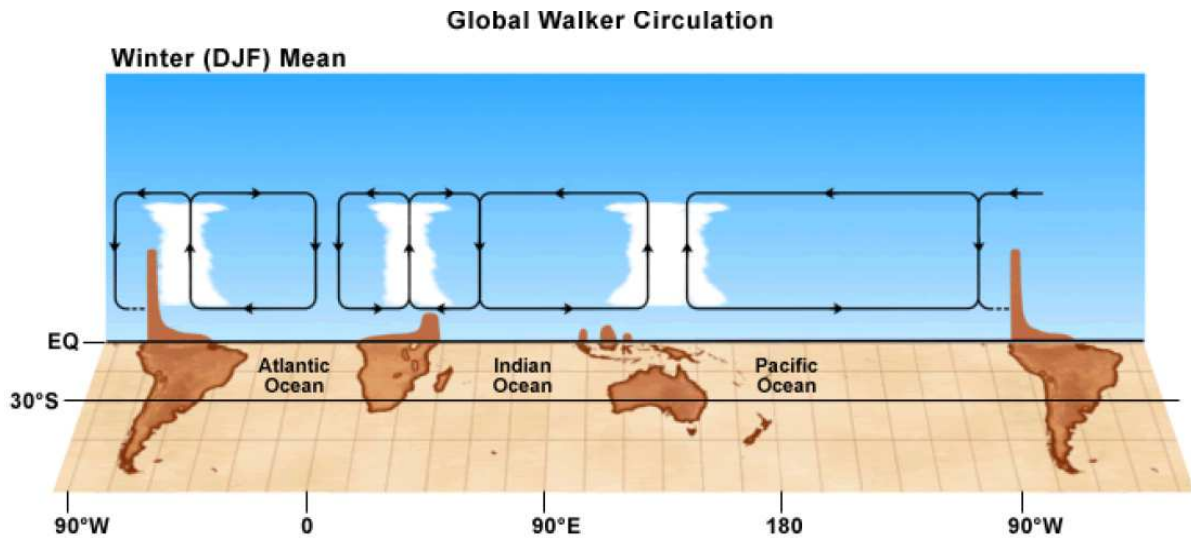


Figure 1.4. Représentation schématique de la circulation de Walker (adapté de Webster 1983).

La circulation de Walker connaît également des variations d'une année à l'autre en réponse aux variations océaniques. Par exemple, Yano *et al.* (2002) montrent que le moteur de la circulation de Walker n'est pas le gradient Est-Ouest de SSTs au premier ordre, mais le refroidissement dans les zones subsidentes qui est proportionnel à l'aire occupée par ces mêmes zones. Néanmoins, ces derniers travaux admettent que les gradients de SSTs changent la structuration du profil vertical de la circulation zonale par libération de chaleur latente. Par conséquent, une variabilité comme l'El Niño-Southern Oscillation (ENSO) modifie fortement cette circulation (Sect. I.2.3.2). En conditions El Niño, les ascendances d'air se déplacent vers le centre de l'océan Pacifique, modifiant les mouvements d'air au niveau du bassin Amazonien et de l'Afrique, mais également sur l'ensemble du globe (*e.g.* Wyrтки, 1982 ; Lau & Yang, 2003 ; Wang, 2002a, b; Weng *et al.*, 2007).

1.3. Circulation océanique générale

Comparé à l'atmosphère, l'Océan constitue une couche plus mince, de quatre kilomètres d'épaisseur en moyenne, mais beaucoup plus dense : la masse de l'Océan est trois cent fois plus importante que celle de l'atmosphère. Cette masse importante s'écoule à toutes les échelles de temps et d'espace, *i.e.* de quelques heures à quelques milliers d'années et de quelques kilomètres à quelques milliers de kilomètres. Autrement dit, l'Océan possède une « mémoire » à long-terme. Cela signifie que l'Océan peut donc stocker en abondance de la chaleur, mais il la transporte lentement. A l'inverse, l'atmosphère des moyennes et hautes latitudes possède un comportement stochastique et chaotique, *i.e.* qu'en l'absence de forçage externe, l'atmosphère passerait quasi-aléatoirement d'un régime à un autre en un délai très court. De ce fait, toute récurrence dans les régimes atmosphériques laisse envisager l'existence d'un forçage plus lent, modifiant la transition entre les régimes et, *in fine*, en

privilégiant ou défavorisant certains. De par son inertie thermique, l'Océan est le principal candidat pour ce forçage.

Cette distinction est bien sûr un peu simpliste, puisqu'en surface la circulation océanique a comme moteur essentiel l'entraînement de l'eau par le frottement des vents. Les courants océaniques de surface suivent les principales directions de la circulation atmosphérique générale (Fig. 1.5). Il y a cependant lieu de tenir compte des obstacles que constituent les continents, sans équivalents dans l'atmosphère, ainsi que de la force de Coriolis. La circulation océanique se résout alors en gyres, équivalentes aux anticyclones de la circulation atmosphérique (Fig. 1.5).

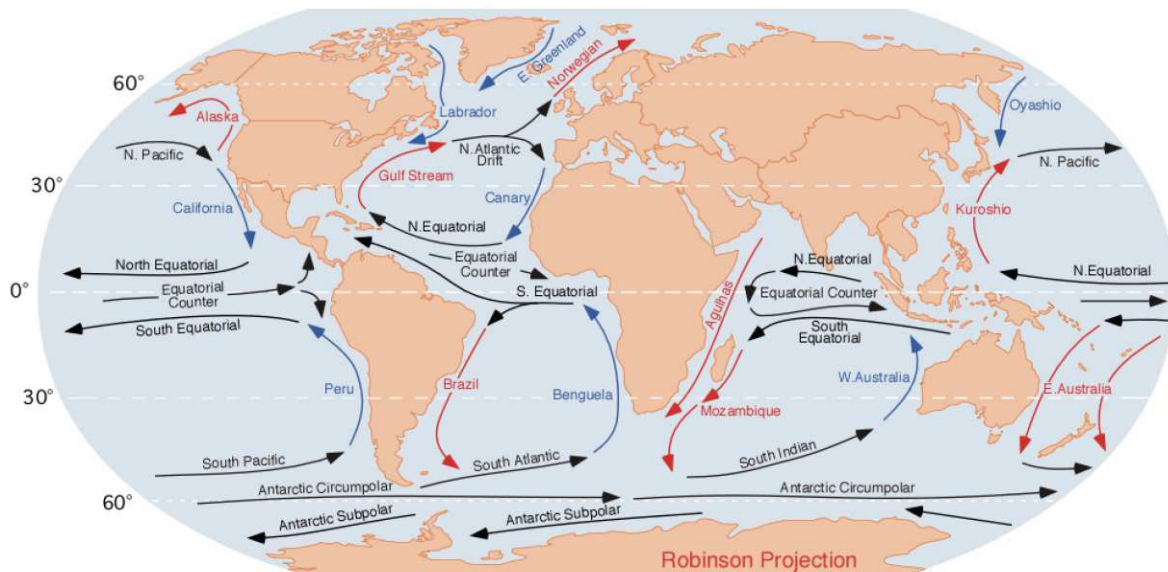


Figure 1.5. Les courants marins de surface (www.physicalgeography.net). Les courants chauds (froids) sont indiqués en rouge (bleu).

Cependant, à cette circulation de surface s'ajoute une circulation générale profonde : la circulation thermo-haline (THC), dont les premières théories furent développées par Stommel (1958) puis Stommel & Arons (1960a, b). Comme son nom l'indique, la THC est essentiellement contrôlée par les gradients de température et de salinité déterminant en grande partie la densité de l'eau de mer. L'un des éléments essentiels de cette circulation profonde est la plongée d'eaux très denses (salinité très élevée et température très basse) dans les hautes latitudes de l'océan Atlantique, et une redistribution de ces eaux par le Courant Antarctique Circumpolaire dans les océans Indien et Pacifique. Ainsi, la THC permet un transport de chaleur trans-équatorial avec des conséquences particulièrement importantes dans le bassin Atlantique. Par exemple, Vellinga & Wood (2002) ont montré qu'un arrêt de la THC induirait un refroidissement atteignant 8°C au-dessus de l'océan Atlantique Nord et environ 2°C sur le continent européen tandis qu'un réchauffement de l'hémisphère sud se produirait. Or, une telle situation s'est probablement déjà produite dans le passé (cf. Sect. I.1.2.1)...

2. La variabilité climatique

2.1. Qu'est ce que la variabilité du climat ?

Comme dans la section I.1, le climat est souvent décrit comme une représentation de différents états moyens. Par conséquent, le climat est généralement perçu comme une constante environnementale, alors qu'il est une variable dynamique. Les situations moyennes peuvent être significativement différentes d'un siècle, d'une décennie, voire d'une année à l'autre. Ainsi, la variabilité climatique, au sens le plus large, désigne la caractéristique inhérente du climat à présenter des changements au cours du temps.

Selon cette définition, la variabilité climatique peut prendre de nombreuses formes (Marcus & Brazel, 1984 ; Fig. 2.1a-d) :

- une variation périodique telle que les cycles diurnes ou encore la succession des saisons;
- un changement abrupt des conditions moyennes ;
- un changement graduel déterminant une tendance ;
- des changements d'année en année, pouvant être de plus en plus intenses (ou inversement), mais ne présentant aucun changement sur la moyenne.

Dans la plupart des cas, ces changements ne sont pas si différents les uns des autres mais ils se superposent. L'exemple d'un signal réel est donné par les cumuls de précipitations annuelles de la station météorologique de Mainé-Soroa au SE Niger (Fig. 2.1e). On observe : i) une baisse (renforcement) de la variabilité interannuelle (décennale) entre les années 1970/80 ; ii) un changement abrupt de la moyenne en 1967 et 1992; iii) une tendance à la baisse entre 1950 et 1990.

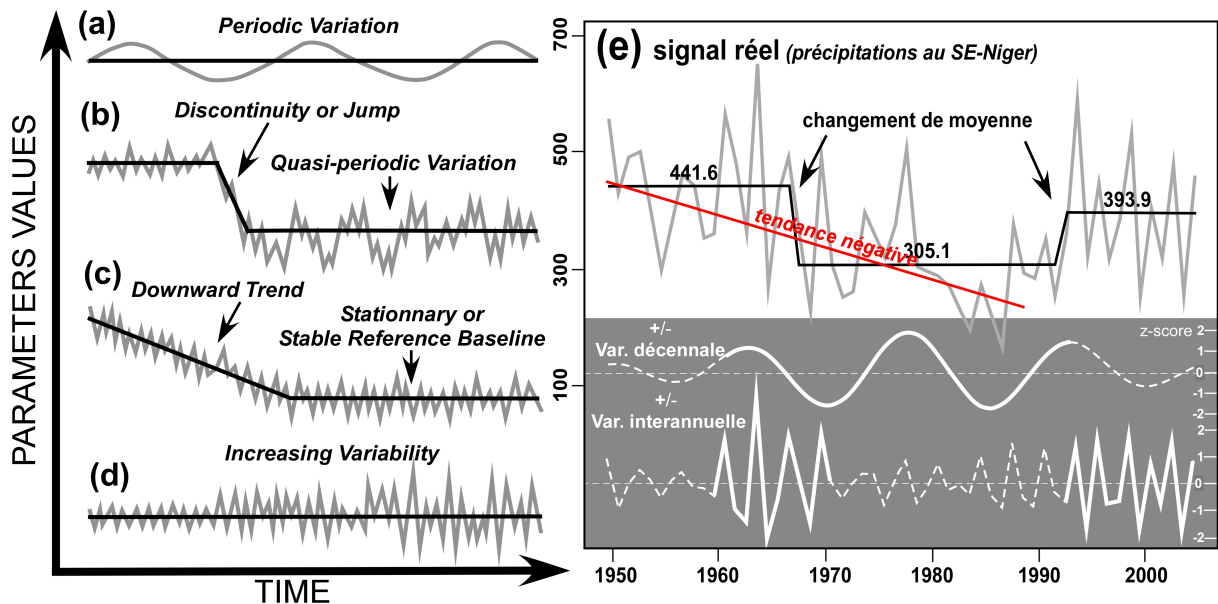


Figure 2.1. Les différentes formes de la variabilité climatique. A gauche : les formes de la variabilité climatique et ses changements (adapté de Marcus et Brazel, 1984). A droite : application au signal réel de la pluie (mm.an⁻¹) à Mainé-Soroa (SE Niger ; 13.2°N, 12°E).

Cette dernière observation montre l'importance des échelles de variabilité, de leurs renforcements mais surtout de leurs superpositions. En ce sens, Mitchell (1976) définit la variabilité comme le rang ou l'échelle des changements. Dans ce cas, la variabilité fait référence aux échelles de variabilité des changements du climat causés par différentes forces au cours du temps.

La figure 2.2 présente l'ensemble des échelles de variabilité du climat (adapté de Mitchell, 1976). La variabilité climatique débute dès la formation de la Terre il y a approximativement 4.5 milliards d'années, et présente une large gamme de variabilité de l'échelle horaire à une échelle $> 10^5$ années (Fig. 2.2). Il est important d'admettre deux principes :

- un changement mineur dans le climat à des échelles de temps plus courtes est amplifié à partir de changements plus importants à des échelles de temps plus longues ;
- l'étendue de la variabilité est moindre dans les échelles de temps plus courtes.

Ainsi, bien que notre recherche porte sur les échelles multi-décennale à interannuelle (soit entre 2 et 100 ans ; noir, Fig. 2.2) observées dans le secteur Atlantique, il convient, dans une vision d'ensemble, d'introduire brièvement les échelles de variabilité comprises entre 10^5 et 100 ans.

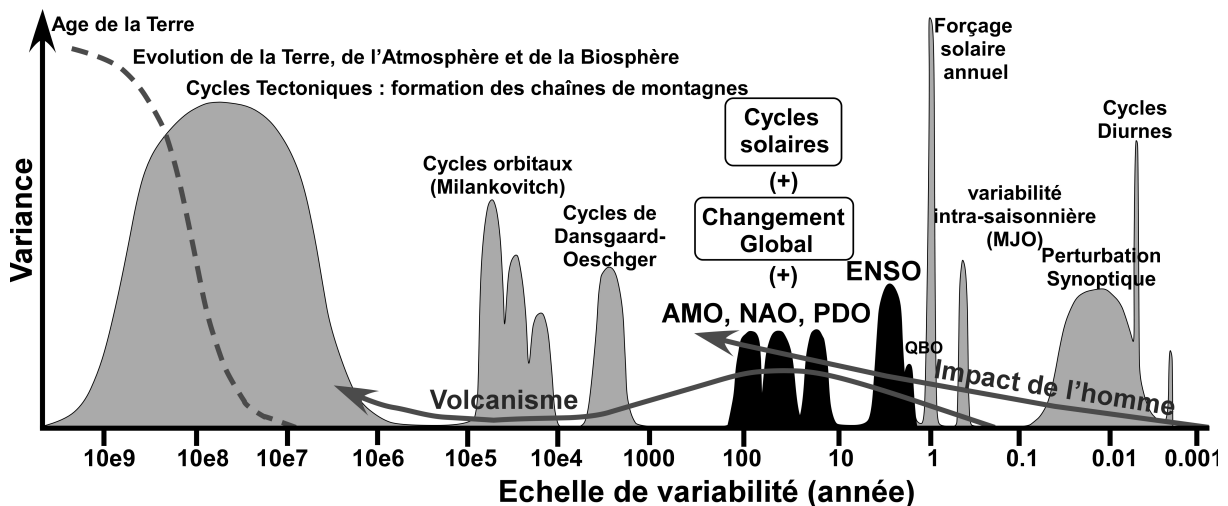


Figure 2.2. Les échelles de variabilité du climat et leur importance exprimée en variance (adapté des travaux de Mitchell, 1976; <http://www.ncndc.noaa.gov/paleo/ctl/about1.html>). Les échelles de variabilité multi-décennale à interannuelle associées aux fluctuations « naturelles » du système climatique sont représentées en noires : AMO (Oscillation Multi-décennale Atlantique) ; NAO (Oscillation Nord-Atlantique) ; PDO (Oscillation Décennale Pacifique) ; ENSO (El Niño Southern Oscillation) ; QBO (Oscillation Quasi-Biennale).

L'histoire de la Terre au cours des 500 derniers millions d'années est beaucoup mieux connue que lors des quatre milliards d'années précédentes. Néanmoins, la tectonique des plaques est évidemment la première cause d'une variabilité du système climatique à une échelle très large (Ruddiman, 2001; Fig. 2.2), bien qu'à cette échelle de temps la plupart des études paléoclimatiques concernent seulement le recyclage du dioxyde de carbone de l'atmosphère (Jansen *et al.*, 2007). Par exemple, il y a 100 millions d'années, la température de la Terre était 20 à 40°C plus chaude dans les régions polaires, mais seulement de quelques degrés à proximité de l'équateur (Barron & Washington, 1985).

A cela peuvent s'ajouter de nombreuses phases de type Glaciaire/Interglaciaire répondant aux variations des paramètres orbitaux sur **une échelle de 10^5 - 10^4 ans**, comme c'est le cas au Pliocène (Ruddiman, 2001). Le dernier maximum glaciaire a été observé il y a 18000 ans ^{14}C BP ; il fut marqué par des modifications importantes de la couverture de glace (32% des surfaces continentales) et une diminution du niveau de la mer (120m plus bas qu'aujourd'hui).

A l'échelle du millénaire (10^4 ans), ces cycles Glaciaire/Interglaciaire ont été perturbés par des changements abrupts du climat : les cycles de Dansgaard-Oeschger (Fig. 2.2). Ces changements sont causés par des transferts massifs d'eaux douces des grands lacs nord-américains vers l'Atlantique Nord et l'arrêt du Gulf Stream, comme il y a 8200 ans (Baber *et al.*, 1999). Par ailleurs, Schulz & Paul (2002) notent que les proxy de température atmosphérique et d'humidité du secteur Atlantique Nord présentent trois échelles de variabilité à 900, 3000 et 8500 ans. De plus, au cours de l'Holocène, l'Atlantique Nord serait également soumis à des oscillations climatiques persistantes et relativement régulières à 2500, 1500 et 1000 ans (Bond & Lotti, 1995 ; Rahmstorf, 2003 ; Debret *et al.*, 2007).

Les échelles de variabilité multi-décennale à interannuelle sont associées à la variabilité interne et naturelle de la circulation océanique (*e.g.* température et salinité de surface, SST et SSS) et de la circulation atmosphérique (*e.g.* pression au niveau de la mer, SLP ; Fig. 2.2). Les premiers travaux de Mann & Park (1994, 1996, 1999) ont permis de détecter de nombreuses échelles de variabilité des SSTs et des SLPs : séculaire ou multi-décennale (>50 ans), inter-décennale (15-25 ans), quasi-décennale (~11 ans), interannuelle (2-6 ans), quasi-biennale (~2 ans).

Cependant, à ces oscillations internes s'ajoutent probablement l'influence du forçage externe des cycles solaires à 11 et 22 ans (Haigh, 2001 ; Rind, 2002), bien que ce lien ait été rejeté en de nombreuses occasions (Lindstrom *et al.*, 1996). En effet, une explication plausible d'un lien direct du signal solaire avec les propriétés climatiques locales pose une grande difficulté à cause du faible niveau de variation des radiations solaires atteignant la surface. Il faut alors envisager une amplification de ces effets dans le système climatique au travers des processus atmosphériques et océaniques, par exemple dans la variabilité des SSTs et SLPs. Ainsi, de nombreuses études ont attiré l'attention sur la relation entre l'Oscillation Nord-Atlantique (NAO) et les variations induites par le signal solaire (Kodera & Kuroda, 2002, 2005 ; van Loon *et al.*, 2012).

Un autre intérêt, et non le moins important, des études sur la variabilité en cours lors des derniers siècles est, qu'au moins depuis les années 1970, les différents modes de variabilités dits « naturels » sont mélangés avec les variations induites par le changement climatique (IPCC, 2001 ; 2007). Un changement qui, comme mentionné en introduction, est en partie attribuable à l'augmentation de la concentrations des gaz à effet de serre dans l'atmosphère (IPCC, 2001 ; 2007). Pour ces raisons, de nombreuses études discutent de l'influence des concentrations de gaz à effet de serre dans l'atmosphère sur les variabilités telles que l'El Niño Southern Oscillation (*e.g.* Timmermann *et al.*, 1999 ; Collins, 2000) ou encore la NAO (*e.g.* Ulbrich & Christoph, 1999 ; Gillett *et al.*, 2002b, 2003 ; Osborn, 2004). – *L'objectif*

majeur est de séparer la contribution du forçage dit « anthropique » de celui dit « naturel » dans les changements en cours et futurs –

2.2. Variabilité multi-décennale à interannuelle du secteur Atlantique

La variabilité du bassin Atlantique peut être résumée en trois modes de variabilité : l'Oscillation Multi-décennale Atlantique (AMO), l'Oscillation Nord Atlantique (NAO), et la Variabilité Atlantique Tropicale (TAV).

2.2.1. Oscillation Multidécennale Atlantique (AMO)

L'AMO décrit **une variabilité des SSTs** sur l'ensemble de l'Atlantique Nord (Kerr, 2000 ; Enfield *et al.*, 2001 ; Knight *et al.*, 2005, 2006). De ce fait, la variabilité de l'AMO est évaluée par des indices moyennant les SSTs sur l'ensemble de la région Atlantique Nord. Pourtant, d'après la corrélation annuelle entre l'indice AMO et les SSTs mondiales (Fig.2.3a), l'AMO apparaît, logiquement, corrélée positivement avec les SSTs en Atlantique Nord et, moins logiquement avec les SSTs en Atlantique Sud - *sa structure spatiale se retrouve alors fortement similaire au mode SST inter-hémisphérique (cf. Sect. 1.2.2.3)* -. Au cours du temps, cette oscillation est donc marquée par des phases chaudes et froides de l'océan Atlantique Nord qui peuvent être décrites sur la base d'observations (obs.) et de reconstructions (r.). Sur la période instrumentale, ces deux types d'indices convergent et présentent une phase chaude entre 1930 et 1960 et des phases froides sur les périodes 1905-1925 et 1970-1990 (Schelsinger & Ramankutty, 1994 ; Gray *et al.*, 2004 ; Fig. 2.3b). Sur la période pré-instrumentale, l'indice reconstruit de Gray *et al.* (2004) présente deux phases chaudes (froides), 1580-1596 et 1656-1708 (1597-1632 et 1789-1849) (Fig. 2.3b).

Une variabilité multi-décennale à 50-80 ans, marquée par des fluctuations de +/- 0.4°C, domine les fluctuations observées de l'indice AMO (Schelsinger & Ramankutty, 1994 ; Fig. 2.3c). Cependant, sur la période instrumentale, l'étude de la variabilité de l'AMO reste limitée. En effet, seulement deux cycles entiers ont pu être enregistrés au cours de ces quelques décennies (Fig. 2.3b). La robustesse de ce signal a donc été confirmée par les reconstructions paléoclimatiques présentant une signature spectrale à 60-110 ans au cours des quatre derniers siècles (Delworth & Mann, 2000 ; Gray *et al.*, 2004 ; Fig. 2.3c).

De nombreuses études basées sur les observations et les simulations impliquent une éventuelle composante oscillatoire de l'intensité de la THC comme moteur principal de la variabilité multi-décennale des SSTs en Atlantique Nord (Timmermann *et al.*, 1998 ; Delworth & Mann, 2000 ; Sutton & Hodson, 2003 ; Knight *et al.*, 2005). De plus, ces résultats sont en accord avec les travaux récents de Frankcombe (2010) présentant un renforcement de la variabilité 50-80 ans dans les hautes latitudes et sa dépendance à la profondeur. Par ailleurs, ces études semblent cohérentes avec Venegas & Mysak (2000), Polyakov *et al.* (2004) puis Divine & Dick (2006) montrant des variations synchrones entre la concentration de glace dans la Mer du Groenland, les SLPs des latitudes nord et les températures de l'Atlantique Nord à l'échelle multi-décennale. Cela impliquerait alors probablement, comme le décrivent

Eden & Jung (2001) au travers de la variabilité multi-décennale de la NAO, un forçage de l'atmosphère.

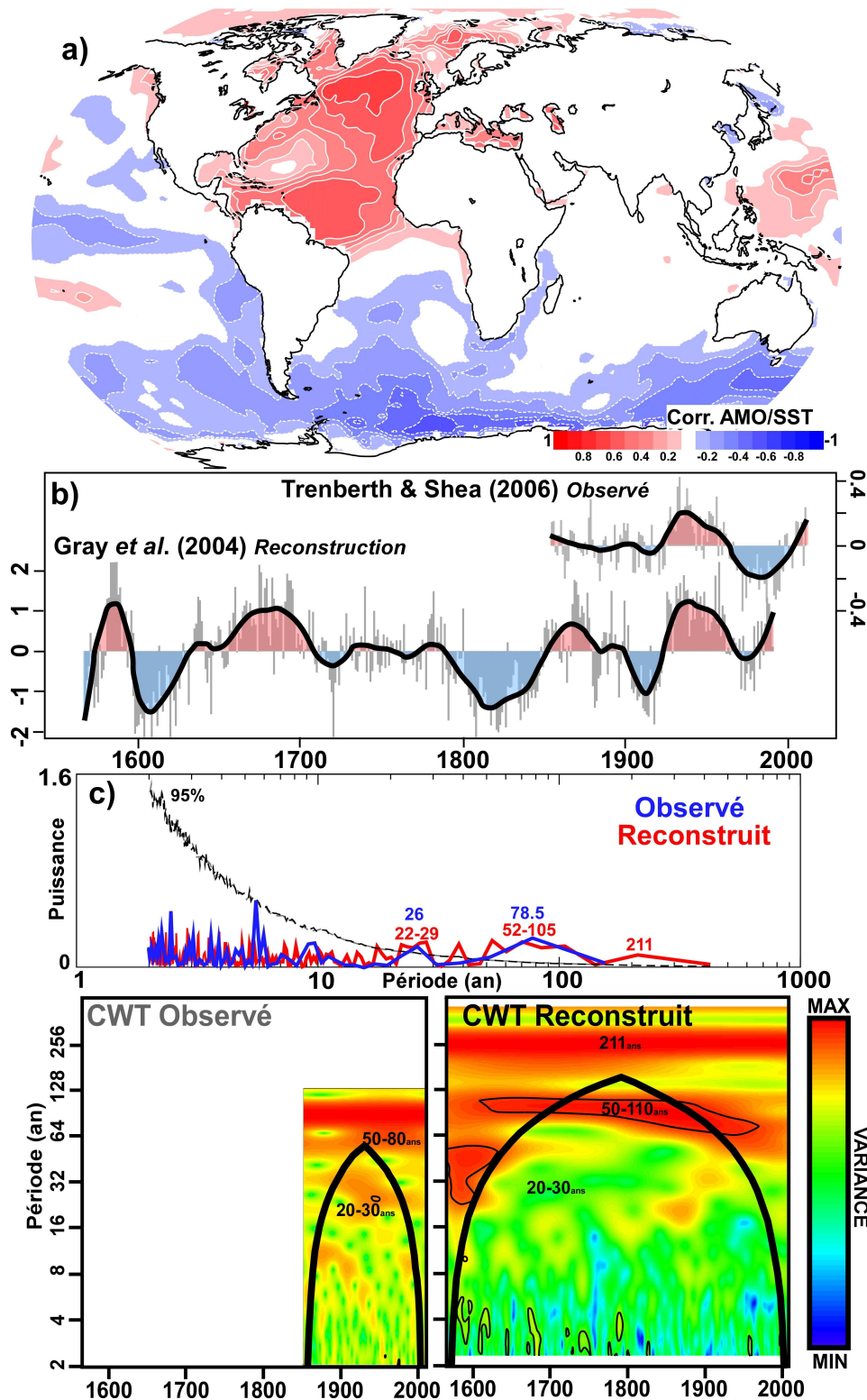


Figure 2.3. Caractéristiques spatio-temporelles et spectrales des indices AMO. (a) Corrélation entre l'indice AMOobs. et le champ de SSTs (ERSST v3b ; Smith et al., 2008). Significativité du champ estimée à $0.1\% < p\text{-value} < 0.2\%$. (b) Fluctuation temporelle de l'indice AMOobs. et r. (z-score des indices en $^{\circ}\text{C}$) et lissage LOESS à 50 ans (courbes noires ; cf. Sect. II.3.1.2). (c) Spectre de Fourier (en haut) et Transformée en Ondelette Continue (en bas ; cf. Sect. II.3.1.3) des indices AMO. La significativité des bandes spectrales est évaluée au seuil de 95% par 5000 simulations Monte-Carlo d'un signal aléatoire de même propriété autorégressive ($AR(1)/obs.=0.64$; $AR(1)/r.=0.72$).

Une échelle de variabilité 20-30 ans a également été détectée dans les différents indices de l'AMO (Plaut *et al.*, 1995 ; Vellinga & Wu, 2004 ; Rossi *et al.*, 2011), à laquelle s'ajoutent certaines fluctuations interannuelles (Rossi *et al.*, 2011 ; Fig. 2.3c). De plus, l'application de la Transformée en Ondelettes Continue (CWT ; cf. Sect. II.3.1.3) montre que ces échelles de variabilité présentent de fortes variations de puissance (Fig. 2.3c). Cependant, bien que des fluctuations interannuelles apparaissent significatives, elles restent faiblement liées à la variabilité et aux processus de l'AMO. Au contraire, la variabilité 20-30 ans des SSTs en Atlantique Nord pourrait être conduite par une excitation interne de la THC, permettant la propagation d'anomalies de température vers l'Ouest (Te Raa & Dijkstra, 2002 ; Frankcombe, 2010). De plus, la variabilité 50-80 ans pourrait être directement modulée par la variabilité 20-30 ans (Frankcombe, 2010).

L'AMO est apparue en relation avec des variations multi-décennales du climat **sur l'ensemble du globe** : la sécheresse au Sahel (Folland *et al.*, 1986 ; Rowell *et al.*, 1995 ; Zhang & Delworth, 2006), les précipitations du Nordeste Brésilien (Folland *et al.*, 2001), le climat d'été en Amérique du Nord et en Europe (Enfield *et al.*, 2001 ; McCabe *et al.*, 2004 ; Sutton & Hodson, 2005, Knight *et al.*, 2006), la couverture de glace dans la mer du Groenland (Venegas & Mysak, 2000), l'activité cyclonique de l'Atlantique Nord (Goldenberg *et al.*, 2001).

2.2.2. Oscillation Nord-Atlantique (NAO)

La NAO décrit **un phénomène atmosphérique** d'oscillation Nord-Sud entre deux masses d'air dont les centres d'action sont localisés près de l'Islande et au-dessus de la zone atlantique sub-tropicale, des Açores à la péninsule ibérique (Hurrell, 1995 ; Fig. 2.4). Comme le décrit cet auteur, un creusement de la dépression d'Islande associé à un gonflement de l'anticyclone des Açores se rapportera à une phase positive (NAO+). Au contraire, lorsque les deux s'affaiblissent simultanément, nous parlerons de phase négative (NAO). Cette oscillation est en général exacerbée durant les mois d'hiver (Fig. 2.4) en raison de l'activité maximale de la dynamique atmosphérique en cette saison. Sur l'Atlantique Nord, les régimes NAO représentent ainsi environ le tiers de la variabilité du champ de SLPs d'hiver (Cassou *et al.*, 2004 ; Hurrell & Deser, 2009). Pourtant, parmi l'ensemble des régimes atmosphériques de la Terre, seule la configuration du régime NAO est détectée tout au long de l'année (Barnston & Livezey, 1987 ; Fig. 2.4).

De nombreuses études ont permis de mettre en évidence des relations entre régimes NAO et caractéristiques météorologiques, telles que les précipitations ou encore l'activité du rail de dépressions (*e.g.* Rogers, 1997 ; Ulbrich et Christoph, 1999 ; Ulbrich *et al.* 1999 ; Mares *et al.*, 2002 ; Keim *et al.*, 2004), associées à **des contrastes climatiques régionaux**. En phase positive, et inversement en phase négative, le renforcement du gradient méridien de pression sur l'Atlantique Nord induit un renforcement des vents dominants d'Ouest en hiver au-delà de 45°N. Il correspond à un déplacement vers le Nord des routes dépressionnaires et à une augmentation de l'activité des tempêtes associées, donc à des conditions humides sur le NW de l'Europe. Compte tenu du renforcement des hautes pressions au Sud, les régions du bassin

méditerranéen sont relativement protégées des tempêtes et connaissent alors des hivers plutôt secs.

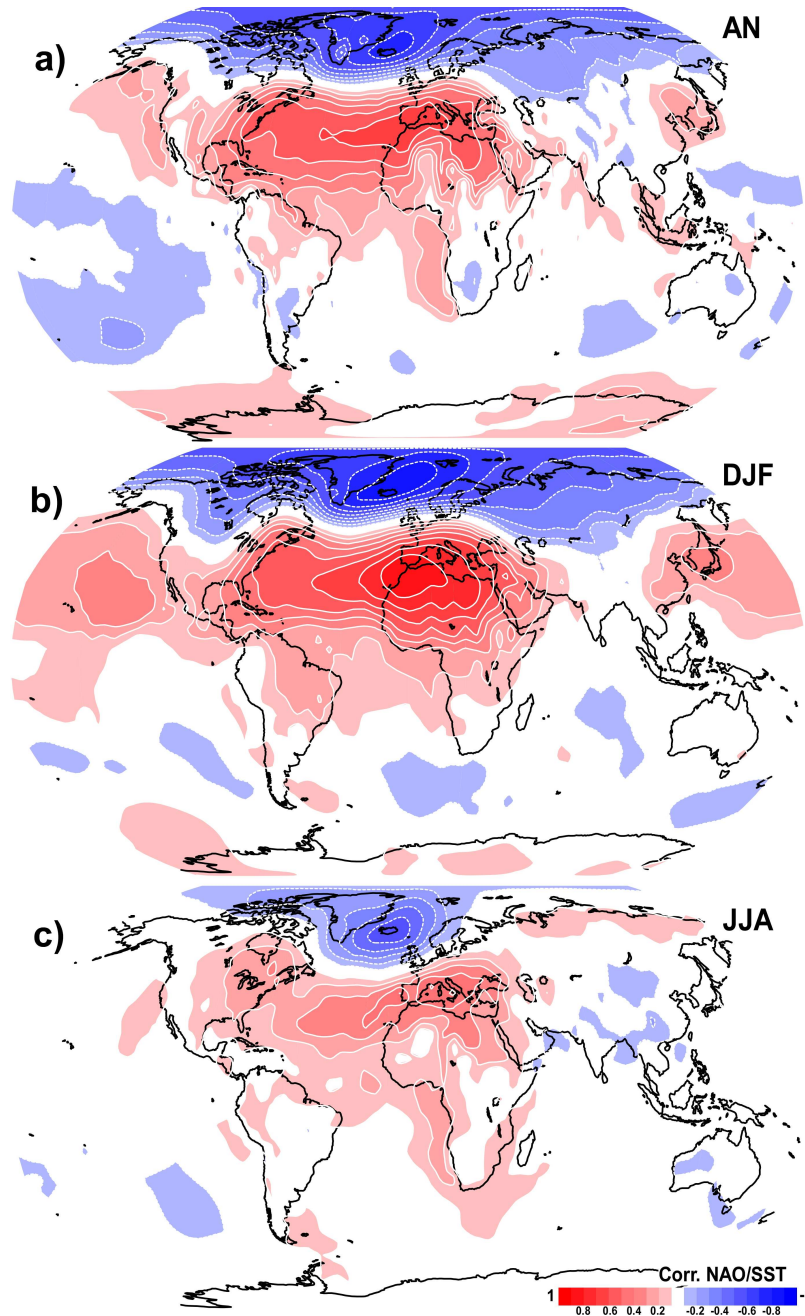


Figure 2.4. Evolution saisonnière des SLPs de l'Atlantique Nord en réponse aux variations de l'indice NAO. Corrélation entre l'indice NAOobs. (Jones et al., 1997) et le champ de SLPs (HadSLP2r; Allan & Ansell, 2006), respectivement, pour la moyenne annuelle (a), la moyenne d'hiver (DJF ; b) et d'été (JJA ; c). Significativité du champ estimée : à $0\% < p\text{-value} < 0.1\%$ pour la moyenne annuelle et l'hiver ; pour l'été à $2\% < p\text{-value} < 5\%$.

L'évolution temporelle de la NAO est le plus souvent étudiée suivant la différence de pression au niveau de la mer (SLP) entre deux stations météorologiques à proximité des deux centres d'actions nommés précédemment (e.g. Hurrell, 1995 ; Jones et al., 1997 ; Hurrell et al., 2003). Par exemple l'indice de Jones et al. (1997), présenté ici, est calculé par la différence de pression entre Gibraltar et Stykkisholmur (Islande). Cependant, il n'est pas possible de calculer l'indice NAO à partir de données observées avant 1821. Pour cela, les variations à plus long-terme de la NAO ont été analysées sur la base d'informations dendrochronologiques des régions Européenne, Nord-Africaine et Nord-Américaine (e.g. Cook et al., 1998, 2002 ; Glueck & Stockton, 2001), ou encore de carottes glaciaires du Groenland (e.g. Barlow et al., 1993 ; Appenzeller et al., 1998). L'approche multi-proxy reste néanmoins la meilleure

méthode de reconstruction. Par exemple, Luterbacher *et al.* (1999 ; 2002), utilisent des données observées depuis la période pré-instrumentale en combinaison avec une base documentaire et proxy importante pour reconstruire l'indice NAO jusqu'à 1659 AD. Schmutz *et al.* (2000) comparent les différentes reconstructions de l'indice NAO à l'indice observé de Jones *et al.* (1997). Ces résultats montrent qu'au cours de la période instrumentale les fluctuations de l'indice NAO de Luterbacher *et al.* (1999) sont les plus cohérentes avec l'indice observé. Par ailleurs, leurs travaux montrent également que les différentes reconstructions ne sont pas corrélées sur la période 1716-1815.

La figure 2.5a affiche les variations des indices NAOobs. et r. depuis 1659. Les fluctuations récentes de la NAO ont été documentées par Hurrell (1995) et Hurrell *et al.* (2003). Ainsi, la période des années 1940 jusqu'aux années 1970 serait marquée par une persistance des régimes NAO-, tandis qu'une tendance au régime NAO+, sans précédent selon l'auteur, est détectée depuis le milieu des années 1970 jusqu'aux années 1990. Nous noterons toutefois qu'une tendance au régime NAO+, équivalente à la période 1970-1990, est également observée sur la période 1900-1930 dans les travaux de Slonosky & Yiou (2001). Par ailleurs, les reconstructions climatiques ont permis d'ajouter de nouvelles tendances dans les régimes NAO. Deux périodes dominées par une tendance au régime NAO- ont pu être détectées (Luterbacher *et al.*, 1999; Fig. 2.5a) : i) l'avant 1750, documenté comme étant la fin du minimum d'activité solaire de Maunder (Wanner *et al.*, 1995) ; ii) la période 1850-1900 considérée comme le début de l'ère industrielle. Il en est de même pour les régimes NAO+ entre 1830 et 1870 (Fig. 2.5a) ou encore l'ensemble de l'anomalie climatique médiévale (MCA ; Trouet *et al.*, 2009).

De nombreux travaux se sont focalisés sur le comportement spectral de l'indice NAO (*e.g.* Hurrell & van Loon, 1997 ; Appenzeller *et al.*, 1998 ; Higuchi *et al.*, 1999 ; Stephenson *et al.*, 2000 ; Wanner *et al.*, 2001; Massei *et al.*, 2007 ; Fig. 2.5b). Appenzeller *et al.* (1998) furent les premiers à pointer le caractère intermittent de la NAO. Le résultat majeur de ces analyses est l'absence d'échelle de variabilité dominant les fluctuations de la NAO. Cependant, cette absence souligne également l'aspect non stationnaire des fluctuations de la NAO. Higuchi *et al.* (1999) montrent, en accord avec Hurrell & van Loon (1997), que l'aspect non-stationnaire de la NAO se traduit par l'**existence de multiples échelles** de variabilité dont l'amplitude n'est pas constante au cours du temps.

Comme mentionné ci-dessus, l'examen du spectre de Fourier et de la CWT (*cf.* Sect. II.3.1.3) illustre assez bien cette forte instabilité en échelle et en temps (Fig. 2.5b). Des travaux précédents, menés sur l'indice NAO observé d'Hurrell (1995) et utilisant le même type d'expertise que nous (*e.g.* Massei *et al.*, 2007 ; Rossi *et al.*, 2011), concluent que : i) l'ensemble de la variabilité est essentiellement structurée à partir de 1900 ; ii) un renforcement de la variabilité interannuelle 4-6 (3-4) ans intervient après 1930 (1930-1950), tandis qu'une échelle 2-3 ans disparaît entre 1930 et 1990; iii) un renforcement des échelles 5-9 ans et 14-25 ans existe depuis 1960/70. Or, notre analyse, conduite sur la NAO observée de Jones *et al.* (1997) et sur l'indice reconstruit de Luterbacher *et al.* (1999), montre que (Fig. 2.5c): i) la variabilité de la NAO est structurée même avant 1900 ; ii) en accord avec ces

études, les périodes de renforcement de la variabilité interannuelle sont très inconstantes, mais paraissant de plus en plus marquée depuis le début du XIX^e siècle ; iii) l'échelle interannuelle 5-9 ans se renforce également entre 1850 et 1920 ; iv) l'échelle inter-décennale 14-25 ans est absente sur l'indice de Jones *et al.* (1997) ce qui nous permet de s'interroger sur sa robustesse. D'autre part, les études de Massei *et al.* (2007) et Rossi *et al.* (2011), comme notre analyse, montrent également l'existence d'échelles de variabilité 30-50 et 50-80 ans qui ne peuvent être évaluées dans l'observation (Fig. 2.5b). Néanmoins, en accord avec Wanner *et al.* (2001), nous notons sur l'indice reconstruit (Fig. 2.5b) : i) un renforcement de la variabilité 30-50 ans à la fin du XVII^e, à la fin du XVIII^e puis au XX^e siècle ; ii) une variabilité 50-80 ans, constante en moyenne annuelle depuis 1659, qui se renforce en hiver et printemps depuis 1850 (*cf.* Sect. III.4.1).

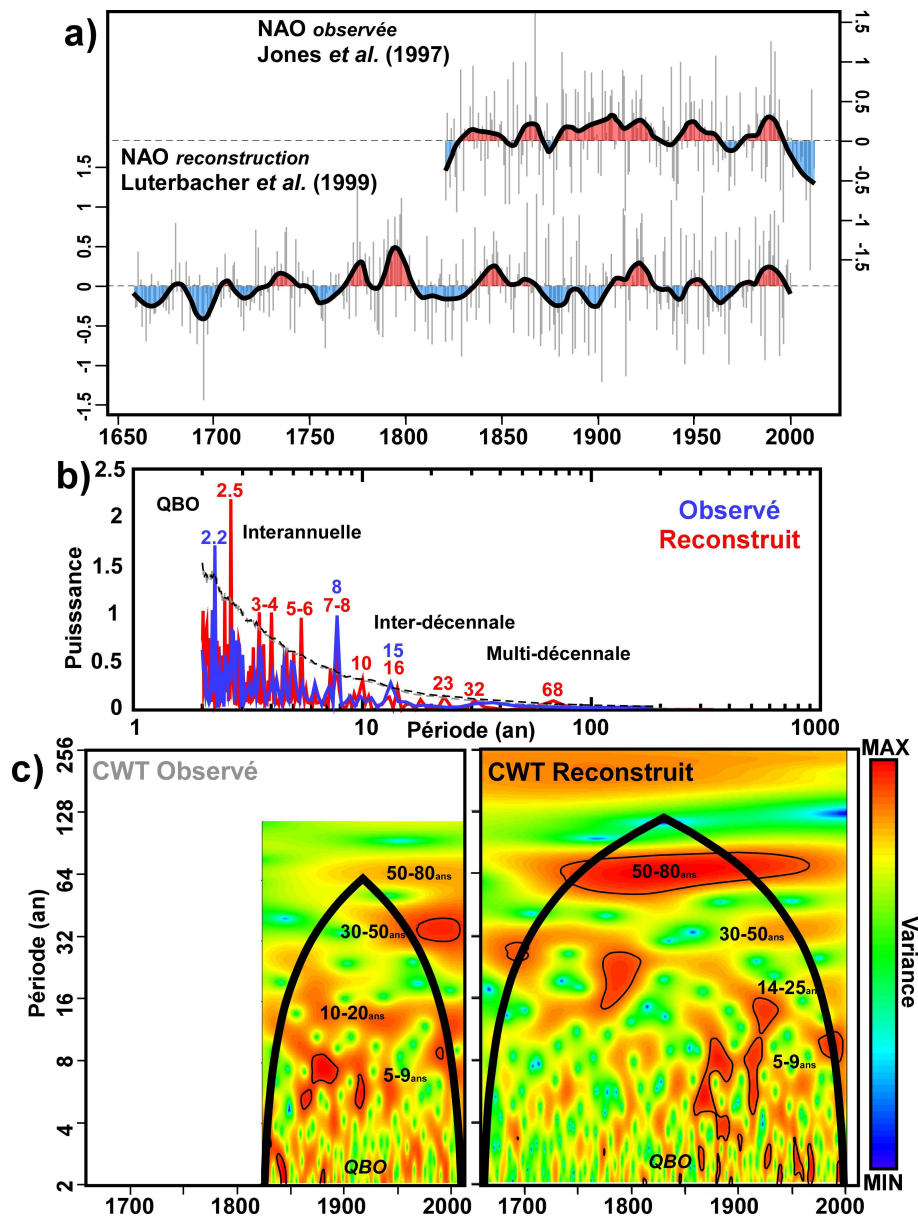


Figure 2.5. Caractéristiques temporelles et spectrales des indices NAO. (a) Fluctuation temporelle de l'indice NAO obs. et r. (z-score des indices en hPa) et lissage LOESS à 40 ans (courbes noires ; *cf.* Sect. II.3.1.2). Application du Spectre de Fourier (b) et de la CWT (c ; *cf.* Sect. II.3.1.3) aux deux indices obs et r. La significativité des bandes spectrales est évaluée au seuil de 95% par 5000 simulations Monte-Carlo d'un signal aléatoire de même propriété autorégressive ($AR(1)/obs.=0.06$; $AR(1)/r.=0.005$).

L'examen des caractéristiques spectrales journalières montre que l'évolution temporelle de la NAO est cohérente avec un processus stochastique, donc fondamentalement contrôlée par une dynamique d'échelle synoptique (*i.e.* <10jrs ; Feldstein, 2000). La variabilité à long terme (interannuelle à multi-décennale) serait alors totalement produite par l'énergie de la variabilité à court terme (Stephenson *et al.*, 2000). Sur cette base, Feldstein (2000), Thompson *et al.* (2002) puis Scaife *et al.* (2005) concluent que la variabilité de la NAO est entièrement **conduite par des processus internes à la dynamique atmosphérique**, occultant toute influence externe (*e.g.* l'Océan, gaz à effet de serre). Pourtant, ces résultats apparaissent beaucoup moins clairs si l'on considère uniquement la période post-1975 (Overland & Wang, 2005). Ainsi, certaines études montrent que la variabilité inter- à multi-décennale de la NAO est **en partie conduite par la variabilité océanique tropicale et extratropicale** (*e.g.* Czaja & Frankignoul, 2002 ; Hurrell *et al.*, 2003, 2004 ; Cassou *et al.*, 2004 ; Kushnir *et al.*, 2006), **les surfaces continentales** (*e.g.* Gong *et al.*, 2003 ; Bojariu & Gimeno, 2003), ou encore **la teneur en gaz à effet de serre** (*e.g.* Ulbrich & Christoph, 1999 ; Gillett *et al.*, 2002b, 2003 ; Osborn, 2004).

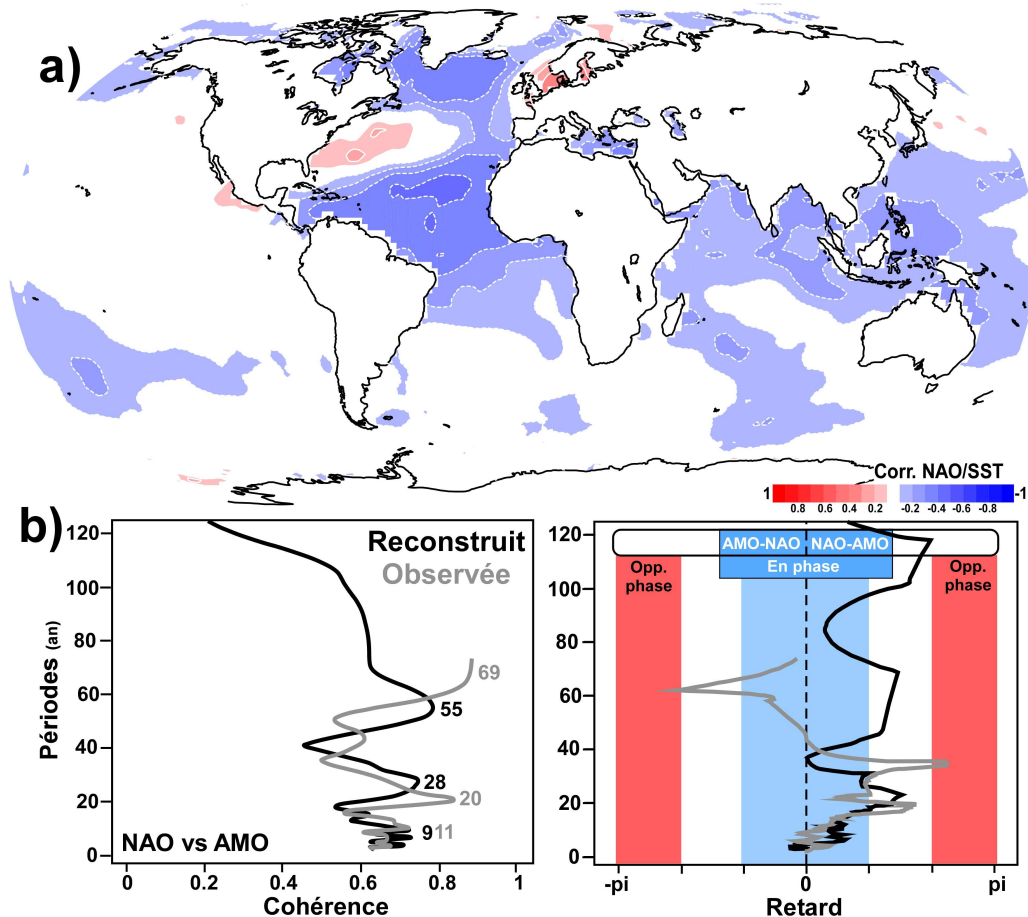


Figure 2.6. Téléconnexions entre la NAO et les SSTs de l'Atlantique Nord, et plus particulièrement avec l'AMO. (a) Corrélation annuelle entre l'indice NAOobs. (Jones *et al.*, 1997) et le champ de SSTs (ERSST v3b ; Smith *et al.*, 2008). Significativité du champ estimée à 10 % $p\text{-value}$ <math>< 20\%</math>. (b) Spectre global de cohérence (droite) et phase (gauche) en ondelette (*cf.* Sect. II.3.2.2) entre les indices obs. (gris) et r. (noir) de la NAO et l'AMO.

La figure 2.6a illustre la corrélation annuelle entre l'indice NAOobs. et le champ de SSTs mondial. Une structure zonale à trois étages, des subtropiques au bassin arctique, est alors

détectée sur l'Atlantique Nord (Fig. 2.6a). Cassou *et al.* (2004), montrent deux configurations respectivement opposées : i) l'anomalie négative nommée « Tripôle », *i.e.* des anomalies froides au Sud du Groenland et sur le bassin subtropical ouest et des anomalies chaudes le long du Gulf Stream (Fig. 2.6a) ; ii) l'anomalie positive nommée « Fer à cheval », *i.e.* des anomalies froides au Sud-Est de Terre-Neuve ceinturées par des SSTs plus chaudes dans les subtropiques et l'Est du bassin atlantique. La cohérence spectrale (*cf.* Sect. II.3.2.2) des échelles de variabilité observées et reconstruites entre les indices NAO et AMO est représentée sur la figure 2.6b. En accord avec les études antérieures (*e.g.* Czaja & Frankignoul, 2002 ; Hurrell *et al.*, 2003, 2004 ; Cassou *et al.*, 2004 ; Kushnir *et al.*, 2006), **l'interaction entre la NAO et les SSTs s'observe aux échelles 20-30 ans et 50-80 ans** (à gauche sur la Fig. 2.6b). Néanmoins, le fait que des anomalies de SSTs existent de façon concomitante avec les régimes NAO ne renseigne pas forcément sur la nature exacte de l'interaction. Le spectre global de phase en ondelettes illustre assez bien ce constat (à droite sur Fig. 2.6b). Dans le cas le plus simple, *i.e.* lorsque les deux échelles de variabilité sont en phase, autrement dit corrélées positivement, un retard positif (négatif) traduit une interaction conduite par la NAO (AMO). Or, dans notre cas, les échelles inter- et multi-décennales tendent vers une opposition de phase et présentent un retard très important (Fig. 2.6b, droite). Il est donc statistiquement presque impossible de déterminer la nature de la relation. Il faut dans ce cas avoir recours à la modélisation numérique. En ce sens, en utilisant le modèle de circulation générale atmosphérique Arpège-Climat, Cassou *et al.* (2004) montrent que les régimes NAO+ (NAO-) sont favorisés lorsque l'Atlantique Tropical Nord est froid (chaud).

2.2.3. Variabilité Atlantique Tropicale (TAV)

Entre les tropiques, la structure moyenne des SSTs de l'Atlantique Tropical est **influencée par les circulations atmosphérique et océanique**. Mais, sous les tropiques, les SSTs modifient aussi la circulation atmosphérique et en particulier la position de la ZCIT ; elles peuvent alors être considérées comme le paramètre contrôlant le système couplé océan-atmosphère. Par exemple, sous les tropiques une SST plus chaude que la normale est associée à une convection accrue et à une modification de la force des Alizés qui se manifestent par une convergence locale accrue dans les basses couches de l'atmosphère. De ce fait, la variabilité des SSTs de l'Atlantique Tropical a un rôle important sur la **variabilité climatique des régions tropicales** : la mousson ouest africaine (*e.g.* Lamb, 1978 ; Folland *et al.*, 1986 ; Vizy & Cook, 2002 ; Giannini *et al.*, 2003), le Nordeste Brésilien (*e.g.* Hastenrath & Heller, 1977 ; Hastenrath & Greischar, 1993 ; Nobre & Shukla, 1996), ou encore le secteur Caraïbe/Amérique Centrale (*e.g.* Enfield & Alfaro, 1999 ; Giannini *et al.*, 2000).

La variabilité des SSTs de l'Atlantique Tropical se manifeste selon deux modes distincts (Ruiz-Barradas *et al.*, 2000 ; Figs. 2.7, 2.8) :

- le mode équatorial se caractérise par une modification du régime de vents à l'Ouest du bassin et des changements de SSTs dans le Golfe de Guinée ;

- le mode inter-hémisphérique se traduit par des variations de SSTs sur les parties nord et sud du bassin Atlantique Tropical, de part et d'autre de la ZCIT.

Le mode équatorial se manifeste par des épisodes chauds ou froids dans l'Atlantique Tropical Sud (région TSA). Pendant un épisode chaud, on observe une relaxation des alizés dans la partie ouest du bassin équatorial. Conformément à la théorie linéaire de propagation des ondes longues équatoriales (Philander, 1978), une telle perturbation des vents zonaux peut provoquer la propagation, le long de l'équateur, d'un train d'ondes océaniques de Kelvin (vers l'Est) entre la surface et cent mètres de profondeur environ. Ces ondes, dites de *downwelling*, ont tendance à approfondir la thermocline, et donc à stopper les remontées d'eaux froides le long des côtes africaines. De ce fait, des anomalies de SSTs sont observées dans le Golf de Guinée, et notamment dans la région du Cold Tongue (entre 6°S-2°N et 20°W-5°E ; Fig. 2.7). Certaines années les anomalies chaudes se propagent plus au Sud et provoquent des anomalies de température dans le système d'upwelling du Benguela (Florenchie *et al.*, 2003 ; Illig *et al.*, 2004 ; Rouault *et al.*, 2007).

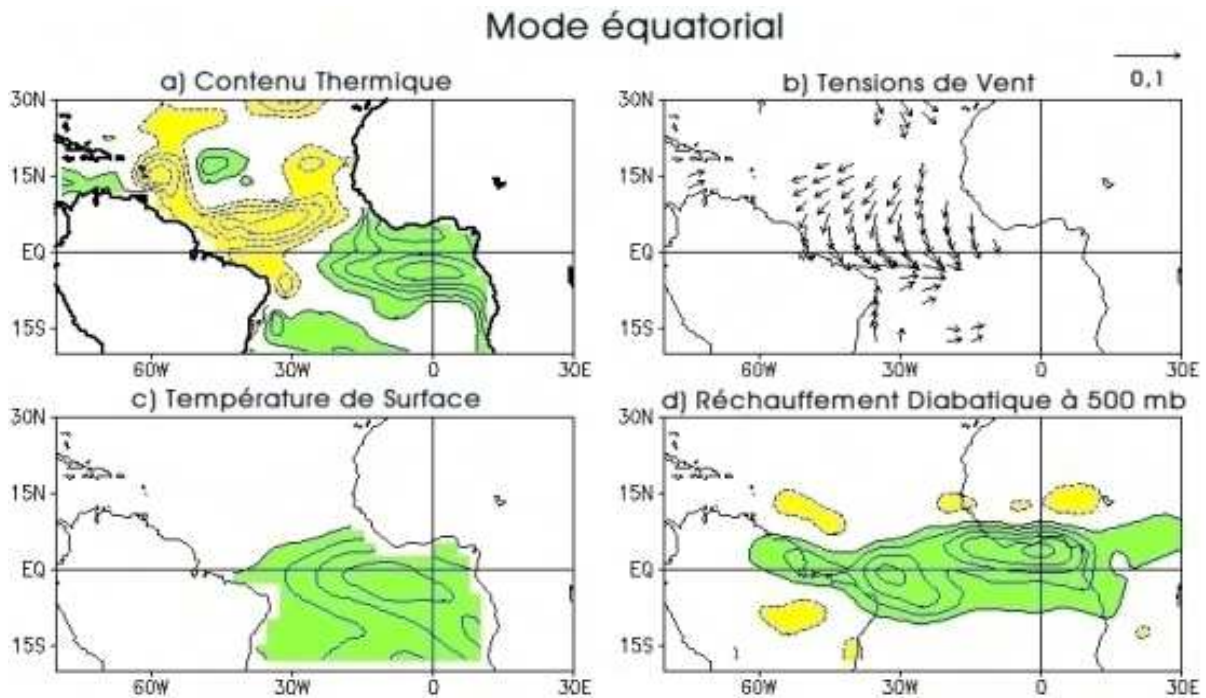


Figure 2.7. Anomalies associées au mode équatorial et calculées à partir d'une analyse en composantes principales après rotation de quatre variables (d'après Ruiz-Barradas *et al.*, 2000): contenu thermique (contours $0,5 \cdot 10^8 \text{ J.m}^{-2}$), tensions de vent (dyn.cm^{-2}), SST (contours $0,1^\circ\text{C}$), réchauffement diabatique à 500 mb ($0,1 \text{ K.jours}^{-1}$). Les anomalies positives (négatives) sont représentées en vert (jaune).

Le contenu spectral des SSTs de l'Atlantique Tropical a été analysé pour la région du Cold Tongue et une région plus large permettant d'enregistrer la variabilité des anomalies s'étendant au système du Benguela, *i.e.* la région TSA (entre 20°S-0° et 30°W-10°E ; Fig. 2.8a):

- les échelles de variabilité ainsi que leurs fluctuations de puissance (variance) au cours du temps sont quasi-identiques ;
- la variance enregistrée par l'indice TSA est plus forte que dans la région du Cold Tongue.

En accord avec les travaux antérieurs (Servain, 1991 ; Dommenges & Latif, 2000 ; Ruiz Barradas *et al.*, 2000), la variabilité du mode équatorial est **dominée par l'échelle interannuelle** (ou quasi-biennale, 2-4ans). Des modes de variabilité quasi- à multi-décennales (12-18ans, 19-36 ans et 52 ans) sont également présents sur les indices de SSTs de l'Atlantique Tropical Sud (Fig. 2.8a). Par ailleurs, l'ensemble de ces échelles de variabilité présente des fluctuations de puissance au cours du temps (Fig. 2.8a) : l'échelle 2-4 ans présente, notamment, une forte diminution de puissance après les années 1960 ; la variabilité 12-18 ans (19-36 ans) se renforce sur les périodes 1870-1930 (avant 1910), 1950-1990 (après 1970) ; tandis que l'étude de la variabilité à 52 ans apporte peu d'indications sur cette fenêtre d'observation.

Nous pouvons suivre l'évolution temporelle du mode équatorial à l'aide de l'indice TSA (Fig. 2.8b). Premièrement, nous remarquons une tendance générale à l'augmentation des épisodes chauds depuis le début du XX^e siècle. Deuxièmement, cinq périodes d'évènements chauds (froids) sont détectés à l'échelle décennale (Fig. 2.8b) : 1918-1929 (1929-1930), 1930-1943 (1943-1960), 1960-1966 (1966-1968), 1968-1975 (1975-1981), 1981-1990 (1990-1994).

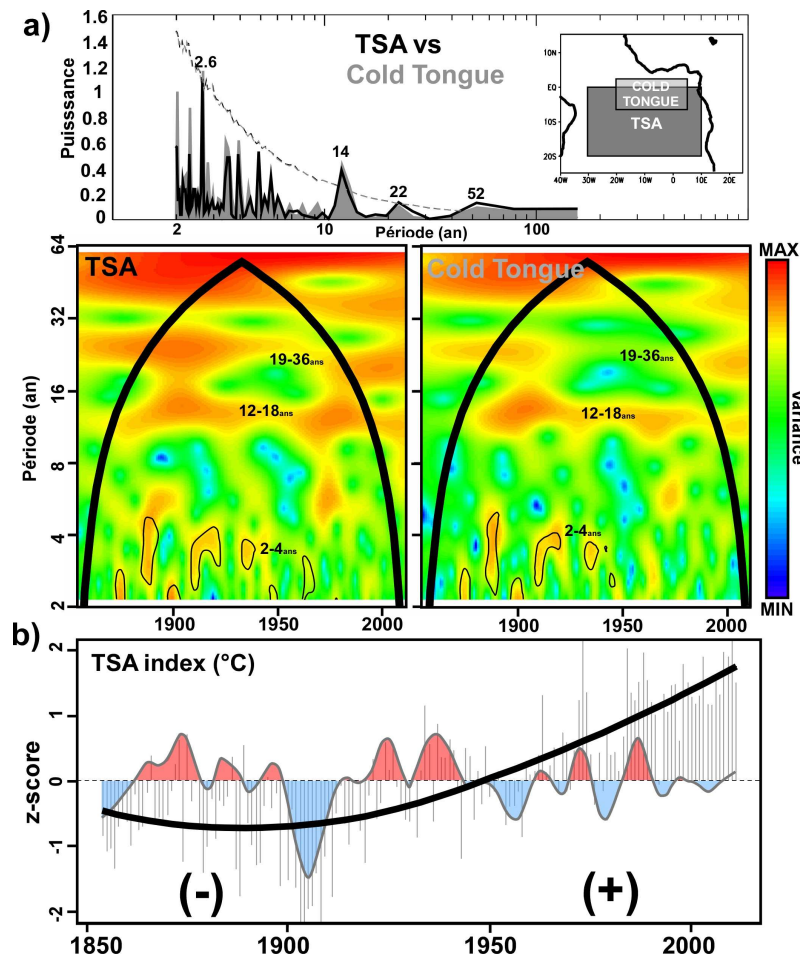


Figure 2.8. Evaluation des caractéristiques temporelles et spectrales du mode équatorial dans les SSTs de la région TSA et du Cold Tongue. (a) Comparaison spectrale de la variabilité des SSTs de l'Atlantique Tropical (ERSST v3b; Smith *et al.*, 2008), par Transformée de Fourier (en haut) et par CWT (en bas ; cf. Sect. II.3.13), pour deux régions : le Cold Tongue (contour gris) et TSA (courbe noire). La significativité des bandes spectrales est évaluée au seuil de 95% par 5000 simulations Monte-Carlo d'un signal aléatoire de même propriété autorégressive (Cold Tongue, $AR(1)= 0.33$; TSA, $AR(1)=0.45$). (b) Fluctuation temporelle de l'indice TSA (z-score de l'indice en °c), tendance (noir) et lissage à 15ans après suppression de la tendance (gris).

De par son origine physique et son domaine de variabilité, le mode équatorial est très similaire à un phénomène observé dans le Pacifique équatorial (Sect. I.2.3.1): l'ENSO. Cependant, comme ce fut le cas en 1984 (Delecluse *et al.*, 1984), certains événements peuvent avoir indirectement été induits par la variabilité du Pacifique Tropical **associée à l'ENSO**, d'où leur appellation de Niño-Atlantique (Merle *et al.*, 1980 ; Hisard, 1980). Inversement, il arrive que des anomalies chaudes survenant dans l'Atlantique soient sans liaison apparente avec l'ENSO, comme l'évènement de l'été 1996 (Handoh & Bigg, 2000).

Le mode inter-hémisphérique décrit une structure spatiale dipolaire stationnaire entre les SSTs de l'Atlantique Tropical Nord et Sud (*e.g.* Weare, 1977 ; Mehta & Delworth, 1995 ; Nobre & Shukla, 1996 ; Ruiz-Barradas *et al.*, 2000 ; Vimont & Kossin, 2007). Selon ces auteurs, cette configuration apparaît lorsque la ZCIT se déplace de manière insistante au-delà de sa position saisonnière habituelle. Lorsque la ZCIT se déplace anormalement vers le Nord (Sud), les SSTs augmentent au Nord (Sud), tandis qu'elles diminuent au Sud (Nord).

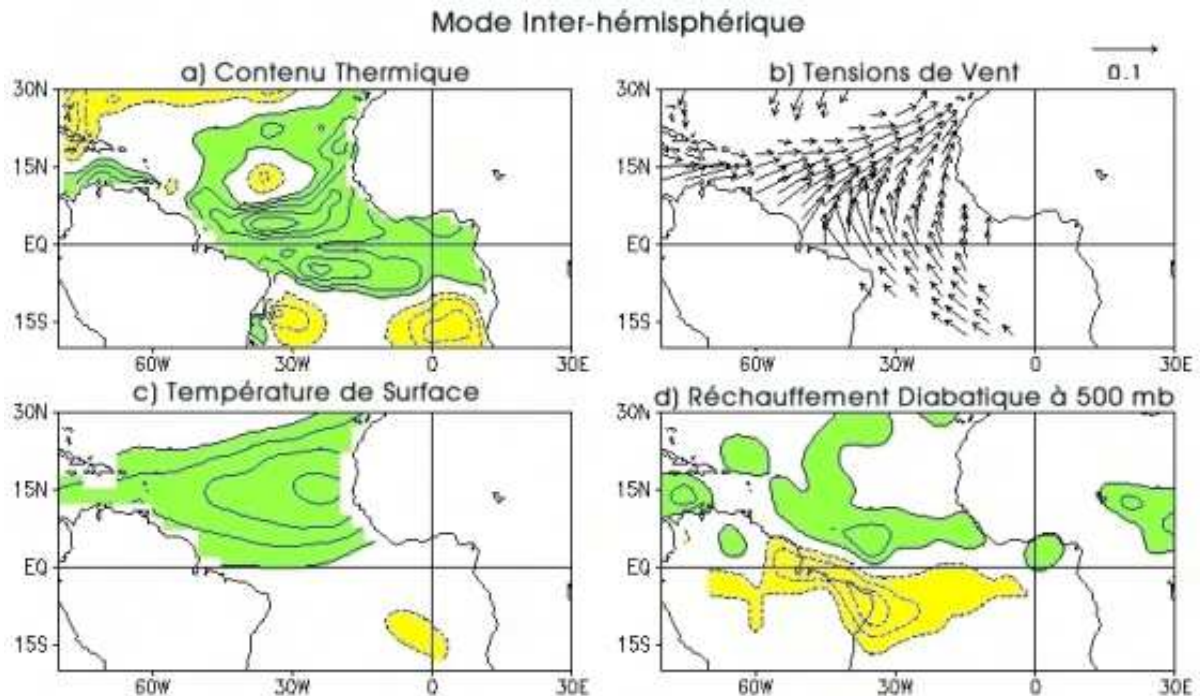


Figure 2.9. Anomalies associées au mode inter-hémisphérique et calculées par analyse en composantes principales après rotation de quatre variables (d'après Ruiz-Barradas *et al.*, 2000): contenu thermique (contours $0,5 \cdot 10^8 \text{ J.m}^{-2}$), tensions de vent (dyn.cm^{-2}), SST (contours $0,1^\circ\text{C}$), réchauffement diabatique à 500 mb ($0,1^\circ\text{K.jours}^{-1}$). Les anomalies positives (négatives) sont représentées en vert (jaune).

L'évolution temporelle du mode inter-hémisphérique peut être suivie par l'étude du gradient inter-tropical de SSTs, c'est-à-dire la différence entre la région Atlantique Tropicale Nord (TNA : $5^\circ\text{-}24^\circ\text{N}$; $50^\circ\text{-}15^\circ\text{W}$) et Sud (TSA) (Fig. 2.10a). Premièrement, depuis le début du XX^e siècle, on observe une tendance à l'augmentation du gradient thermique vers la région TSA (Fig. 2.10a), autrement dit une tendance au déplacement Sud de la ZCIT. Deuxièmement, après suppression de la tendance, un lissage décennal permet de distinguer des phases négatives (positives), dont la persistance est plus ou moins importante (Fig. 2.10a), soit depuis le XX^e siècle : 1908-1927 (1927-1933), 1933-1938 (1938-1962), 1962-1965

(1965-1969), 1969-1976 (1976-1982), 1982-1995 (1995-1997), 1997-2001 (2001-aujourd'hui).

Cependant, le contenu spectral du mode inter-hémisphérique montre des variations bien plus complexes (Fig. 2.10b). Quatre échelles de variabilité sont détectées sur la FFT et la CWT (Fig. 2.10b): interannuelle (3-6 ans), quasi-décennale (8-15 ans), inter-décennale (19-32 ans) et multi-décennale (52 ans). En accord avec les études antérieures (*e.g.* Mehta & Delworth, 1995 ; Nobre & Shukla, 1996 ; Ruiz-Barradas *et al.*, 2000), la variabilité de ce mode dipolaire serait **dominée par l'échelle quasi-décennale** ; tandis que la variabilité interannuelle et décennale (>10ans) pourrait être respectivement associée à des **connexions avec l'ENSO et/ou l'Atlantique Nord (AMO et NAO)**.

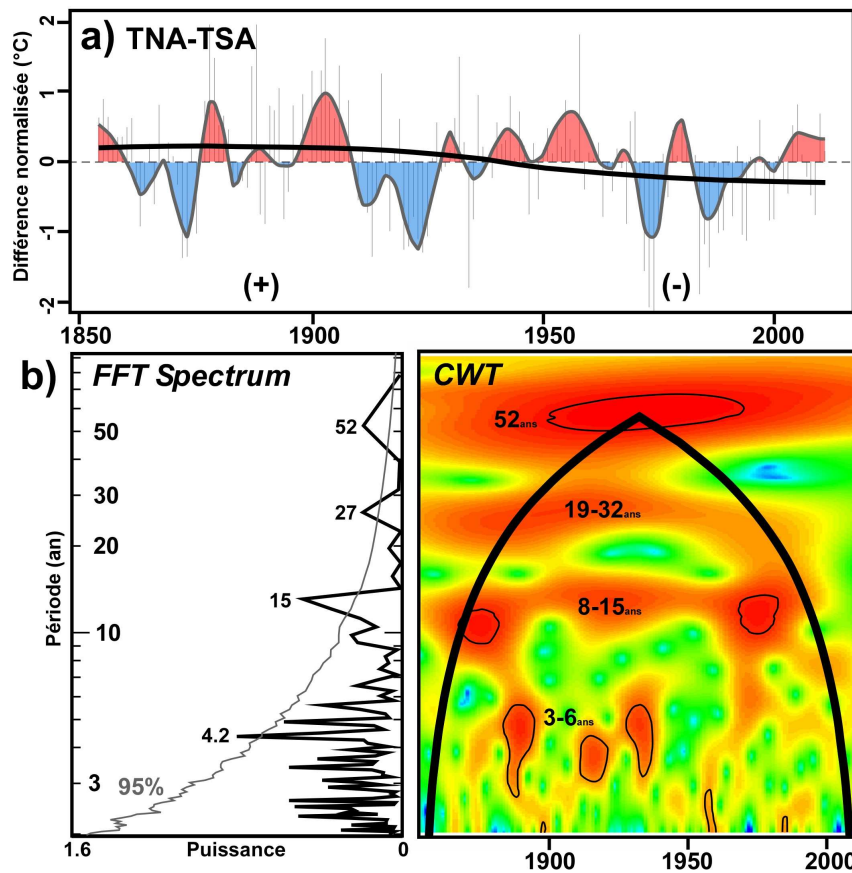


Figure 2.10. Evaluation des caractéristiques temporelles et spectrales du mode inter-hémisphérique au travers de la différence des SSTs entre les régions TNA et TSA. (a) Fluctuation temporelle de l'indice TNA-TSA (z-score de l'indice en °C), tendance (noir) et lissage à 15ans après suppression de la tendance (gris). (b) Contenu spectral par Transformée de Fourier (à droite) et par CWT (à gauche ; cf. Sect. II.3.1.3). La significativité des bandes spectrales est évaluée au seuil de 95% par 5000 simulations Monte-Carlo d'un signal aléatoire de même propriété autorégressive ($AR(1)=0.21$).

Néanmoins, le mode inter-hémisphérique est actuellement très controversé et certains s'interrogent même sur son existence (Houghton & Tourre, 1992 ; Mehta, 1998 ; Rajagopalan *et al.*, 1998 ; Enfield *et al.*, 1999 ; Dommenges & Latif, 2000 ; Andreoli & Kayano, 2004). Par exemple, Houghton & Tourre (1992) ou encore Mehta (1998), ont montré que la rotation varimax des structures spatiales issues de la décomposition en composantes principales fait apparaître **des modes de variabilité indépendants au Nord et au Sud**. De plus, des études approfondies du contenu spectral d'anomalies de SSTs, définies respectivement dans la partie

Nord et Sud de l'Atlantique Tropical (*i.e.* TNA et TSA), montrent qu'une structure dipolaire ne s'établit que très rarement (Rajagopalan *et al.*, 1998 ; Enfield *et al.*, 1999 ; Andreoli & Kayano, 2004).

2.3. Téléconnexions externes au bassin Atlantique

L'ensemble des variations du climat s'inscrit dans une variabilité globale. En effet, comme nous l'avons vu dans la section I.1.2-3, la circulation atmosphérique (à court terme) et océanique (à long-terme) s'établit sur un plan méridien et zonal permettant une redistribution d'énergie à la fois entre les pôles et entre les océans. Cette redistribution d'énergie, inter-hémisphérique et/ou inter-océanique implique des connexions entre la variabilité des latitudes moyennes et tropicales (*cf.* Sect. I.2.2.2), mais également entre les océans Pacifique et Atlantique (Fig. 2.11). Ces connexions complexes peuvent être décrites schématiquement par l'établissement de ponts atmosphériques et de tunnels océaniques (Liu & Alexander, 2007 ; Fig. 2.11).

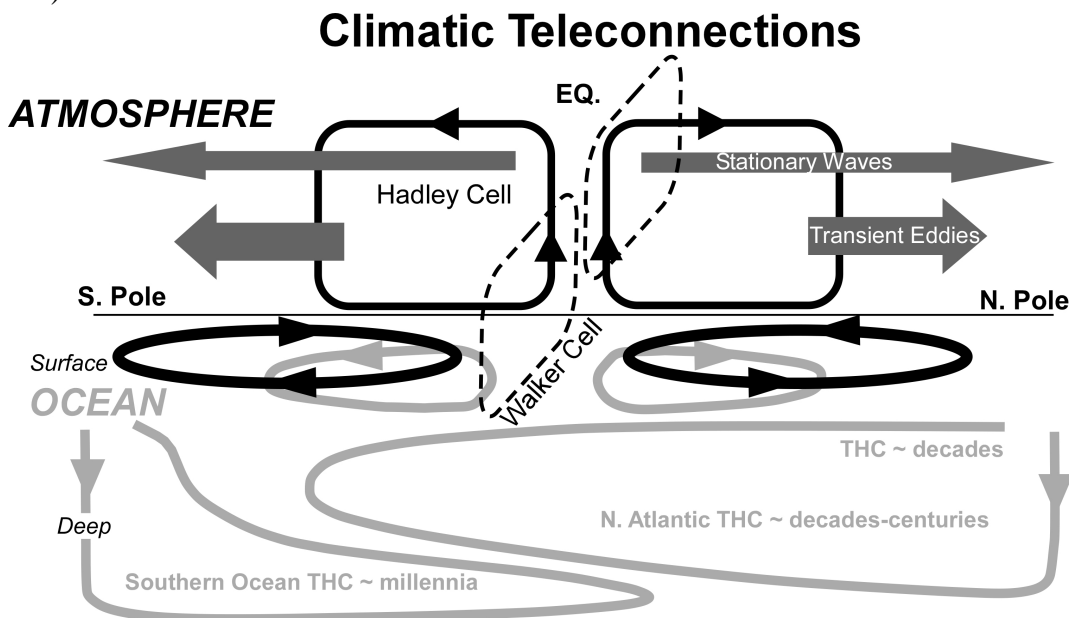


Figure 2.11. Représentation schématique des mécanismes mis en jeu par les téléconnexions atmosphériques et océaniques (adaptée de Liu & Alexander, 2007). Les circulations atmosphériques et océaniques sont, respectivement représentées en noir et gris.

2.3.1. El Niño Southern Oscillation (ENSO)

L'El Niño-Southern Oscillation décrit un **phénomène couplé du système océan-atmosphère** sujet à **une forte variabilité interannuelle** (2-7 ans ; Rasmussen, 1991 ; Torrence & Compo, 1998 ; Sodem, 2000 ; Tootle *et al.*, 2005). Le terme El Niño est communément employé pour désigner la partie océanique de l'oscillation : un réchauffement des SSTs du Pacifique Equatorial le long des côtes du Pérou. La partie atmosphérique, plus connue sous le nom d'Oscillation Australe, présente des variations de pression entre le Pacifique Ouest et Est.

Dans son ensemble, le phénomène ENSO peut être décrit par deux indices tous deux anticorrélés (Fig. 2.12) : l'indice SOI et l'indice NINO 3.4. L'indice SOI est calculé selon la différence normalisée des SLPs entre Tahiti et Darwin (NE Australie ; Können *et al.*, 1998).

Le calcul de l'indice NINO 3.4 est établi selon une moyenne régionale de l'ensemble des points de grille dans la région 5°S-5°N ; 170° -120°W (Kaplan *et al.*, 1998).

En condition moyenne, il existe une vaste zone de basses pressions dans le Pacifique Sud-Ouest, tandis que la partie Est du bassin est sous l'influence d'une zone de hautes pressions, induisant un déplacement des alizés d'Est en Ouest (Fig. 2.12a). On observe alors un indice SOI positif (Fig. 2.12b). Puisque l'Océan de surface répond directement à la variabilité des vents de basses couches (Sect. I.1.3), au niveau de l'équateur, les eaux chaudes de surface sont entraînées d'Est en Ouest (Fig. 2.12a). Ainsi, par un équilibre de conservation de masse (*cf.* équilibre d'Ekman), des eaux profondes froides remontent sur la côte sud-américaine pour combler le déficit (Fig. 2.12a) - *c'est ce que l'on appelle le phénomène d'upwelling* -. On observe dans ce cas un indice NINO 3.4 négatif (Fig. 2.12b).

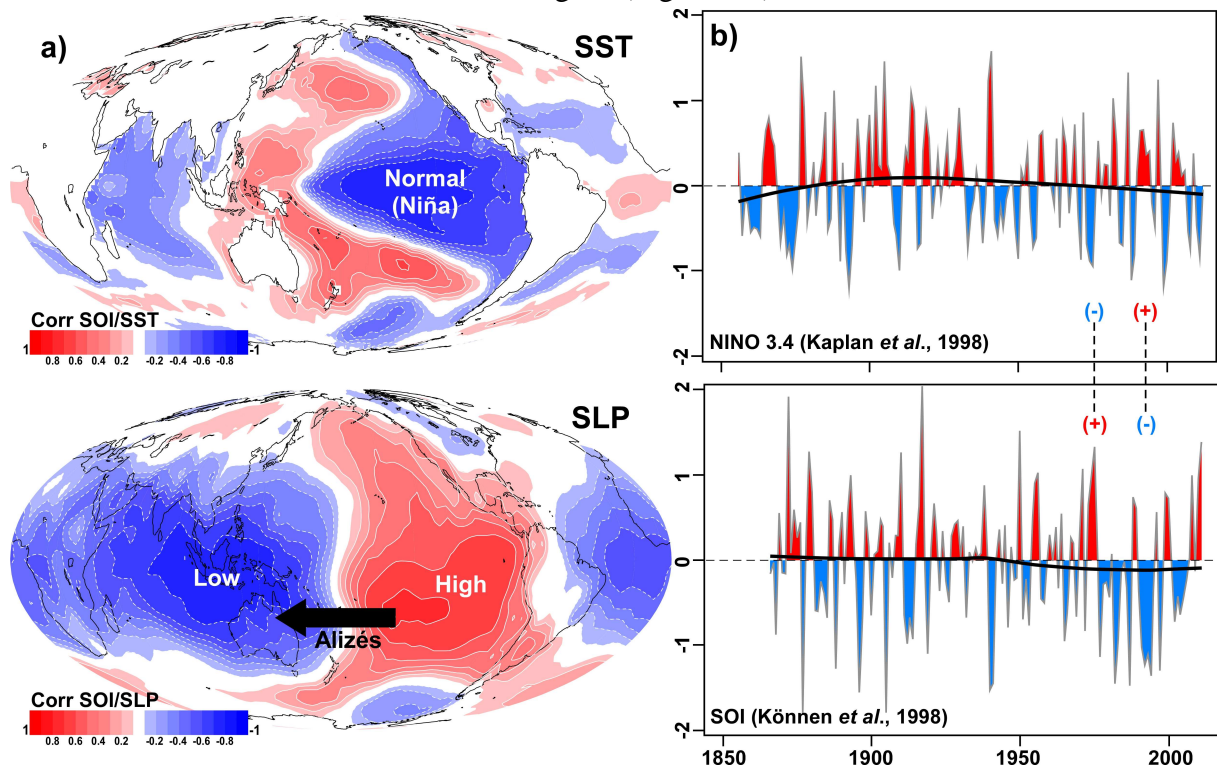


Figure 2.12. Caractéristiques spatio-temporelles des indices représentatifs de l'ENSO. (a) Corrélations entre l'indice SOI (Können *et al.*, 1998) et le champ de SSTs (en haut ; ERSST v3b, Smith *et al.*, 2008) et SLP (en bas ; HadSLP2r, Allan & Ansell, 2006). Significativité du champ estimée à 0 % $p\text{-value}$ <math>< 0.1\%</math>. (b) Fluctuation temporelle des indices SOI et NINO 3.4 (Kaplan *et al.*, 1998) et tendance (noir).

La phase « El Niño » de cette variabilité se traduit par un renversement ou un affaiblissement du gradient de pression, et donc également des alizés. L'indice SOI présente alors des valeurs anormalement négatives (Fig. 2.12b). Cet affaiblissement induit un déplacement des eaux chaudes du Pacifique Ouest vers les côtes du Pérou, soit des valeurs positives de l'indice NINO 3.4 (Fig. 2.12b).

Battisti (1988) ajoute également une phase anormalement chaude de l'ENSO, pouvant être vue comme le mécanisme stoppant : « La Niña ». Cette phase est caractérisée par un renforcement (supérieur à la normal) du gradient de pression, et un déplacement des eaux

chaudes vers l'Ouest. Lors de cette phase, on observe un indice SOI excessivement positif et un indice NINO 3.4 négatif (Fig. 2.12b).

La nature de l'ENSO a considérablement varié au fil du temps. Depuis la fin du XIX^e siècle, les événements ENSO sont apparus plus intenses lors des 25 premières années du XX^e siècle et après 1950 (Fig. 2.12b). De plus, depuis le milieu des années 1970 -*période de référence du changement climatique* (IPCC, 2001 ; 2007)-, l'ENSO présente une tendance à l'augmentation des SSTs sur le Pacifique Central et Oriental, et à des événements « El Niño » plus longs (Trenberth & Stepaniak, 2001 ; Fig. 2.12). En appliquant la CWT, Rossi *et al.* (2011) montrent un affaiblissement (renforcement) de la variabilité interannuelle (décennale) après le milieu des années 1970.

Cependant, d'où peut provenir cette variabilité d'échelle décennale ? La variabilité décennale à inter-décennale est très importante dans le Pacifique Nord où, au travers de l'Oscillation Pacifique Décennale (PDO), des fluctuations du système de basses pressions hivernales co-varient avec les SSTs (Hare, 1996 ; Mantua *et al.*, 1997). Par ailleurs, de nombreux auteurs (*e.g.* Trenberth & Hurrell, 1994 ; Folland *et al.*, 2002 ; Deser *et al.*, 2004 ; Meehl & Hu, 2006), montrent l'existence de liens entre ces variations et des modifications de circulations atmosphériques et océaniques sur l'ensemble du bassin Pacifique au travers de l'Oscillation Inter-décennale Pacifique (IPO). Ainsi, l'IPO/PDO a été décrite comme une basse fréquence résiduelle de la variabilité ENSO (Newman *et al.*, 2003), ou encore comme une structuration à long-terme de la variabilité Indo-Pacifique sur l'ENSO (Knutson & Manabe, 1998 ; Evans *et al.*, 2001).

2.3.2. Téléconnexions Pacifique-Atlantique

Les téléconnexions entre l'ENSO et le bassin Atlantique s'effectuent suivant des modifications de la circulation de Walker (Sect. I.1.2.2). Un événement El Niño produit un décalage vers l'Ouest de la zone de convection habituellement centrée sur l'Amazonie, et une convergence des vents d'Est et d'Ouest sur le continent (Wyrski, 1982 ; Lau & Yang, 2003 ; Wang, 2002a, b ; Weng *et al.*, 2007). Sur l'Atlantique, les alizés sont renforcés par cette zone de convergence et activent ainsi la cellule atmosphérique du bassin Atlantique. Les zones d'ascendance de la cellule de Hadley sur la région Amérique-Atlantique, situées principalement sur le Brésil, sont déplacées vers le Sud (Lau & Yang, 2003 ; Wang, 2002a, b ; Weng *et al.*, 2007).

Durant un événement El Niño, la convection atmosphérique s'intensifie dans le centre et l'Est du Pacifique Equatorial, ce qui a pour effet de réchauffer la troposphère (Su *et al.*, 2005). Ces anomalies positives de température dans la troposphère se répandent rapidement dans toute la ceinture équatoriale via les ondes équatoriales (Yulaeva & Wallace, 1994 ; Chiang & Sobel, 2002). En décembre et janvier, durant la phase mature des événements El Niño, la pression de surface diminue dans l'Atlantique Tropical Nord (région TNA), tandis qu'elle augmente en Atlantique Equatorial (Giannini *et al.*, 2000 ; Mestas-Nuñez & Enfield, 2001 ; Alexander & Scott, 2002). Le gradient de pression résultant donne lieu à un déplacement vers le Nord de la ZCIT.

Pourtant, aucun consensus n'est établi concernant l'influence de l'ENSO sur les SSTs en Atlantique Tropical Sud (TSA), et notamment le rang (Chang *et al.*, 2006) et le sens de la relation (Enfield & Mayer, 1997 ; Latif & Grötzner, 2000). Wang (2006) rejette même cette relation puisqu'étant, selon ses études observationnelles, conduite par le gradient SST Atlantique-Pacifique. Cependant, le forçage des vents de surface d'Ouest, relatif aux anomalies ENSO (Toniazzo, 2009), reste cohérent avec un changement des SSTs dans la région TSA.

Au contraire, l'influence de l'ENSO sur les SSTs de la région TNA regroupe un plus fort consensus (*e.g.* Enfield & Mayer, 1997 ; Klein *et al.*, 1999 ; Hastenrath, 2000 ; Czaja *et al.*, 2002 ; Wang, 2002b). Ainsi, les trois-quarts des événements ENSO (positifs ou négatifs) seraient associés à des anomalies de SSTs dans la région TNA par dispersion d'anomalies de flux latent associées à des anomalies de vents d'Ouest (Czaja *et al.*, 2002).

Par ailleurs, van Loon & Madden (1981) observent une corrélation significative entre l'oscillation australe et les paramètres atmosphériques des régions de l'hémisphère Nord. En effet, les événements El Niño et les phases négatives de la NAO semblent s'associer (Giannini *et al.*, 2001 ; Gouirand & Moron, 2003 ; Moron & Plaut, 2003 ; Bronniman *et al.*, 2007). Comme décrit en Sect. I.2.2.2, cette connexion s'effectue au travers de l'augmentation des SSTs dans la région TNA (Cassou *et al.*, 2004). Selon ces travaux, une anomalie des SSTs tropicales impliquerait différentes modifications de la circulation atmosphérique : i) un renforcement de la convergence des vents de basses couches ; ii) une intensification de la divergence dans la haute troposphère ; iii) une intensification de la subsidence ; iv) un renforcement et un léger décalage vers le Sud du jet subtropical d'Ouest ; v) un affaiblissement (combement) de l'anticyclone des Açores (dépression d'Islande), ce qui favorise l'occurrence des régimes NAO-.

De plus, selon Sutton & Hodson (2006), l'AMO pourrait en retour avoir une influence sur le bassin Pacifique, plus forte en été (JJA) et automne (SON), probablement en raison de l'excitation et de la propagation vers l'Ouest d'ondes de Rossby. Leurs résultats, en accord avec Dong & Sutton (2002) et Zhang & Delworth (2005), montrent qu'un réchauffement des SSTs Nord Atlantiques peut induire des modifications de la force du vent, de la chaleur de surface, et des flux d'eaux douces qui à leur tour peuvent influencer la variabilité décennale de l'océan Pacifique.

Dans un essai de synthèse, la figure 2.13 illustre schématiquement l'ensemble des processus mis en jeu dans les téléconnexions inter-océaniques Pacifique-Atlantique.

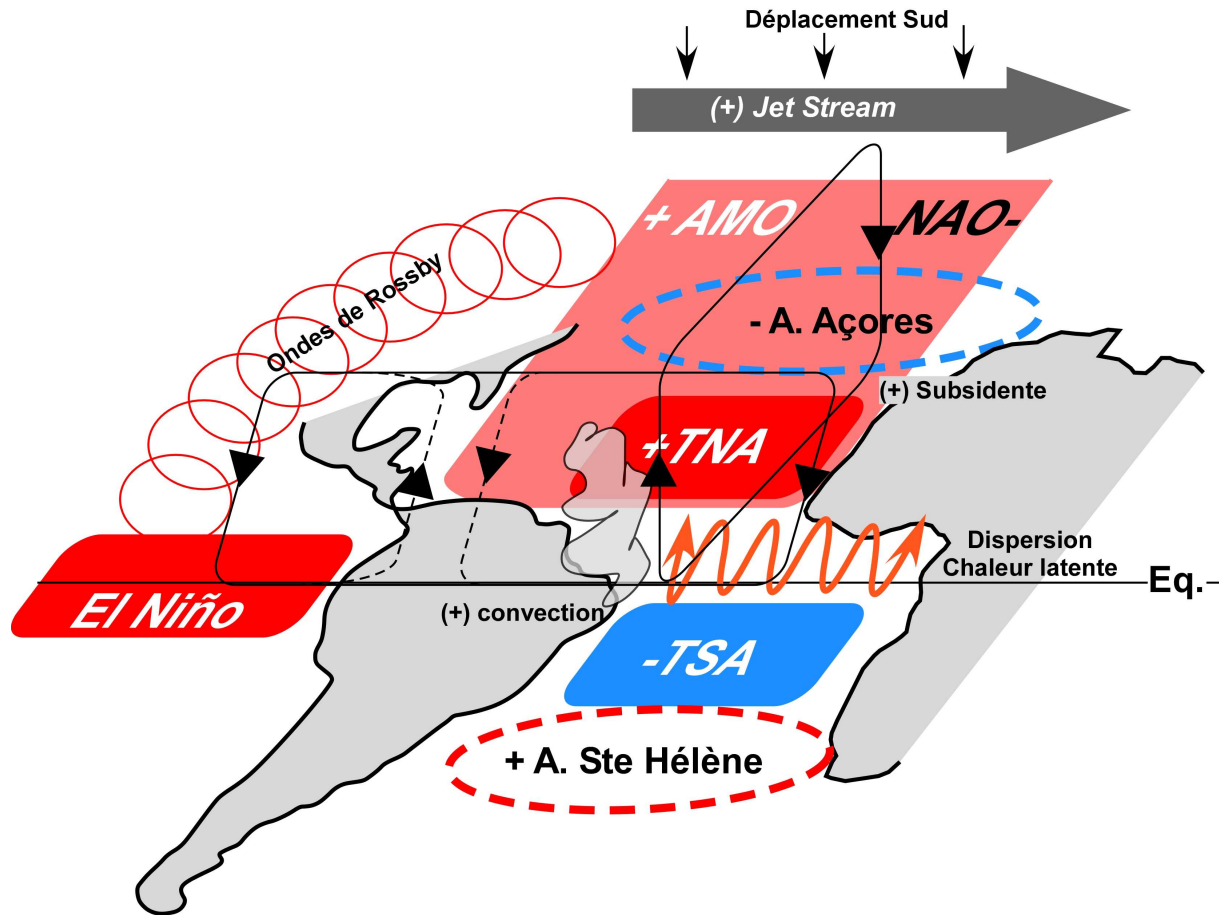


Figure 2.13. Synthèse des téléconnexions entre les bassins Pacifique et Atlantique (adapté de Marshall et al., 2001). Les rectangles rouges (bleus) indiquent les SSTs anormalement chaudes (froides). Les contours en tirets rouges (bleus) représentent une hausse (baisse) des SLPs. La circulation méridienne et zonale est indiquée par les flèches noires, les flèches oranges indiquent les flux de chaleur latente.

CHAPITRE II

DONNEES ET METHODES : ANALYSE DE LA VARIABILITE CLIMATIQUE DU NW EUROPE ET DE L'AFRIQUE DE L'OUEST



1. Stratégie d'analyse	36
1.1. Deux régions d'étude.....	36
1.2. Organisation des travaux.....	37
1.2.1. Thématique et orientation générale.....	37
1.2.2. Méthodologie générale.....	39
2. Base de données	41
2.1. Précipitations et températures.....	41
2.1.1. Données stationnaires.....	41
2.2.2. Champs d'observations.....	43
2.2. Données climatiques de large-échelle.....	45
2.2.1. SLPs.....	45
2.2.2. SSTs.....	46
2.2.3. Champs de réanalyses.....	48
3. Méthodologie	50
3.1. Analyses univariées des précipitations et températures.....	50
3.1.1. Test d'homogénéité des séries.....	50
3.1.2. Analyses des tendances.....	52
3.1.3. Analyses spectrales.....	53
3.1.4. Analyses par EOFs.....	56
3.2. Analyses corrélatoires et spectrales.....	58
3.2.1. Champs composites.....	58
3.2.2. Cohérence et phase par ondelettes.....	59

1. Stratégie d'analyse

1.1. Deux régions d'étude

Le bilan radiatif terrestre oppose les latitudes tropicales présentant un bilan excédentaire aux latitudes polaires et moyennes présentant un bilan déficitaire (cf. Sect. I.1-2). De ce déséquilibre résulte la circulation atmosphérique et océanique générale dont la nature est différente entre les latitudes tropicales, moyennes et polaires.

Ainsi, nous avons choisi d'étudier l'influence de la variabilité globale du secteur Atlantique sur deux régions dont le fonctionnement climatique était fondamentalement différent, et dont le contexte particulier sera décrit plus en détail dans les chapitres III et IV (Fig. 1.1): le NW de l'Europe et l'Afrique de l'Ouest. L'étude de ces régions a été plus particulièrement centrée sur deux sous-secteurs (Fig. 1.1) : le Nord de la France et l'Angleterre, décrivant en grande partie le bassin de Paris ; le Sahel ouest-africain.

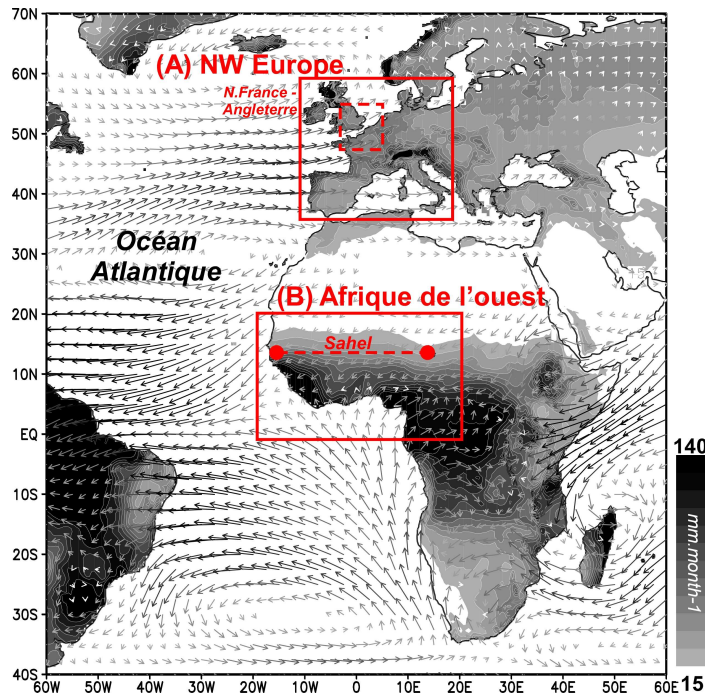


Figure 1.1. Localisation des régions d'étude et de leurs climatologies moyennes (précipitations et flux d'humidité).

Les nuances de gris représentent les précipitations moyennes annuelles (mm.mois^{-1} ; CRU TS.3.10.1; Mitchell & Jones, 2005) et les flèches indiquent les flux d'humidité intégrés dans les basses couches 1000-925hPa (Vq ; $\text{g.kg}^{-1}.\text{m.s}^{-1}.\text{mois}^{-1}$; réanalyse NCEP/NCAR-1; Kalnay et al., 1996).

Brièvement, le NW de l'Europe présente un climat tempéré, caractéristique des moyennes latitudes. Dans cette région, les transferts d'énergies (*i.e.* la vapeur d'eau et/ou la température), conduits principalement par l'atmosphère, sont assurés par les transports transitoires et stationnaires causés par les ondes baroclines. Ces instabilités baroclines donnent, dans certaines conditions, naissance aux perturbations ainsi qu'aux dépressions et anticyclones associés aux zones frontales et à la formation de précipitations. De ce fait, au-dessus de 30°N, un flux d'humidité d'Ouest caractérise la trajectoire du rail de dépressions qui semble fortement associée aux maxima de précipitations observées sur le NW Europe (Fig. 1.1).

L'Afrique de l'Ouest est sujette à un climat tropical. Dans ce secteur, les transferts d'énergie, conduit majoritairement par l'Océan, sont effectués en grande partie par la circulation de Hadley, mais sont également soumis aux modifications de la circulation zonale. La zone

intertropicale est ainsi marquée par la convergence des flux de basses couches du Nord (Harmattan-sec) et du Sud (mousson-humide) pour former la ZCIT (Fig. 1.1). Cette zone est également caractérisée par des maxima de précipitations organisés à 80% sous forme de « lignes de grains » ou Systèmes Convectifs de Mésos-échelle (MCS ; Mathon & Laurent, 2001 ; Fig. 1.1), formés sous l'influence de la forte instabilité convective. Ces composantes décrivent la majeure partie de la variabilité interne de la Mousson Ouest Africaine (MOA).

1.2. Organisation des travaux

1.2.1. Thématique et orientation générale

La Figure 1.2 montre l'organisation de notre étude des connexions statistiques entre la variabilité climatique globale de l'Atlantique et les climats régionaux du NW Europe et de l'Afrique de l'Ouest. Comme mentionné dans la section I.1, l'intérêt majeur de ce type d'étude est d'évaluer en quelle mesure les changements en cours, en grande partie influencés par les activités humaines, sont affectés par les oscillations naturelles du climat.

La variabilité climatique du secteur Atlantique s'observe sur de nombreuses gammes d'échelles (*cf.* Sect. I.2) : multi-décennale à interannuelle (Fig. 1.2). Les interactions entre ces modes de variabilité peuvent alors produire une certaine irrégularité dans l'évolution du climat de ce secteur (*e.g.* Ghil, 1987, 2003 ; Palmer, 1993). Cette variabilité naturelle est également soumise à un forçage anthropique croissant depuis 1750, fortement lié à l'augmentation de la concentration en gaz à effet de serre dans l'atmosphère, et se dissociant du forçage naturel depuis le milieu de XX^e siècle (IPCC, 2001, 2007). Il est donc question d'une problématique mettant en jeu des fluctuations spatio-temporelles répondant aux interactions entre différentes échelles et soumises à un forçage en cours de modification. Il est ainsi apparu essentiel d'examiner l'évolution temporelle des téléconnexions entre ces oscillations naturelles et les climats du NW Europe et du Sahel ouest-africain.

L'évolution du climat européen au cours du XX^e siècle montre une augmentation de la température de surface s'étendant du NW de la Russie à la péninsule ibérique (*e.g.* Nicholls *et al.*, 1996 ; Onate & Pou, 1996); tandis qu'à la même période la tendance moyenne des précipitations augmente (diminue) au Nord (Sud) de l'Europe (*e.g.* Dai *et al.*, 1997 ; Hulme *et al.*, 1998). De plus, comme présenté dans notre introduction, ces contrastes régionaux devraient se poursuivre au cours de XXI^e siècle (Räisänen *et al.*, 2004). Notre analyse s'est donc portée, dans un premier temps, sur l'identification d'échelles de variabilité dans la température et les précipitations, ainsi que sur leurs fluctuations au cours du temps (Fig. 1.2). Puis, il s'agissait de détecter les échelles de co-variabilité avec la variabilité climatique globale de la région Nord-Atlantique (AMO et NAO ; Fig. 1.2).

Par ailleurs, au NW Europe, **les mesures instrumentales** de température et de précipitations sont effectuées depuis le milieu du XVII^e siècle, et s'ajoutent à une base de reconstruction multi-proxy importante. De ce fait, la couverture importante des données permettait d'examiner les fluctuations du climat entre deux périodes totalement opposées : le Petit Age Glaciaire (LIA : 1350-1850) et l'ère industrielle (après 1850). A l'opposé de la période post-

1850, le LIA est associé au minimum d'activité solaire de Maunder (1645-1715; Eddy, 1976, 1983), et à une concentration en gaz à effet de serre minimale. A cette échelle d'observation, les connexions entre la variabilité régionale et globale (naturelle comme anthropique) du climat peuvent, physiquement, s'établir sur des périodicités très longues. Pour cela, nous avons choisi d'examiner les relations d'échelles multi- et inter-décennales (Fig. 1.2). Puis, dans un second temps, au regard de la forte instabilité des relations observées entre le LIA et l'ère industrielle, des études complémentaires ont été menées dans l'objectif de déterminer son origine. Par exemple, pour comprendre l'instabilité de la relation NAO-pluie, deux hypothèses ont été explorées (Fig. 1.2): l'influence d'une modification du cycle annuel et le rôle d'une modification du champ spatial de SLPs, *i.e.* de régimes atmosphériques différents.

Au cours du dernier siècle, **le climat ouest-africain** est surtout marqué par un déficit pluvieux intense observé au Sahel entre les années 1960 et les années 1980 (*e.g.* Hulme, 1992 ; L'Hôte *et al.*, 2002 ; Dai *et al.*, 2004), dont le moteur principal serait un changement des SSTs mondiales (*e.g.* Lamb, 1978 ; Folland *et al.*, 1986 ; Ward *et al.*, 1990 ; Bader & Latif, 2003 ; Giannini *et al.*, 2003 ; Lu & Delworth, 2005). Par ailleurs, à la suite des premiers travaux concernant l'organisation spatio-temporelle des précipitations (*e.g.* Moron, 1994), l'examen des variations récentes (Nicholson, 2005 ; Lebel & Ali., 2009 ; Fontaine *et al.*, 2011b) et futures (Fontaine *et al.*, 2011a ; Monerie *et al.*, 2012a, b) révèle, au second ordre, une organisation zonale. Pour cette raison, nous avons d'abord identifié les échelles de variabilité des précipitations au Sahel, ainsi que leurs fluctuations au cours du temps, le long d'un gradient Est-Ouest de la côte atlantique au bassin du lac Tchad (Fig. 1.2). Puis, nous avons analysé leurs relations avec les SSTs de l'Atlantique au cours du XX^e siècle (Fig. 1.2). Enfin, l'échelle quasi-décennale apparaissant particulièrement adaptée pour identifier les processus physiques impliqués dans les contrastes zonaux, nos travaux se sont portés sur la détection de ces signaux dans la MOA à partir des réanalyses NCEP/NCAR-1 (Fig. 1.2).

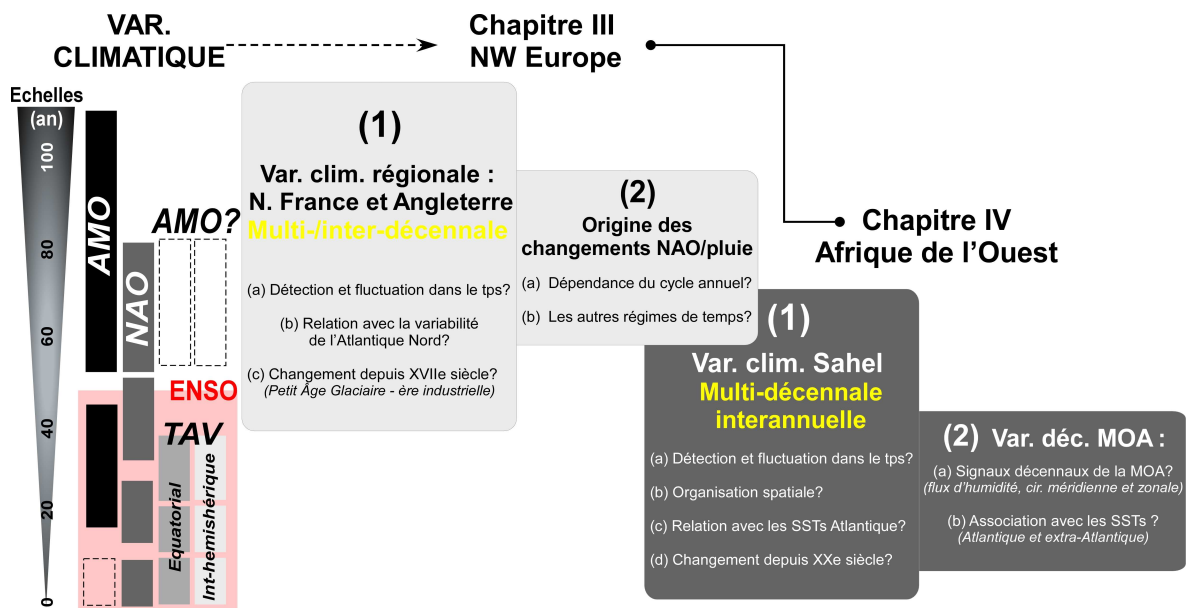


Figure 1.2. Organisation schématique générale de l'étude des relations entre la variabilité atlantique et le climat du NW Europe et de l'Afrique de l'Ouest. A gauche : récapitulatif des échelles et des modes de variabilité mis en jeu dans le secteur Atlantique (les cadres vides représentent les échelles dont la robustesse physique est faible). A droite : les principaux axes de recherche sont représentés suivant leurs échelles.

1.2.2. Méthodologie générale

Dans un objectif de synthèse la figure 1.3 offre une représentation globale de l'ensemble des jeux de données et analyses ayant été utilisés au cours de nos travaux. Cet ensemble de procédures a pour but de répondre à diverses problématiques qui seront détaillées dans le commentaire qui suit.

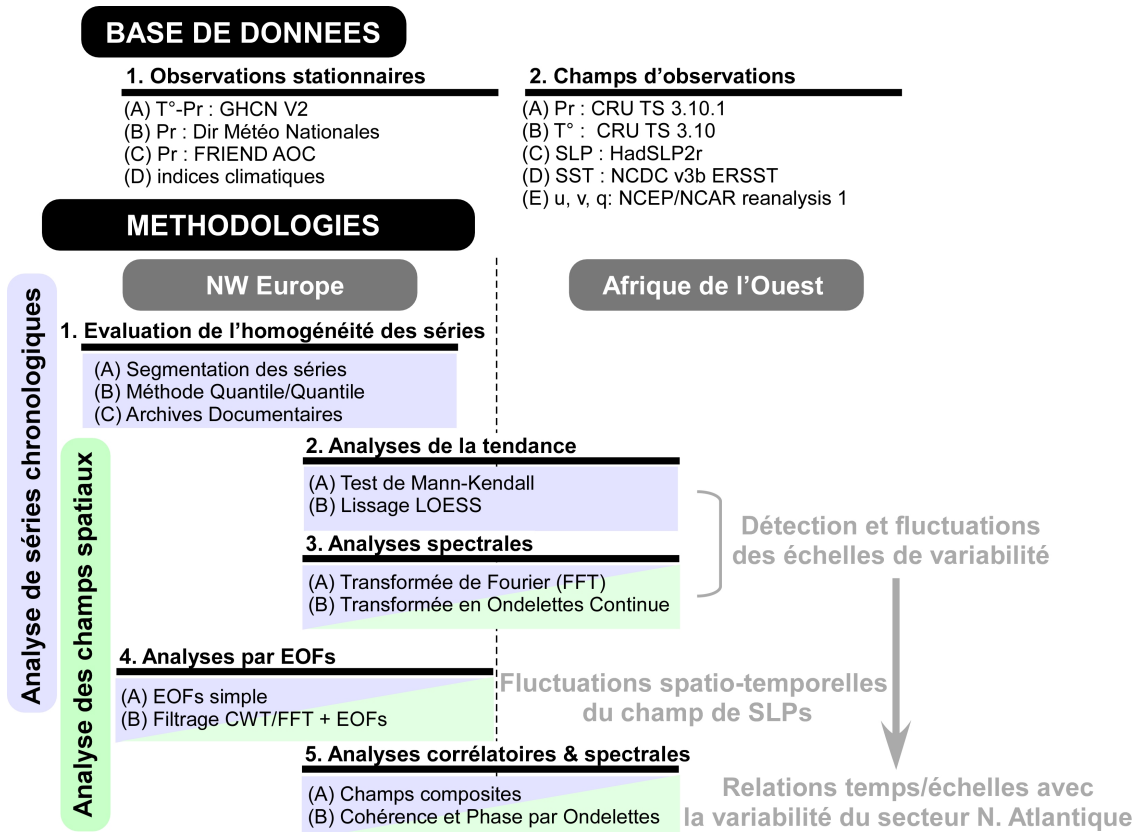


Figure 1.3. Méthodologie générale de l'étude des relations entre la variabilité atlantique et le climat du NW Europe et de l'Afrique de l'Ouest. Les analyses appliquées aux séries chronologiques (champs spatiaux) sont indiquées dans les rectangles bleus (verts) et ont pour objectif de répondre aux problématiques en gris.

Plusieurs bases de données stationnaires, i.e. les stations météorologiques, ont été sélectionnées à partir de différentes organisations ou projets de recherche (Fig. 1.3 ; cf. Sect. II.2). Par exemple, pour les précipitations, notre principale source de données émane du projet « Global Historical Climate Network » (GHCN) piloté par le « Carbon Dioxide Information Analysis Center » (CDIAC) et le « National Oceanic and Atmospheric Administration/National Climatic Data Center » (NOAA/NCDC). Cependant, le bruit émanant des mesures stationnaires est important pour des raisons physiques et techniques : i) les précipitations, surtout en Afrique de l'Ouest où elles sont produites par les MCS, ont une occurrence très locale ; ii) les conditions de mesures d'une station peuvent varier au cours du temps. Nous avons donc également utilisé des champs d'observations construits pour gommer les possibles erreurs de mesure (Fig. 1.3). Suivant le paramètre étudié, les bases de données sélectionnées sont différentes puisque visant à répondre de manière optimale à notre analyse de la variabilité à long-terme (Fig. 1.3). Par exemple, la base de donnée du « Climate Research Unit » CRU TS 3.10 a été sélectionnée puisque offrant une couverture temporelle

plus riche que le champ homogénéisé VASClmO 50-year du « Global Precipitation Climatology Centre » (GPCC ; Beck *et al.*, 2005), ou encore des mesures satellitaires disponibles uniquement après 1970.

Néanmoins, étant donné que le nombre de stations météorologiques diminue régulièrement avant les années 1950, aucun champ d'observation ne peut être calculé au-delà de la période instrumentale (avant 1850). Pour ces raisons, notre étude des longues séries européennes a tout d'abord fait l'objet d'une évaluation de l'homogénéité suivant divers procédés (Fig. 1.3 ; *cf.* Sect. II.3.1.1) : segmentation, analyse de la distribution Quantile-Quantile par rapport à un indice homogène, recherche des archives météorologiques documentaires.

Il s'agissait ensuite de **détecter les échelles de variabilité** des températures et précipitations ainsi que leurs éventuelles fluctuations temporelles. Dans cet objectif, nous avons premièrement testé l'existence de tendances par le Test de Mann-Kendall (Fig. 1.3 ; *cf.* Sect. II.3.1.2). Néanmoins, dans notre étude, l'utilisation de ce test n'a pas pour but de décrire l'évolution du climat, mais simplement d'appuyer l'intérêt et/ou la pertinence d'explorer la variabilité du climat, et cela pour une raison : la présence ou l'absence de tendance significative dans la température et/ou les précipitations n'excluent en aucun cas l'absence d'une variabilité même à très long-terme – *ce qui est tout l'intérêt du filtrage des séries temporelles* –. Ainsi, l'utilisation d'une régression polynomiale non-paramétrique localement pondérée de type LOESS, avec différents degrés de lissage, est un moyen simple et peu lourd en calcul d'évaluer certaines structurations dans l'évolution des températures/précipitations (Fig. 1.3 ; *cf.* Sect. II.3.1.2).

Toutefois, comme mentionné dans la section I.2, nos séries sont susceptibles d'enregistrer une large gamme de variabilités, multi-décennale à diurne (pour une série horaire). Pour cela, un simple lissage polynomial pose également certains problèmes. En effet, cette dernière méthode permet de décrire l'évolution de la variabilité supérieure au degré de lissage dans son ensemble. Cependant, pour une description optimale de la variabilité basse-fréquence, il est essentiel de séparer les différentes échelles de variabilité par des méthodes dérivées du traitement du signal telles que la transformée de Fourier (FFT) et la Transformée en Ondelettes Continue (CWT ; *cf.* Sect. II.3.1.3). Ainsi, nos travaux proposent de coupler ces deux méthodes dans le but de visualiser de manière optimale la non-stationnarité du contenu spectral des signaux climatiques, *i.e.* à la fois dans le domaine fréquentiel et dans le domaine temporel (Fig. 1.3 ; *cf.* Sect. II.3.1.3). La représentation spatiale des différentes échelles de variabilité significative reste toutefois un problème récurrent qui nécessite un filtre de type passe-bande. De ce fait, l'extraction des fluctuations de variance d'une échelle peut s'effectuer directement par CWT (mais pose un problème de quantification de la variance) ou par FFT pour chaque point de grille d'un champ d'observation (Fig. 1.3).

Ces procédures de filtrage ont pu être appliquées et/ou testées pour **examiner les relations entre les signaux climatiques globaux du secteur Atlantique et régionaux du NW Europe et de l'Afrique de l'Ouest** (Fig. 1.3). Par exemple, couplé avec une décomposition par Fonction Empirique Orthogonale (EOF ; *cf.* Sect. II.3.1.4), nous avons pu tester, sur

différentes échelles de variabilité, l'éventualité que les relations NAO/précipitations soient perturbées par des modifications du champ spatial de SLPs (Fig. 1.3). Sur l'Afrique de l'Ouest, ces procédures de filtrages ont permis de construire des champs composites répondant aux variations d'une série chronologique pour différentes échelles de variabilité (e.g. précipitations sahéliennes et SSTs Atlantique ; Fig. 1.3 ; cf. Sect. II.3.2.1). Par ailleurs, ces relations statistiques non-stationnaires (i.e. variant en échelle de variabilité et en temps) ont pu être caractérisées avec plus de précisions par Cohérence et Phase par Ondelettes (Fig. 1.3 ; cf. Sect. II.3.2.2).

2. Base de données

2.1. Précipitations et températures

2.1.1. Données stationnaires

Sur la région du NW Europe, les cumuls mensuels de précipitations utilisés sont issus de la base de données GHCN-V2 compilée par le NOAA/NCDC et le CDIAC (Peterson & Vose, 1997). Cette base de données a l'avantage de contenir, sur l'ensemble des stations, moins de 10% de valeurs manquantes. Sept stations pluviométriques ont été sélectionnées au Nord de la France et en Angleterre (Fig. 2.1). Nous avons disposé également de deux indices de température homogénéisés (Fig. 2.1), à Paris (Rousseau, 2009) et en Angleterre (Central England Temperature index : CET) pour la zone délimitée par Bristol, Londres et le Lancashire (Manley, 1953, 1974 ; Parker *et al.*, 1992). Ces séries chronologiques de longueurs variables couvrent toutes plus de 150 ans, ce qui permet d'examiner correctement la variabilité multi- et inter-décennale (Fig. 2.1). La période d'enregistrement la plus longue est de 303 ans pour les précipitations à Kew-Garden (Londres, 1697-1999), tandis que le CET couvre 351 ans (1659-2009).

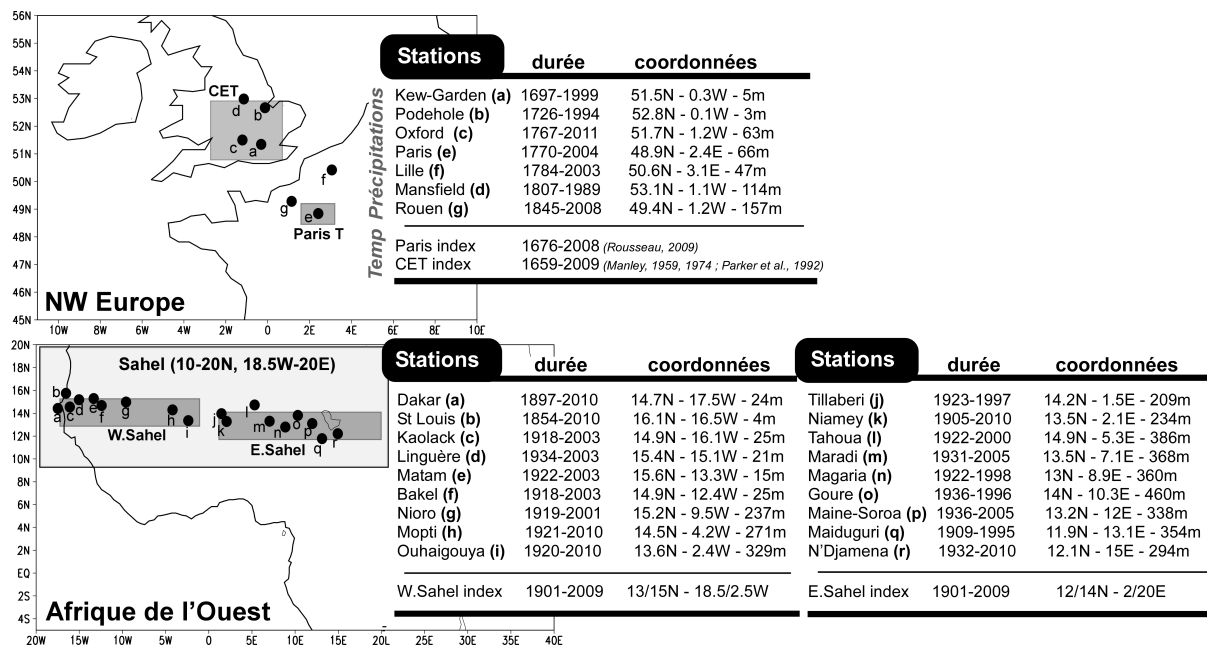


Figure 2.1. Localisation et périodes d'enregistrements des séries de température et précipitations du NW Europe et de l'Afrique de l'Ouest. Les rectangles gris représentent les indices régionalisés.

La moyenne globale des cumuls annuels de précipitations, pour l'ensemble des stations étudiées sur le secteur NW Europe, est comprise entre 603 et 712 mm.an⁻¹ (mais reste peu représentative en raison de la longueur variable des chroniques), au XIX^e siècle entre 602.5 et 692.5 mm.an⁻¹, et entre 602.6 et 727 mm.an⁻¹ au XX^e siècle (Tab. 2.1). En suivant l'évolution des moyennes de précipitations entre le XIX^e et le XX^e siècle, nous pouvons noter que (Tab. 2.1): i) en général, la moyenne des précipitations augmente, en accord avec Dai *et al.* (1997) et Hulme *et al.* (1998) ; ii) la moyenne change peu, voire est inversée pour les stations les plus longues (Kew-Garden et Podehole). Concernant les indices de température régionalisés (Tab. 2.1), l'évolution des deux indices semble cohérente et s'accorde avec les travaux de Nicholls *et al.* (1996) et Onate & Pou (1996).

Stations		Moyenne (Sd)		
		Globale	1800-1900	1900-2000
Précipitations	Kew-Garden	614 (101)	615 (98)	608 (102.5)
	Podehole	603 (104.5)	602.5 (111)	602.5 (97)
	Oxford	653 (116)	642 (114)	652 (109.5)
	Paris	607 (107)	584 (92)	630.5 (115.5)
	Lille	659 (116.5)	654.5 (116)	668 (117)
	Mansfield	698 (113)	692.5 (121)	705 (105)
	Rouen	712 (149)	665 (117)	727 (158)
Temp	Paris index	0.13 (0.71)	0 (0.70)	0.34 (0.62)
	CET index	0 (0.67)	-0.14 (0.94)	0.43 (0.80)

Table 2.1. Moyenne et écart-type annuels des cumuls de précipitations (mm.an⁻¹) et de température (°c) du N. de la France et de l'Angleterre sur l'ensemble de la période de mesures, pour le XIX^e et XX^e siècle. Les chiffres indiqués en gras bleu (rouge) représentent une augmentation de la moyenne (diminution). Les indices homogènes de la température à Paris et au centre de l'Angleterre ont été fournis après ajustement à la normale climatique (1981-2010) d'où les valeurs proches de zéro. La période « globale » correspond à l'ensemble de la période des mesures de chaque station (cf. Fig. 2.1).

De plus, sur la région du NW Europe, diverses reconstructions multi-proxy permettent d'étudier la variabilité des précipitations (Pauling *et al.*, 2006) et de la température (Luterbacher *et al.*, 2004 ; Xoplaki *et al.*, 2005) sur la période pré-instrumentale jusqu'à 1500 AD. Nous avons pu évaluer la robustesse des signaux multi- et inter-décennaux au travers des reconstructions multi-proxy.

Sur la région Sahélienne, de nombreuses stations mensuelles de la base GHCN V-2, ont été sélectionnées selon un transect Est-Ouest, de la côte atlantique jusqu'au bassin du Lac Tchad (Fig. 2.1). De plus, les lacunes de ces stations ont pu être complétées à partir de deux bases de données journalières, particulièrement après 1990 :

- les Départements Météorologiques Nationaux des pays concernés (DMN : Sénégal, Mali, Niger)
- la base de données du programme international en hydrologie régionale « Flow Regimes from International Experimental and Network Data » (FRIEND-AOC). Programme qui s'inscrit directement dans le projet I.I du cinquième Programme Hydrologique International de l'UNESCO (PHI).

La moyenne globale des cumuls annuels de précipitations pour l'ensemble des stations étudiées sur le secteur Sahélien, est comprise sur l'ensemble de la chronique entre 342-580

mm.an⁻¹ (Tab.2.2), *i.e.* d'un point de vue uniquement pluviométrique en contexte Sahélien à Soudano-Sahélien. En accord avec les travaux de Dai *et al.* (2004), la comparaison des cumuls annuels moyens de précipitations entre les périodes 1950-1967 et 1968-1990 montre une baisse généralisée des précipitations sur ce secteur (Tab.2.2). Nous noterons que les stations de St Louis et Bakel ne présentent pas de période excédentaire des cumuls de précipitations entre 1950 et 1967 (Tab. 2.2).

Stations	Moyenne (Sd)		
	Globale	1950-1967	1968-1990
Dakar	481 (192.5)	616 (177)	352 (172)
St Louis	358 (147)	346 (88)	239 (107)
Kaolack	712.5 (221)	847 (191)	568.5 (121)
Linguère	439 (135)	538 (114)	372 (96)
Matam	435 (162)	488.5 (120)	313 (96.5)
Bakel	497 (128)	460 (116)	298 (91)
Nioro	573 (233)	666 (121)	580 (96)
Mopti	503 (129)	580 (154)	435 (83)
Ouahigouya	666 (146)	745.5 (88)	543 (121)
Tillabery	446 (124)	543 (104)	362 (93)
Niamey	546 (146.5)	652 (148)	492 (109)
Tahoua	379 (102)	460.5 (78)	327.5 (83)
Maradi	529 (138)	651 (94)	455 (121)
Magaria	586.5 (168)	673 (154)	492 (161.5)
Goure	342 (119)	670 (157)	504 (166)
Maine-Soroa	372 (111)	443 (95)	305 (85)
Mainduguri	607 (156)	698 (113)	539 (140)
Ndjamena	580 (147.5)	659 (152)	490 (137)

Table 2.2. Moyenne et écart-type annuels des cumuls de précipitations au Sahel (mm.an⁻¹), répartis d'Ouest en Est, sur l'ensemble de la période de mesures, entre 1950-1967 et 1968-1990). Les chiffres en rouge indiquent les chroniques ne présentant pas d'augmentation de la moyenne dans les années 1950. La période « globale » correspond à l'ensemble de la période des mesures de chaque station (cf. Fig. 2.1).

Par ailleurs, suite à une étape préliminaire consistant à observer la distribution temporelle des échelles de variabilité sur un grand nombre de séries aux latitudes sahéniennes, trois indices régionaux ont été calculés par moyenne régionale des données de grilles sur différentes régions du Sahel ouest-africain (Fig. 2.1) : le Sahel occidental (13-15°N, 18.5-2.5°W) et oriental (12-14°N, 2.5-20°E), ainsi qu'un indice global des précipitations au Sahel ouest-africain (10-20°N, 18.5°W-20°E). Une sélection qui apparaît cohérente avec l'organisation spatio-temporelle, historique et future, du climat sahéni (cf. Sect. II.1.2.1).

2.1.2. Champs d'observations

Nos analyses des champs de température et précipitations ont été effectuées à partir des champs du Climatic Research Unit (Mitchell & Jones, 2005) : CRU TS 3.10. Ces champs constituent un ensemble de données mensuelles retraçant l'évolution de variables climatiques, telles que la température et les précipitations, sur la période 1901-2009. La construction de ces champs est soumise à une méthode de correction de l'homogénéité des stations météorologiques assimilées, dont les détails mathématiques sont documentés dans Mitchell & Jones (2005). Les grilles de ces champs sont calculées à haute-résolution, jusqu'à 0.5°x0.5°, depuis plus de 4000 stations météorologiques réparties dans le monde entier. Sept sources de données ont été utilisées pour construire ces champs haute-résolution (Mitchell & Jones, 2005). Les plus importantes sont :

- GHCN (Peterson & Vose, 1997), incluant souvent les deux suivantes ;
- Température de Jones (Jones, 1994 ; Jones & Moberg, 2003) ;
- Précipitations de Hulme (Hulme *et al.*, 1998).

Cependant, la haute-résolution de ce jeu de données peut être considérée comme un facteur limitant dans certaines régions, comme l’Afrique de l’Ouest, où la densité de stations météorologiques est assez faible (surtout avant 1940 ; Mitchell & Jones, 2005). Dans ce cas, il convient de diminuer la résolution des grilles à $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ ou $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$.

Généralement, pour la température et les précipitations du NW Europe et de l’Afrique de l’ouest, l’écart-type suit les mêmes tendances que la moyenne climatologique (Fig. 2.2). Néanmoins, la structuration spatiale très désordonnée de l’écart-type sur le champ de précipitations ouest-africain témoigne du caractère très local des précipitations dans ce secteur (Fig. 2.2b).

Dans le secteur du NW Europe, la moyenne climatologique du champ de température présente une diminution de température de la côte Atlantique vers les latitudes nord et les hauts reliefs (Fig. 2.2a). Nous noterons néanmoins que ce gradient N-S de température n’est pas respecté entre les deux rives de la Manche (Fig. 2.2a). Concernant le champ de précipitations, la configuration spatiale est quasi-inversée, *i.e.* plus de précipitations dans les latitudes nord des côtes atlantiques, et sur les hauts reliefs (Fig. 2.2b). En Afrique de l’Ouest, la moyenne climatologique des précipitations montre un gradient N-S, *i.e.* plus de précipitations sur les côtes de l’Atlantique Equatorial et moins sur la région Saharienne (Fig. 2.2b). De plus, ce gradient climatologique masque l’influence des massifs de l’Adamaoua (Cameroun), mais affiche clairement celle des hauts plateaux éthiopiens (Oettli & Camberlin, 2005; Fig. 2.2b).

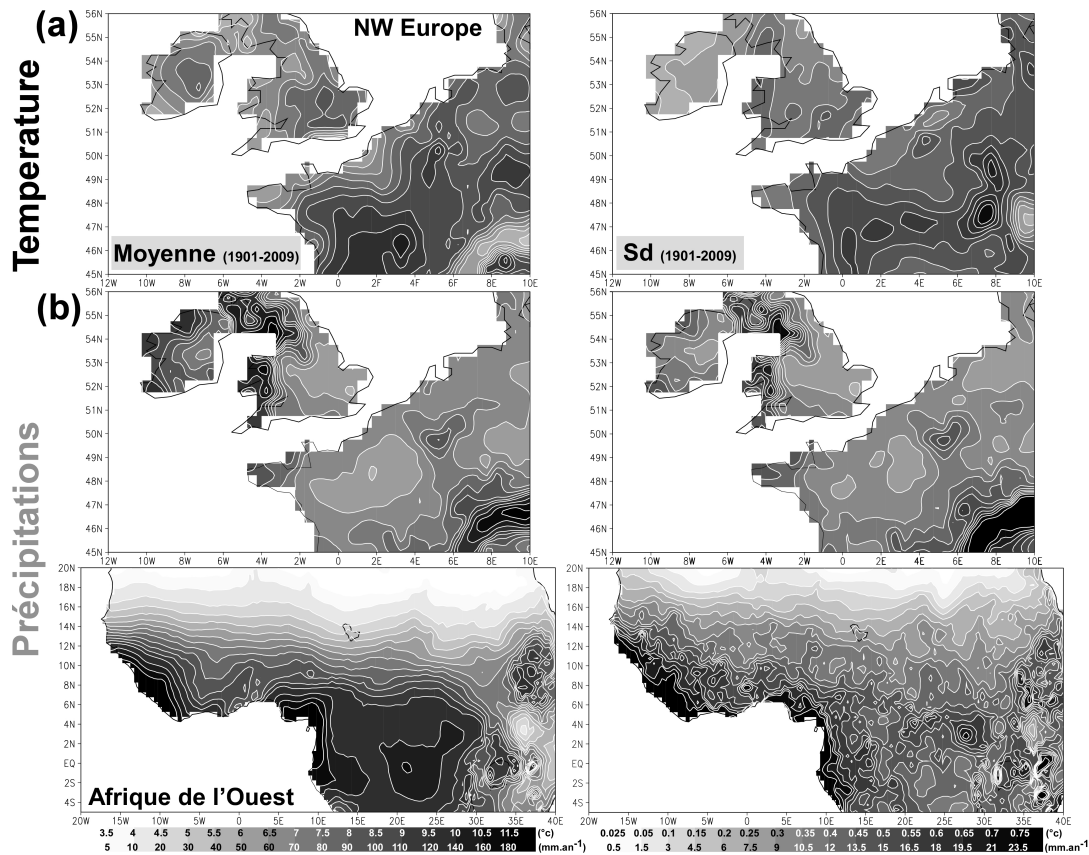


Figure 2.2. Moyenne et écart-type des champs de températures et précipitations CRU TS 3.10 (Mitchell & Jones, 2005) au NW Europe et en Afrique de l’Ouest sur la période 1901-2009. A gauche : moyenne de la température ($^{\circ}\text{C}$) et précipitations (mm.an^{-1}) au NW Europe (a) et en Afrique de l’Ouest (b). A droite : idem pour l’écart-type.

2.2. Données climatiques de large-échelles

2.2.1. SLPs

Pour l'étude des relations entre les SLPs de l'Atlantique Nord et les températures/précipitations du NW Europe, nous avons utilisé un indice représentatif du régime dominant des SLPs Nord-Atlantique : l'indice NAO (*cf.* Sect. I.2.2.2). Notre étude étant centrée sur les variations climatiques multi- à inter-décennales du NW Europe, nous avons dans un premier temps sélectionné l'indice reconstruit (NAOr) de Luterbacher *et al.* (1999 ; Fig. 2.2). De plus, cet indice présente un contenu spectral similaire à l'indice NAO observé (*cf.* Sect. 2.2.2).

Dans un second temps, afin d'étudier les relations observées avec les modifications du champ spatial des SLP en Atlantique Nord, nous avons sélectionné la région 0-88°N et 90°W-40°E du jeu de données HadSLP2r compilé par le Met Office Hadley Centre (Allan & Ansell, 2006). Le champ d'observation HadSLP2r permet d'examiner, au pas de temps mensuel, l'évolution temporelle des SLPs mondiales entre 1850 et 2004 avec une résolution de 5°x5°. Ce champ a été créé à partir des mesures marines *in-situ* de l'International Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set (ICOADS), et de 2228 stations continentales. Les observations historiques, terrestres et marines, ont dans un premier temps fait l'objet d'une homogénéisation avant d'être combinées, puis reconstruites à l'aide de la procédure d'interpolation optimale par réduction de l'espace permettant d'obtenir une reconstruction stable (Allan & Ansell, 2006). Puis, la base de données HadSLP2r a été créée par extension de la base de donnée HadSLP2 jusqu'à 2012, par ajustement avec les moyennes climatologiques des réanalyses NCEP/NCAR (Kalnay *et al.*, 1996 ; Fig. 2.2).

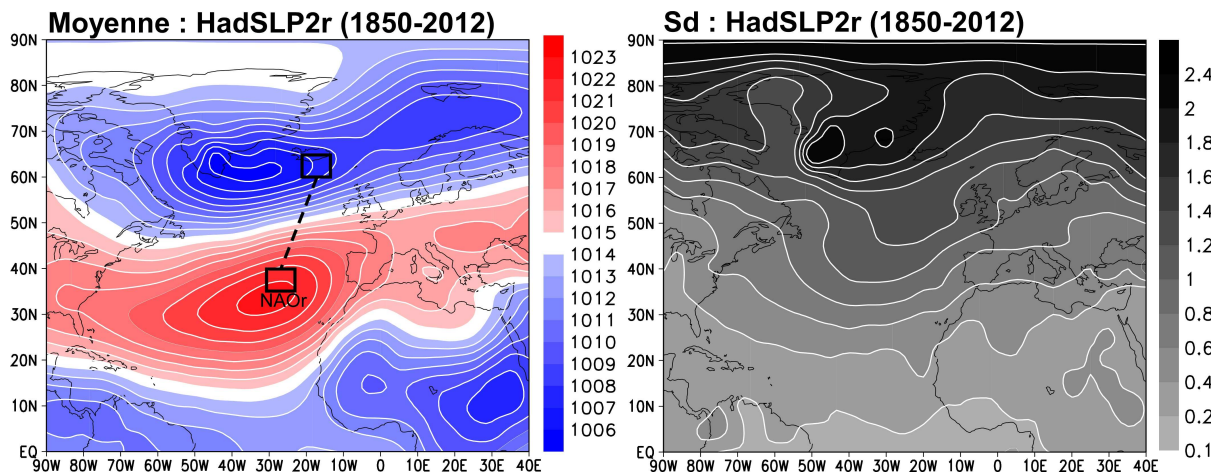


Figure 2.3. Moyenne et écart-type annuels du champ de SLPs HadSLP2r (hPa ; Allan & Ansell, 2006) dans la région Nord-Atlantique sur la période 1850-2012. Les rectangles noirs indiquent la localisation des prédicteurs utilisés pour le calcul de l'indice NAOr (Luterbacher *et al.*, 1999).

La moyenne et l'écart-type moyen des observations HadSLP2r sur la période 1850-2012 sont représentés sur la Figure 2.3. La moyenne climatologique du champ HadSLP2r représente, assez justement, la configuration spatiale dominante des SLPs dans l'Atlantique Nord, *i.e.* un dipôle N-S de type NAO (Cassou *et al.*, 2004 ; Hurrell & Deser, 2009 ; Fig.2.3). Par ailleurs,

l'écart-type moyen du champ montre une variabilité nettement plus prononcée dans les latitudes nord, et particulièrement dans le secteur de la dépression d'Islande (Fig. 2.3).

Cependant, afin d'étudier une éventuelle modification saisonnière de la configuration spatiale de type NAO entre le LIA et l'ère industrielle, nous avons également utilisé la reconstruction du champ de SLPs compilée par Luterbacher *et al.* (2002) jusqu'en 1500 avec une résolution de $5^\circ \times 5^\circ$, et repris dans Xoplaki *et al.* (2005). Les équations de régression utilisées pour cette reconstruction multi-proxy du champ de SLPs Nord-Atlantique possèdent une bonne capacité de prédiction sur la majorité des points de grilles, notamment en hiver (Luterbacher *et al.*, 2002). Néanmoins, seules les données post-1659 ont été utilisées puisque étant d'une part construites en grande partie à partir des longues séries de SLPs continentales et d'autre part, significatives jusqu'à l'échelle mensuelle.

A titre indicatif, la figure 2.4 représente la différence moyenne annuelle entre le champ de SLPs observées (HadSLP2r) et le champ reconstruit sur la période 1850-1999. Les deux champs présentent une différence significative comprise entre -167 et -170 hPa (Fig. 2.4). Néanmoins, notre objectif est d'étudier les modifications spatiales et donc ne s'intéresse pas à l'intensité d'une configuration. Ainsi, la différence entre les deux champs étant globalement homogène sur l'ensemble du secteur Nord-Atlantique, le risque de modifier artificiellement la structure d'un régime atmosphérique est réduit. Néanmoins, cette différence aura pour effet de renforcer la dépression d'Islande et affaiblir l'anticyclone des Açores (Fig. 2.4).

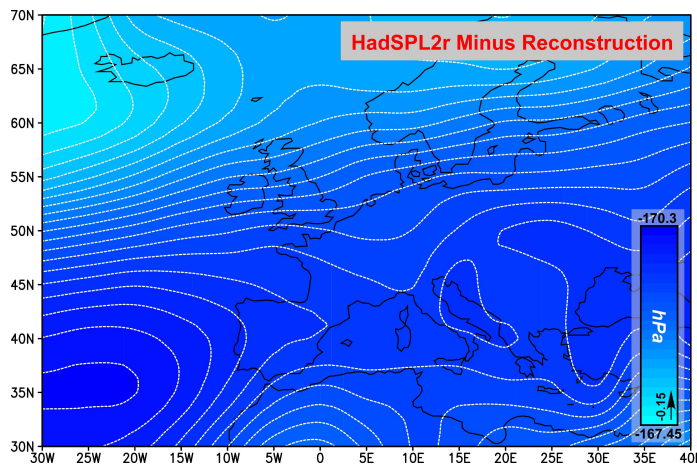


Figure 2.4. Différence moyenne annuelle entre le champ de SLPs observée HadSLP2r (hPa ; Allan & Ansell, 2006) et le champ reconstruit de Luterbacher *et al.* (2002) et Xoplaki *et al.* (2005) sur la période 1850-1999.

L'ensemble de la carte est statistiquement significative par le test de Student (p -value < 0.1).

2.2.2. SSTs

Le champ d'observations ERSST-V3b (Extended Reconstructed Sea Surface Temperature, Smith *et al.*, 2008) du NOAA/NCDC a été sélectionné pour étudier les relations entre les SSTs et la variabilité climatique régionale (NW Europe et Afrique de l'Ouest). Le champ ERSST-V3b a été généré à partir des données *in situ* ICOADS et approuvé statistiquement pour permettre une reconstruction stable (Smith *et al.*, 2008). Il permet d'étudier, au pas de temps mensuel, l'évolution des SSTs mondiales sur la période 1854-2012 avec une résolution de grille à $2^\circ \times 2^\circ$. Les principales innovations de la version 3b du champ ERSST avaient pour but d'améliorer l'étude de la variabilité basse-fréquence des SSTs. Pour cela, une procédure a été mise en place afin de réduire l'amortissement des anomalies de SSTs avant 1930, et

l'assimilation des mesures satellitaires a été supprimée (Smith *et al.* 2008). – *puisque produisant un biais résiduel froid lié à l'absence de mesures infrarouges en ciel clair (Reynolds et al., 2007) –*

La Figure 2.5 affiche la moyenne et l'écart-type du champ ERSST-V3b sur la période 1854-2012. La moyenne de ce champ présente un gradient de température des tropiques aux hautes latitudes nord et sud en accord avec la distribution spatiale du bilan radiatif terrestre (*cf.* Sect. I.1.1). L'écart-type moyen ne suit pas la moyenne climatologique du champ, mais semble représenter de manière optimale la variabilité climatique des SSTs mondiales. Ainsi :

- L'écart-type moyen est très important sur le Pacifique Equatorial en réponse à la variabilité ENSO (*cf.* Sect. I.2.3.1).
- Les SSTs de l'Atlantique Nord affichent un écart-type moyen plus important suivant une structure en «Tripôle» associée à la variabilité AMO/NAO (*cf.* Sect. I.2.2.1-2). De plus, la variabilité semble plus prononcée sur les bassins du Labrador et de Terre-Neuve, en accord avec la configuration spatiale de l'AMO (*cf.* Sect. I.2.2.1).
- L'Atlantique Tropical présente un écart-type important dans la région TNA et TSA qui pourrait être associé à la TAV (mode hémisphérique et inter-hémisphérique ; *cf.* Sect. I.2.2.3).

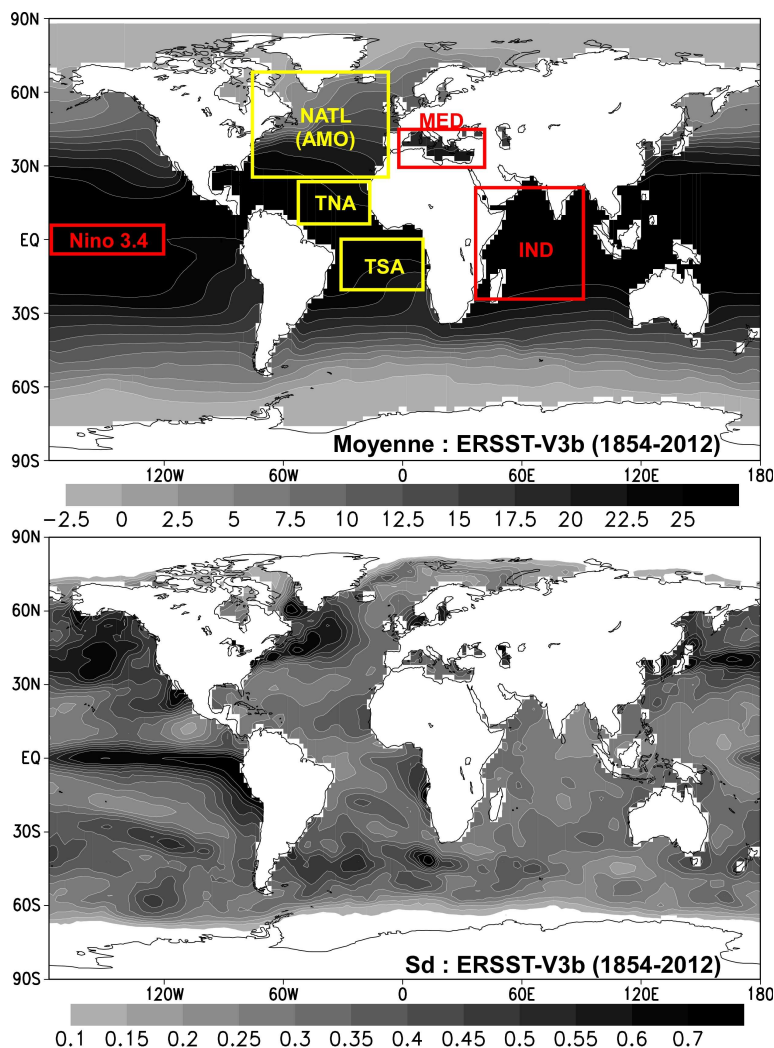


Figure 2.5. Moyenne et écart-type annuels du champ de SSTs ERSST-V3b (°C ; Smith *et al.*, 2008) de la région Atlantique Nord sur la période 1854-2012.

Les polygones jaunes (rouge) représentent l'emplacement des indices calculés pour l'étude des relations avec les SSTs Atlantique (extra-Atlantique).

Sept indices ont été calculés par moyenne régionale des valeurs de grilles sur différents secteurs (Fig. 2.5): l'Atlantique Nord (NATL ou AMO : 25-70°N ; 7-75°W), après soustraction de la variabilité ENSO suivant les travaux de van Oldenborgh *et al.* (2009) ; l'Atlantique Tropical Nord (TNA : 5°N-24°N ; 50°W-15°W) et Sud (TSA : 20°S-0° ; 30°W-10°E), ainsi que leurs différences (TNA-TSA) ; l'ensemble du bassin Méditerranéen (MED : 29-45°N ; 1°W-45°E) ; l'océan Indien tropical (IND : 24°S-24°N ; 35°-90°E) ; le Pacifique Equatorial (Niño 3.4 : 5°S-5°N ; 170°W-120°W). Ainsi que l'indice reconstruit des SSTs Atlantique Nord (AMOr ; Gray *et al.*, 2004) sur la base d'analyses dendrochronologiques et spectrales jusqu'en 1567 AD.

2.2.3. Champs de réanalyses

Les réanalyses NCEP/NCAR-1 (Kalnay *et al.*, 1996) ont été sélectionnées dans le but d'identifier les modifications des processus physiques régionaux associées aux relations entre SST/SLPs et la variabilité climatique régionale de nos deux régions d'études. Ces réanalyses sont le produit de la collaboration du National Centers for Environmental Prediction (NCEP) et du National Center for Atmospheric Research (NCAR). Brièvement, les réanalyses croisent les données météorologiques du réseau mondial d'observation (*e.g.* vents, humidité, température, précipitations) avec des données issues de la modélisation. L'objectif est d'obtenir une couverture spatio-temporelle continue depuis 1948 et représentative du climat à une échelle régionale en tout point du globe.

Le système de réanalyse du NCEP/NCAR est constitué du modèle spectral Medium Range Forecasting (MRF ; Kanamitsu, 1989) et de l'interpolation statistique spectrale (SSI ; Parrish & Derber, 1992) du NCEP. Le modèle global utilisé présente une résolution T62, *i.e.* une grille de 2.5°x2.5° sur 28 niveaux atmosphériques, dont 17 sont actuellement disponibles : 1000, 925, 850, 700, 600, 500, 400, 300 (dernier niveau de q : humidité spécifique), 250, 200, 100, 150, 70, 50, 30, 20, 10 hPa. Dans notre étude, les variables du vent (u : zonal ; v : meridional ; ω : vitesse verticale) et l'humidité spécifique ont été sélectionnées, puis combinées pour obtenir des flux d'humidité (Vq) et, dans le cas du secteur tropical, la convergence des flux ($[Vq]dp/g$). Il est cependant important de noter que les vents zonaux et méridionaux sont fortement influencés par les observations, tandis que la vitesse verticale et l'humidité spécifique dépendent à la fois du modèle et des observations (Kalnay *et al.*, 1996).

La Figure 2.6 représente la moyenne climatologique et l'écart-type du flux d'humidité dans les données NCEP/NCAR-1 en plan dans la basse troposphère, en coupe verticale méridienne et zonale. Comme décrit sur la Fig. 1.1, le flux d'humidité moyen de basses couches représente correctement la circulation des moyennes latitudes et des tropiques respectivement associée au rail de dépressions et à la circulation de Hadley (Fig. 2.6). Comme attendu, la variabilité de ce flux semble maximale au niveau du rail de dépressions aux latitudes moyennes et de la ZCIT pour les latitudes tropicales (Fig. 2.6). En coupe verticale latitudinale (méridienne), la moyenne climatologique et l'écart-type du flux d'humidité sont donc, logiquement, plus forts dans la zone tropicale qu'aux latitudes moyennes, particulièrement au sein de mouvements ascendants de la ZCIT (Fig. 2.6). Si nous considérons maintenant les

coupes verticales longitudinale, *i.e.* zonale, des latitudes moyennes, le flux d'Ouest observé au-dessus du secteur Atlantique Nord jusqu'aux côtes du NW Europe présente une variabilité plus prononcée dans la basse et moyenne troposphère (Fig. 2.6). De ce fait, afin d'étudier les connexions moyennes Nord-Atlantique/Europe (*cf.* Sect. III.1.2-3), nous avons choisi de représenter le flux d'humidité à 850hPa. Dans la région tropicale, la variabilité des flux zonaux sur le continent africain paraît faible comparée à la variabilité observée au-dessus des océans Indien et Pacifique, mais intègre, dans son ensemble, une colonne atmosphérique plus large (Fig.2.6). Nous noterons, cependant qu'une analyse des vents seuls permet d'identifier deux niveaux atmosphériques d'importance pour le climat ouest-africain (*cf.* Sect. IV.1.1.1) : les niveaux 100-200 et 600-700 hPa où se localisent les Jet tropicaux. Pour ces raisons, dans la section IV.4.2-5, nous étudierons les flux d'humidité et leurs convergences intégrés dans la basse (1000-850 hPa) et moyenne troposphère (850-500hPa), avant de poursuivre au travers de coupes méridienne et zonale des vents et de l'humidité seuls.

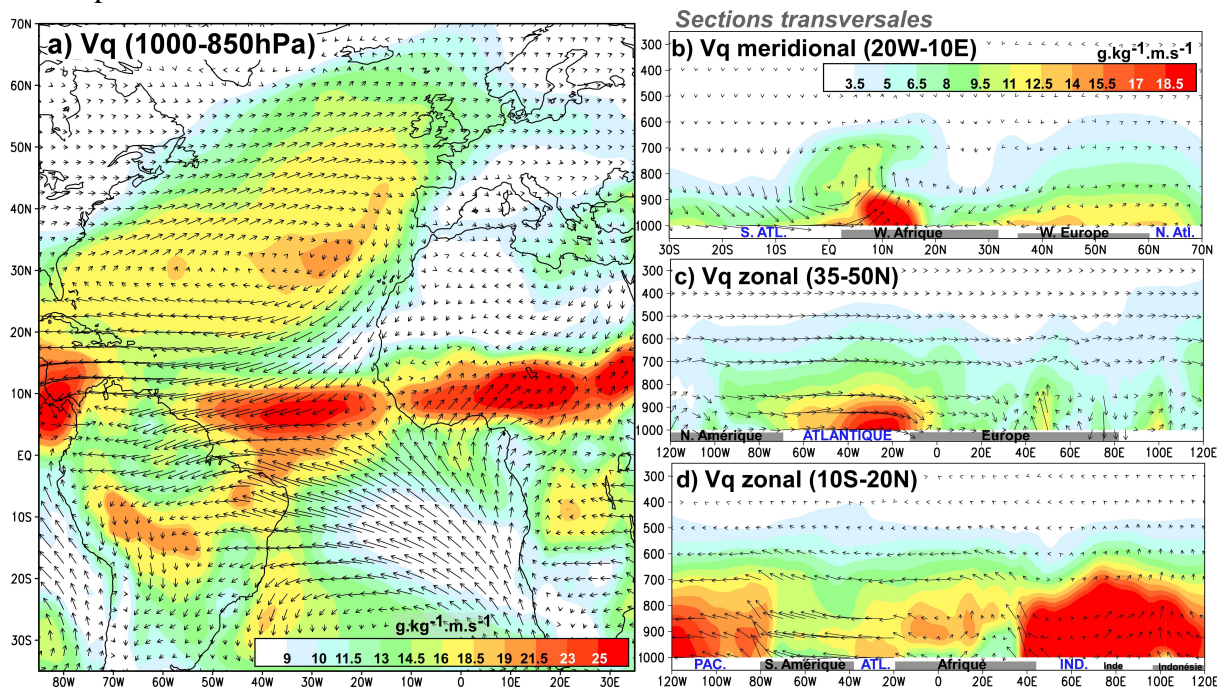


Figure 2.6. Représentation moyenne et écart-type des flux d'humidité en trois dimensions au-dessus du secteur Atlantique, et de nos deux régions d'étude. (a) Moyenne (vecteur) et écart-type (contour/3000) mensuels du flux d'humidité (V_q , $g.kg^{-1}.m.s^{-1}$) dans la basse troposphère calculés à partir de champs de réanalyses NCEP/NCAR-1 (Kalnay et al., 1996) entre 1948 et 2012. (b) en moyenne méridienne entre $20^{\circ}W$ et $10^{\circ}E$. (c) en moyenne zonale des latitudes moyennes entre $35-50^{\circ}N$. (d) idem pour les latitudes tropicales entre $10^{\circ}S$ et $20^{\circ}N$. La vitesse verticale (ω) est multipliée par 100 pour plus de clarté.

Les données réanalysées sont générées à partir d'un système homogène d'assimilation des données (Schubert *et al.*, 1993). Cependant, des modifications introduites dans le système d'assimilation du NCEP (GDAS : Global Data Assimilation and Forecast System) ont pu aboutir à des changements apparents du climat et peuvent masquer les signaux éventuels de vrais changements à court- et long-terme (Kalnay *et al.*, 1993). Kalnay *et al.* (1996) ont développé une méthodologie permettant d'éliminer l'impact de l'introduction de nouvelles observations dans le champ réanalysé. Cependant, à l'échelle globale, Mo *et al.* (1995) suggèrent que les analyses ne sont pas affectées par des changements issus de la disponibilité

des données, comme par exemple l'intégration des données satellitaires ; mais ils supposent que l'impact de ces changements peut être plus grand à une échelle régionale. Néanmoins, Pocard *et al.* (2000), Camberlin *et al.* (2001) ou encore Janicot *et al.* (2001) soulignent la présence en 1967-1968 d'un saut majeur dans les séries temporelles de la plupart des variables et des niveaux étudiés.

3. Méthodologie

3.1. Analyses univariées des précipitations et températures

3.1.1. Test d'homogénéité des séries

L'absence d'homogénéité des longues séries instrumentales, telles que celles sélectionnées pour l'analyse de la variabilité multi- et inter-décennale du NW Europe, est un problème connu depuis longtemps. Le déplacement des postes climatologiques au cours du temps, la modification des sites de mesure, de l'instrumentation, des méthodes de calcul des paramètres météorologiques, les changements d'observateurs... peuvent se traduire par autant de ruptures dans les séries de données (Peterson *et al.*, 1998 ; Mestre, 2000). Or, ces ruptures artificielles peuvent être du même ordre de grandeur que les modifications climatiques (tendance, échelle de variabilité...) que l'on cherche à mettre en évidence. Les sauts de moyenne et les tendances sont les deux types d'inhomogénéité les plus communes.

Pour contrôler l'homogénéité, les données d'une station de référence sont souvent comparées avec celles des stations voisines. Ainsi, une série pluviométrique peut être considérée homogène si les changements de moyenne observés sont également présents sur les stations voisines, supposées être climatiquement similaires. Plusieurs méthodes sont employées pour évaluer l'homogénéité des sauts de moyenne d'une série : les tests paramétriques reposant sur une procédure de rapport de vraisemblance (Potter, 1981 ; Alexandersson, 1986), les déviations cumulées (Buishand, 1982), la méthode Bayésienne (Lee & Heghinian, 1977) ou encore l'approche non-paramétrique (Pettitt, 1979). Cependant, toutes ces procédures testent l'hypothèse d'une rupture unique ; ce qui paraît peu adapté dans notre cas d'étude.

La procédure de segmentation des séries (Hubert *et al.*, 1989; Aksoy *et al.*, 2008) a donc été retenue puisque permettant la détection de sauts multiples et combinatoires. Brièvement, cette approche consiste à détecter une rupture, la conserver en mémoire, en détecter une seconde, et ainsi de suite tout en recherchant la segmentation optimale au sens des moindres carrés, *i.e.* celle pour laquelle l'écart entre la série et la segmentation considérée est minimale. Une fois la segmentation optimale identifiée, l'égalité des moyennes des segments consécutifs est testée au moyen du test des contrastes de Scheffé, puis est acceptée ou rejetée si le test est significatif ou non.

Un exemple d'évaluation de l'homogénéité par segmentation des séries est donné sur la Figure 3.1. L'application de la procédure de segmentation aux cumuls mensuels de précipitation à Kew-Garden met en évidence deux sauts de moyenne importants (Fig. 3.1): sur la période 1877-1880 et en 1903. Lors de la première période, une très grande partie des

stations voisines anglaises présentent également un saut de moyenne, le saut est alors homogène (Fig. 3.1). Au contraire, en 1903 aucune station proche ne présente de saut de moyenne, le saut n'est donc pas homogène (Fig. 3.1). Nous pouvons donc statistiquement déduire que le premier saut de moyenne s'inscrit dans une modification climatique régionale, tandis que le second saut serait artificiel.

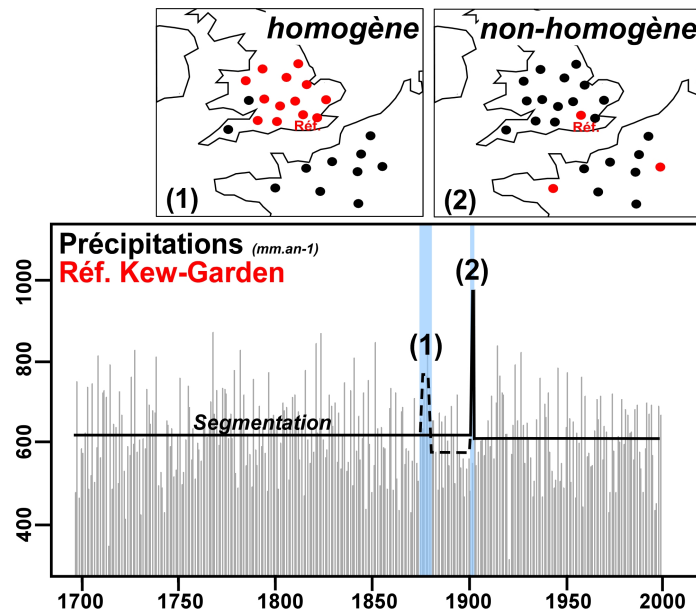


Figure 3.1. Exemple d'évaluation de l'homogénéité d'une station pluviométrique (ici Kew-Garden) par application de la procédure de segmentation. Les lignes continues (discontinues) représentent le niveau de significativité de Scheffé à 95(90) %. Sur les cartes, les points rouges (noirs) indiquent l'observation d'une rupture synchrone (asynchrone) dans les stations voisines.

Néanmoins, dans le cas d'un saut de moyenne de très courte durée (*i.e.* le cas du second saut dans notre exemple ; Fig. 3.1), il convient d'étudier dans les archives documentaires des services météorologiques nationaux concernés si un évènement, saison ou année exceptionnelle (inondations, pluie abondantes, forts orages) n'a pas été référencé. De plus, en règle générale, il est important de comparer l'occurrence des sauts de moyenne avec les éventuels déplacements ou nouveaux aménagements d'une station. Pour cela, les métadonnées stations ont été fournies en détail par Météo-France.

Nous avons ensuite testé l'asymétrie entre la distribution de nos séries pluviométriques et la distribution de deux séries homogènes en Angleterre et en France en utilisant des diagrammes Quantile-Quantile, ainsi que la corrélation linéaire de Pearson (r) sur les périodes communes. Pour les séries anglaises, nous avons sélectionné l'indice homogène d'Alexander & Jones (2001) calculé sur la période 1767-2010 ; tandis que pour les stations françaises nous avons calculé un indice par moyenne régionale des données de grilles CRU TS 3.10.1 sur la région 46-50.5°N et 1-4°E.

Par exemple, les précipitations à Kew-Garden présentent une distribution déviant vers les quantiles inférieurs (faibles valeurs ; Fig. 3.2a). On observe alors une distribution Quantile-Quantile qui sera dans un premier temps inférieure puis supérieure à la droite de régression linéaire (Fig. 3.2b). Néanmoins, dans notre cas, l'écart entre les distributions reste faible sur

les quantiles inférieurs (1) mais augmente vers les quantiles supérieurs (2 ; Fig. 3.2b). De plus, la robustesse de la corrélation linéaire est un bon indicateur de la forte similarité des deux chroniques (Fig. 3.2b).

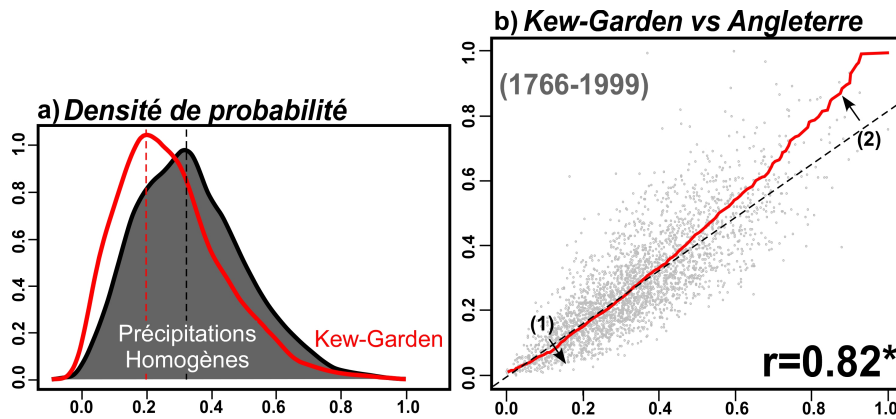


Figure 3.2. Exemple d'une application et d'interprétations d'un diagramme Quantile-Quantile. (a) Densité de probabilité de la série pluviométrique de Kew-Garden (en rouge) et de l'indice homogène des précipitations en Angleterre (en noir ; Alexander & Jones, 2001). (b) Diagramme Quantile-Quantile entre les deux séries (x : Kew-Garden ; y : indice homogène). La courbe rouge et les tirets affichent respectivement la distribution Quantile-Quantile et la régression linéaire. L'astérisque indique une corrélation significative au niveau de 95%.

3.1.2. Analyses des tendances

Avant d'étudier la variabilité de nos séries climatiques régionales, nous avons étudié la significativité d'une éventuelle tendance linéaire des séries climatiques annuelles par le test de Mann-Kendall (Mann, 1945 ; Kendall, 1948). Par ailleurs, l'absence de corrélation dans les séries a été évaluée par calcul de la fonction d'autocorrélation (coefficient d'autocorrélation au lag[1]). Le test de Mann-Kendall dit non-paramétrique, *i.e.* qu'il ne formule aucune hypothèse sur la distribution sous-jacente des données, permet d'examiner le degré de significativité et le signe (à la hausse ou à la baisse) d'une tendance linéaire dans une série chronologique donnée. Le principe de cette méthode est de calculer le coefficient de corrélation de rang de Kendall (τ) et la probabilité d'accepter l'hypothèse nulle d'absence de tendance (p -value) entre les valeurs de la série et le temps. Bien que d'un intérêt indéniable en termes descriptifs, cette méthode ne représente pas au mieux l'évolution propre des variables climatiques.

De ce fait, nous avons appliqué une régression polynomiale non-paramétrique localement pondérée (LOESS : Local regrESSion ; Cleveland & Devlin, 1988 ; Cleveland & Loader, 1996). Cette méthode, qui peut globalement être associée à la description d'un filtre passe-bas, est similaire aux méthodes de filtrage par Savitsky-Golay (paramétrique) ou par moyenne mobile. Cependant, nous pouvons noter que le lissage de type LOESS s'effectue en définissant un nombre de points voisins intervenant dans le calcul d'une estimation et non pas en définissant une largeur de fenêtre.

Brièvement, le degré de lissage f (ou « span ») est défini comme la proportion de points que représente le nombre de voisins sélectionnés k par rapport au nombre total de points n de la série : $f = k/n$. Pour améliorer la représentation des fluctuations temporelles de nos séries, cette grandeur est d'une importance cruciale. En effet, celle-ci permet de choisir si l'on veut mettre

en évidence l'évolution de la tendance générale (span=1) ou si, au contraire, nous voulons focaliser notre analyse sur des variations à plus court terme.

Dans notre étude, nous avons choisi différents degrés de lissage suivant la problématique considérée. Par exemple, sur la série de Kew-Garden (et l'ensemble des séries chronologiques du NW Europe), nous avons d'abord utilisé un degré de lissage égal à la longueur de la plus courte série chronologique étudiée (ici Rouen) afin d'examiner et comparer la tendance générale de l'ensemble des séries (Fig. 3.3). Puis un lissage à 50 ans, nous a permis d'observer d'éventuelles structurations dans l'évolution temporelle des précipitations (Fig. 3.3), autrement dit une (ou des) échelle(s) de variabilité.

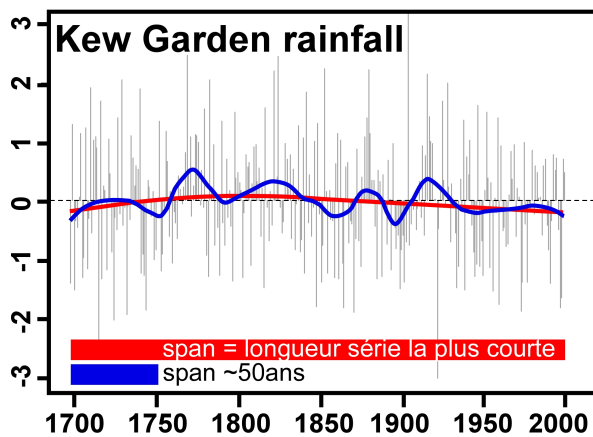


Figure 3.3. Exemple d'application de différents lissages LOESS à une série de précipitations (ici Kew Garden). La courbe rouge (bleu) représente le lissage général égal à la longueur de la série la plus courte (un lissage à 50ans).

3.1.3. Analyses spectrales

Les analyses spectrales sont utilisées dans le but d'examiner et de caractériser le contenu spectral d'un signal climatique qu'il soit global, régional ou local. La procédure classique comprend deux prétraitements en vue d'étudier l'énergie totale du signal (théorème de Wiener-Kinchine) : une suppression de la tendance (ou « detrend ») et le calcul de la fonction d'autocorrélation.

La transformée de Fourier (FFT) de la fonction d'autocorrélation permet de construire le spectre d'énergie du signal pour identifier les fréquences ou périodicités dominantes d'une série climatique sur une base orthogonale. Les détails mathématiques de cette méthode sont largement documentés dans Bloomfield (1976) et Bracewell (1989). Dans notre étude, la FFT a été utilisée pour ses propriétés premières. Il s'agissait alors d'étudier la distribution de la variance d'un signal dans le domaine fréquentiel, autrement dit de quantifier l'importance des différentes échelles de variabilité. Cependant, bien que cette méthode quantifie de manière optimale la puissance des échelles de variabilité, elle ne permet pas d'étudier les fluctuations de puissance dans le domaine temporel.

La Transformée en Ondelettes Continue (CWT) a été appliquée à nos séries de température/précipitations dans le but de visualiser les changements du contenu spectral au cours du temps (Fig. 3.4). Brièvement, la translation, en échelle et en temps, des signaux climatiques par une somme d'ondelettes de longueurs finies (non-orthogonales) est utilisée pour produire un spectre univarié de puissance. Ce dernier permet alors d'identifier les composantes spectrales correspondant aux échelles de variabilité dominantes des signaux au

cours du temps, selon un repère temps/échelle (fréquence ou période). Les explications détaillées de la CWT et ses applications aux signaux climatiques sont maintenant largement documentées dans la littérature (Torrence & Compo, 1998 ; Labat, 2005 ; Maraun, 2006 ; Maraun *et al.*, 2007).

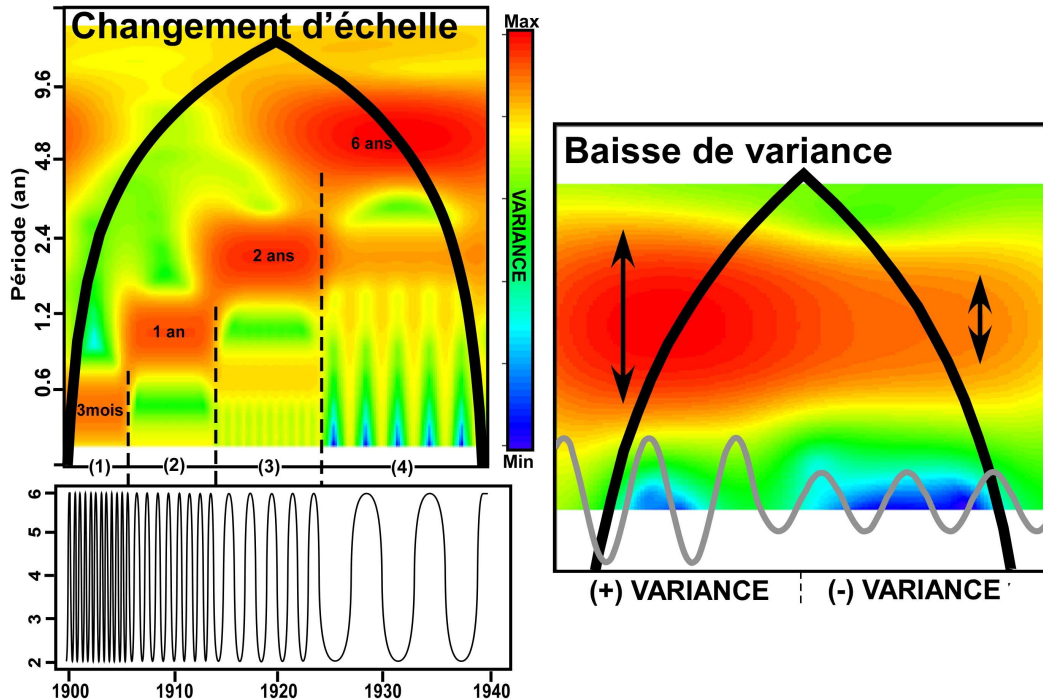


Figure 3.4. Exemple d'application de la CWT à des signaux aléatoires. A gauche : exemple d'un signal dont le contenu fréquentiel change au cours du temps, des hautes vers les basses fréquences. A droite : exemple d'un signal dont l'unique échelle de variabilité perd en puissance au cours du temps.

Graphiquement, la CWT permet de localiser les fluctuations de puissance d'une échelle de variabilité pour un signal donné au cours du temps, selon un repère cartographique (Fig. 3.4) : x =temps, y = périodes (échelles) et z (couleurs)=variance. La figure 3.4 illustre deux exemples utiles pour la lecture et la compréhension des résultats de la CWT qui seront exposés dans ce manuscrit. Le premier montre un signal présentant quatre échelles de variabilité (3 mois, 1 an, 2 ans, 6 ans) qui se succèdent au cours du temps (Fig. 3.4). Le second exemple montre qu'une diminution de la variance sur une échelle de variabilité est suivie d'une diminution du niveau de rouge (vers le bleu), ainsi qu'une diminution du niveau d'échelle (Fig. 3.4).

Notre utilisation de la CWT requiert toutefois quelques précisions sur le protocole employé. Premièrement, plusieurs types d'ondelette (*e.g.* Morlet, Paul, DOG) peuvent être utilisées. L'ondelette de Morlet d'ordre 6, pour laquelle les échelles de variabilité et les périodes de Fourier sont approximativement équivalentes, a été sélectionnée. Par ailleurs, la significativité statistique des composantes spectrales a été évaluée suivant le pointwise test comme décrit par Torrence & Compo (1998), Maraun (2006) et Maraun *et al.* (2007). Simplement, cette procédure vise à reproduire les variations localisées de puissance des échelles de variabilité suivant de multiples simulations Monte-Carlo d'un signal contenant les mêmes propriétés autorégressives (processus autorégressif d'ordre un : AR [1]).

Cependant, dans l'objectif de projeter les différentes échelles de variabilité (significatives sur la CWT et/ou la FFT) de nos signaux climatiques dans le domaine spatial, l'application de filtres passe-bandes à chaque point de grille, et le cas échéant à chaque niveau de pression, reste la meilleure procédure. Cette procédure de filtrage peut être appliquée directement à partir de la CWT (Farge, 1992 ; Donoho & Johnstone, 1994) ou par FFT inverse (Bloomfield, 1976 ; Bracewell, 1989). De ce fait, appliquées aux champs spatio-temporels, celles-ci sont semblables à la méthode développée et validée par Joly (2008) et Joly *et al.* (2007, 2010). De plus, Denholm-Price & Rees (1998) montrent que l'utilisation de la FFT permet un filtrage optimal de la basse-fréquence. Le grand avantage de cette méthode est de permettre de considérer, à l'image du système climatique global, l'existence de modes de variabilité non-orthogonaux entre eux, tout en permettant, quand cela est jugé nécessaire, une reconstruction orthogonale individuelle des échelles de variabilité.

Une illustration d'ensemble de la méthode est fournie sur la Figure 3.5. Dans un premier temps, une échelle de variabilité quasi-décennale (12-18 ans) est détectée par la FFT et la CWT dans les précipitations au Sahel (Fig. 3.5). Cette échelle de variabilité montre des variations de puissance significatives avant 1925 puis sur la période 1950-1990 (Fig. 3.5). Dans un second temps, le maximum d'amplitude (période 1970-1980) de la variabilité quasi-décennale est reconstruit sur l'ensemble du domaine ouest-africain par un filtre passe-bande. (Fig. 3.5).

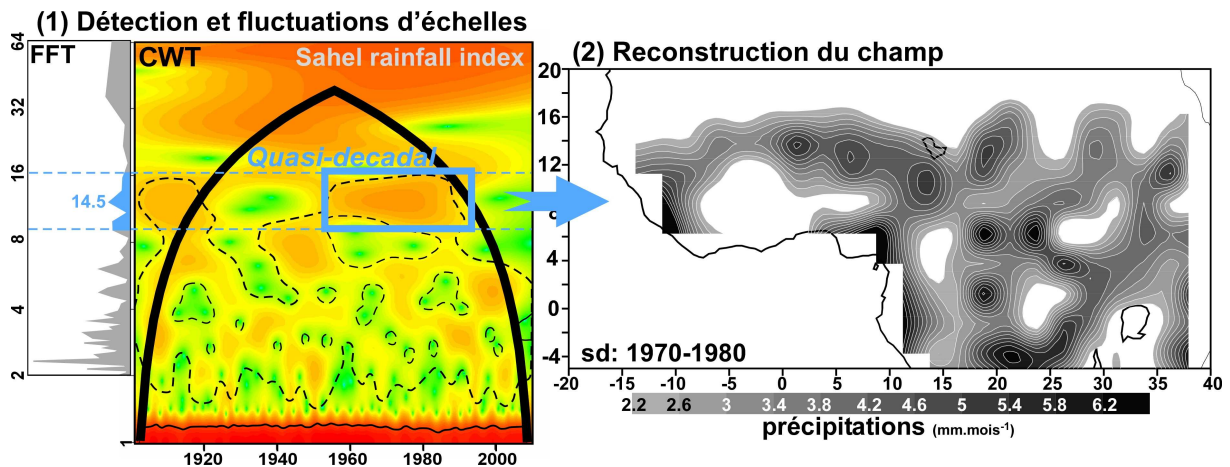


Figure 3.5. Représentation schématique de la procédure de filtrage (CWT puis FFT) réalisée lors de l'application aux champs spatio-temporels. (1) Détection des échelles de variabilité et de leurs fluctuations par FFT et CWT appliquées aux précipitations Sahéliennes (10-20N ; 18.5W-20E) ; (2) Ecart-type de la variabilité quasi-décennale reconstruite sur le champ de précipitations ouest-africain (mm.mois⁻¹). Sur la CWT, les contours (les tirets) représentent le niveau de significativité à 90% avant (après) suppression du cycle annuel moyen ; le trait gras représente le cône d'influence.

Il est toutefois nécessaire de préciser les quelques incertitudes de cette méthodologie. Premièrement, la CWT est construite selon une base non-orthogonale, *i.e.* que les vecteurs utilisés lors de la transformation des données ne sont pas indépendants ce qui implique une redondance d'informations à la fois en échelle et en temps (Torrence & Compo, 1998). De ce fait, le poids respectif de chaque échelle n'est pas reconstruit de manière exacte. Aucune quantification de la variance totale d'une échelle de variabilité ne peut alors être effectuée par CWT inverse. Deuxièmement, la FFT requiert en entrée des vecteurs de taille 2^n , il est donc

d'usage de compléter avec des zéros chaque extrémité ; c'est que l'on appelle le *zero-padding*. Par exemple, sur la CWT, le cône d'influence délimite la zone non affectée par cet effet de bord (Fig. 3.4, 5). Or, cette approximation sera surtout présente sur les chroniques stationnaires présentant une augmentation de la variance en dehors de la zone délimitée par le cône d'influence de la CWT. De plus, dans le cas de l'application aux champs spatiaux, nous pouvons espérer que les petites approximations en chaque point de grille se compensent, et permettent de réduire l'obtention de résultats aberrants. Troisièmement, dans le cas des séries mensuelles, en plus d'une suppression de la tendance (par un lissage LOESS de $\text{span}=1$), il est nécessaire de filtrer le cycle et la variabilité intra-saisonnière. Pour cela, nous avons calculé pour chaque point de grille le cycle annuel moyen afin de le soustraire avant d'appliquer cette méthode de filtrage.

3.1.4 Analyses par EOFs

La décomposition en Fonction Orthogonale Empirique (EOF), introduite en météorologie par Lorenz (1956) puis largement décrite par von Storch (1995) et von Storch & Zwiers (1999), est une analyse en composantes principales (ACP) appliquée à un groupe de séries chronologiques. Il s'agit d'extraire des variations cohérentes, dominantes et indépendantes entre-elles, au sein d'un groupe de séries chronologiques selon une matrice de covariance. Cette décomposition est également utilisée pour générer des séries chronologiques (ou PC : composante principale) indépendantes pour chaque EOFs, et représentatives de l'ensemble d'une configuration spatiale donnée. Ceci permet, par exemple, de minimiser le bruit inhérent au calcul d'un indice sur deux points stationnaires (*e.g.* l'indice NAO).

Un exemple d'application de cette décomposition spatiale aux champs de SLPs (HadSLP2r) est présenté sur la Figure 3.6. Comme très souvent, la majeure partie de la variance est capturée par les trois premiers EOFs (Fig. 3.6). L'EOF-1 (35% de la variance totale) montre une structure en dipôle N-S de type NAO (Fig. 3.6). L'EOF-2 (17%) présente un contraste entre l'Europe de l'Ouest et de l'Est (Fig. 3.6), similaire à l'« Eurasian ou Scandinavia pattern » (Barnston et Livezey, 1987) et aux régimes de blocage/dorsale (Cassou *et al.*, 2004; Hurrell & Deser, 2009). L'EOF-3 (14.5%) est caractérisée par un centre d'anomalie centré sur la mer du Nord et des anomalies de signe opposé sur l'ensemble de la région Nord-Atlantique (Fig. 3.6). Cette configuration montre de fortes similitudes avec l'« East Atlantic pattern » (Barnston et Livezey, 1987). De plus, l'ensemble des variations temporelles de ces régimes atmosphériques peut être suivi sur les PCs respectives (Fig. 3.6).

Notre utilisation de la décomposition par EOF est destinée à évaluer si les relations précipitation/NAO sur le NW Europe, observées sur des échelles bien spécifiques, sont perturbées par des modifications du champ spatial de SLPs. En effet, l'indice NAO est calculé en continu entre deux points, et cela indépendamment du déplacement des centres d'action à l'échelle saisonnière et de l'existence d'autres régimes atmosphériques (Cassou *et al.*, 2004 ; Hurrell & Deser, 2009). De ce fait, l'indice NAO est calculé même en l'absence d'un régime atmosphérique de type NAO (NAO+/-). Il n'est donc pas exclu qu'à certaines périodes l'indice NAO présente une gamme de variabilité parasite. Il s'agit alors d'étudier au sein

d'une gamme de co-variabilité, *i.e.* par un filtre passe-bande par FFT: i) si la structure spatiale dominante est de type NAO, ou idéalement exclusive; ii) si la variance de la structure spatiale de type NAO est plus exprimée lorsque la relation est maximale.

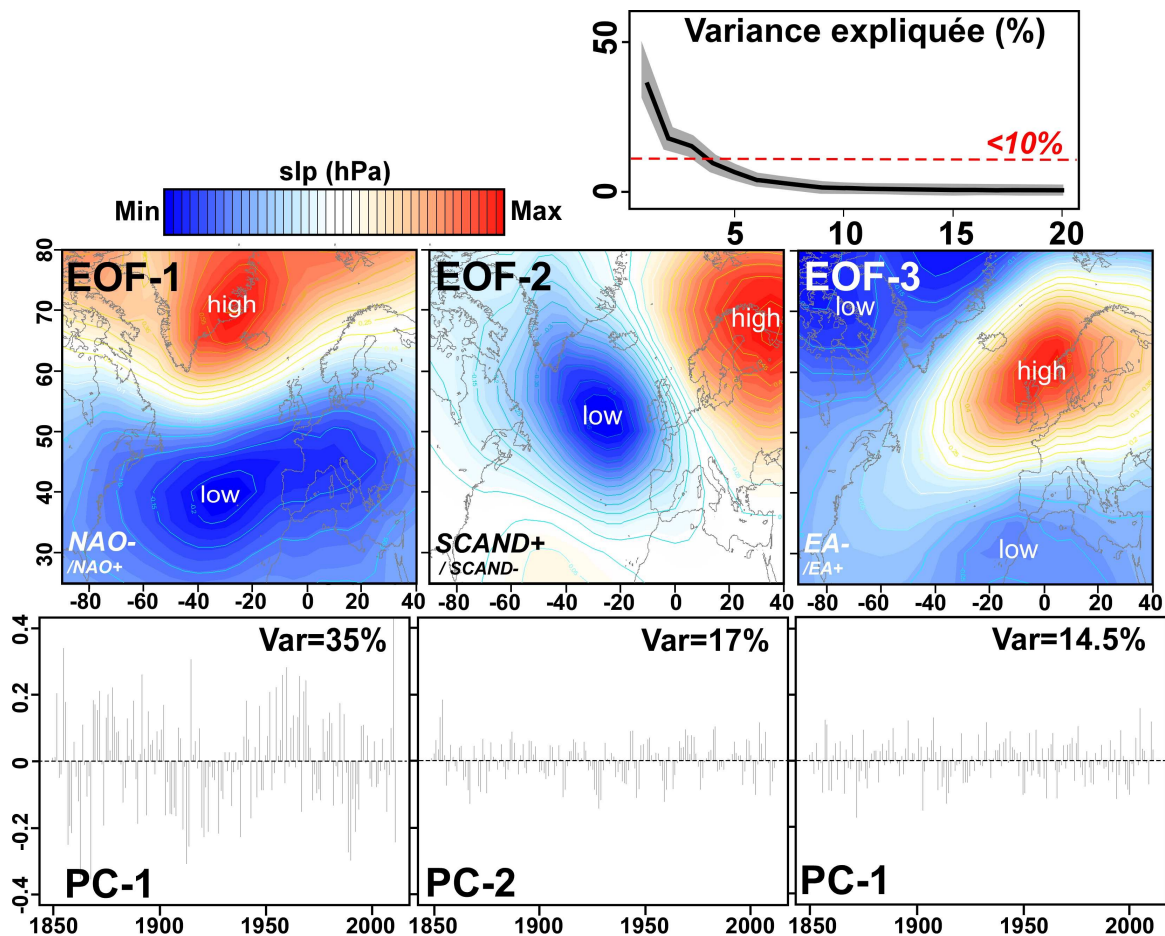


Figure 3.6. Exemple d'application de l'EOF au champ désaisonnalisé de SLPs HadSLP2r (Allan & Ansell, 2006) dans la région Nord-Atlantique depuis 1850. En haut : fraction de variance exprimée par les 20^{es} EOFs (écart-type en gris). Au milieu : reproduction des trois premiers EOFs (hPa normalisé par le maximum spatial). En bas : PC aux trois premiers EOFs.

Cependant, l'interprétation physique des résultats reste controversée puisque soumise à des contraintes fondamentales (*cf.* Dommenges & Latif, 2002). Premièrement, les contrastes imposés par l'EOF sont purement géométriques, *i.e.* dépendants de la taille et du nombre de variables comprises dans le domaine d'étude (Richman, 1986). Deuxièmement, bien qu'il soit souvent facile d'associer le premier EOF à une réalité physique, cela est beaucoup plus difficile avec les EOFs d'ordres supérieurs puisque ces derniers sont contraints de rester orthogonaux (donc indépendants) au premier. Pourtant, les différents modes spatio-temporels du système climatique, comme leurs indices (PCs), ne sont pas nécessairement orthogonaux/non-corrélés (Simmons *et al.*, 1983). Bien que cela n'ait pas été appliqué dans ce mémoire, ces incertitudes peuvent en grande partie être corrigées par la procédure de rotation varimax qui permet de transformer l'EOF en une base linéaire non-orthogonale et de stabiliser la statistique des résultats (Richman, 1986 ; Cheng *et al.*, 1995).

3.2. Analyses corrélatoires et spectrales

3.2.1. Champs composites

L'analyse composite est une méthode souple d'emploi, fréquemment utilisée en climatologie diagnostique pour mettre en évidence l'existence de téléconnexions entre deux variables (Ward, 1992 ; Sun *et al.*, 1999 ; von Storch & Zwiers, 1999). Dans notre étude, cette méthode a été employée pour construire des états moyens d'un champ d'observation v répondant aux variations d'une série chronologique z (*i.e.* un champ composite), tous deux préalablement filtrés par FFT inverse sur des échelles de variabilité données.

Brièvement, deux champs composites (deux échantillons) sont construits avec les valeurs prises par v quand z connaît respectivement des anomalies négatives et positives marquées, donc supérieures à un certain niveau d'écart-type (*e.g.* $\pm 0.42 * sd[z]$). Puis, la significativité statistique du signal dans v est étudiée en testant la différence des moyennes des deux échantillons grâce au *t*-test de Student. D'un point de vue technique, il est donc recommandé de répéter ces analyses avec différents seuils d'anomalies de z afin de s'assurer que les composites représentent bien l'état pris par v pour tout signal dans z .

L'un des grands avantages de cette méthode, par rapport notamment à la méthode de corrélation linéaire, est qu'aucune hypothèse n'est faite sur le type de relation entre les deux paramètres z et v étudiés : cette relation peut tout aussi bien être linéaire que non-linéaire. D'autre part, l'analyse par composite, fondée sur la comparaison des moyennes, est plus robuste et moins sensible aux valeurs extrêmes. Cependant, cette méthode suppose que les anomalies de z soient toujours associées aux mêmes types d'anomalies dans v . Or, notre étude du comportement non-stationnaire des téléconnexions n'exclue en aucun cas le mélange d'anomalies résultant de mécanismes très divers.

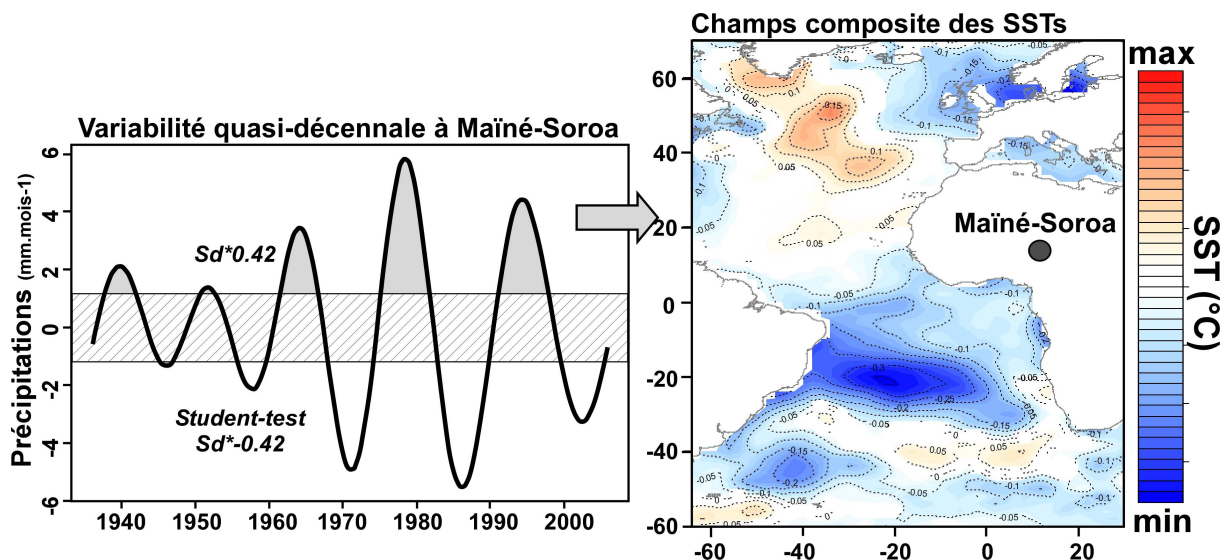


Figure 3.7. Représentation de la procédure de construction d'un champ composite répondant aux variations d'une échelle de variabilité dans une variable locale. Notre exemple représente le champ composite quasi-décennal des SSTs de l'Atlantique ($^{\circ}\text{C}$, ERSST-V3b ; Smith *et al.*, 2008) répondant aux anomalies quasi-décennales excessivement positives des précipitations à Maïné-Soroa (SE-Niger). Les zones non significatives au niveau 90% du *t*-test ont été masquées.

La Figure 3.7 présente un exemple de construction d'un champ composite quasi-décennal des SSTs répondant aux anomalies positives de la variabilité quasi-décennale des précipitations au SE Niger (l'échelle de variabilité étant préalablement détectée par CWT). Nous remarquons par exemple, qu'à l'échelle quasi-décennale, les anomalies positives de précipitations sont associées à une structure dipolaire montrant une augmentation (diminution) des SSTs Atlantique Nord (Tropical Sud).

3.2.2. Cohérence et phase par ondelettes

Plusieurs méthodes permettent de déterminer le niveau de corrélation et le retard entre deux signaux en accord avec le rang des échelles de variabilité et en fonction du temps. Dans nos travaux ces méthodes sont employées dans le but d'évaluer de manière optimale la stabilité temps/fréquence des relations entre les signaux climatiques globaux et régionaux du NW Europe et de l'Afrique de l'Ouest.

L'analyse par ondelettes croisées, introduite par Hudgins *et al.* (1993), est aujourd'hui une méthode communément utilisée en climatologie (ou hydro-climatologie) pour examiner l'existence de téléconnexions entre deux signaux climatiques d'échelle globale, régionale ou locale sur les différentes échelles de variabilité au cours du temps (*e.g.* Huang, Shen *et al.*, 1998 ; Torrence & Webster, 1999 ; Polo-Vazquez *et al.*, 2001 ; Jury *et al.*, 2002 ; Labat, 2005, 2010). Cependant, le spectre par ondelettes croisées entre deux séries chronologiques x et y est simplement calculé par la multiplication du coefficient de l'ondelette continue du signal x et celui du conjugué de y , ce qui pose certains problèmes d'interprétation logique des résultats. Un pic d'énergie sur le spectre croisé peut notamment être obtenu si l'un des deux signaux présente une forte puissance (Maraun & Kurths, 2004 ; Maraun, 2006).

L'utilisation de la cohérence par ondelettes est donc recommandée. Brièvement, cette analyse permet de caractériser le degré de linéarité entre deux processus (niveau de corrélation linéaire entre 0 et 1) pour toutes localisations temps/échelles de variabilité. Son calcul est nettement plus complexe mais peut être résumé comme le module du spectre croisé par ondelettes des deux signaux xy normalisé par les spectres univariés de x et y (Torrence & Webster, 1999 ; Maraun & Kurths, 2004 ; Maraun, 2006 ; Maraun *et al.*, 2007 ; Labat, 2010). De ce fait, la structure du test de significativité (pointwise test) est similaire à celle développée pour les spectres en ondelettes continue (Maraun & Kurths, 2004 ; Maraun, 2006 ; Maraun *et al.*, 2007). Cependant, comme la cohérence est normalisée aux spectres d'ondelettes univariés, la valeur critique devient indépendante de l'échelle de variabilité tant que le lissage utilisé respecte la géométrie du noyau de l'ondelette (ou kernel).

Le calcul de la phase angulaire associée à ces deux méthodes permet d'examiner le retard entre deux signaux. Différents retards peuvent être obtenus : (i) une phase s'approchant de la valeur π ou $-\pi$ traduit une relation en opposition de phase (ou hors phase), *i.e.* un retard maximal entre les deux signaux ; (ii) une phase proche de 0 présente une relation en phase, *i.e.* un retard minimal entre les deux signaux ; (iii) les valeurs proches de $\pi/2$ ou $-\pi/2$, ou quadrature de phase, montrent une relation décalée entre deux signaux. Dans le dernier cas, la

cohérence entre les deux signaux peut être rejetée, puisque difficilement interprétable: i) l'écart temporel est trop important ; ii) l'écart temporel entre la variable de sortie et la variable d'entrée est positif (*i.e.* la variable explicative devient la variable dépendante).

Un exemple simple de l'utilisation de la cohérence et phase par ondelettes est donné sur la Figure 3.8. Dans un premier temps ($t1$), nous considérons deux signaux (1) et (2) qui oscillent sous la même échelle de variabilité tout en étant en phase (Fig. 3.8) : les deux signaux sont alors cohérents et présentent un retard minimum. Dans un second temps ($t2$), le signal (2) perd son mode de variabilité initiale, tandis que le signal (1) le conserve (Fig. 3.8) : les deux signaux ne sont plus cohérents (diminution du niveau de rouge et du niveau d'échelle de variabilité). Si l'on considère maintenant une troisième période ($t3$) où le signal (2) reprend son oscillation initiale tout en étant en opposition de phase du signal (1 ; Fig. 3.8) : les signaux sont alors cohérents et présentent un retard maximum.

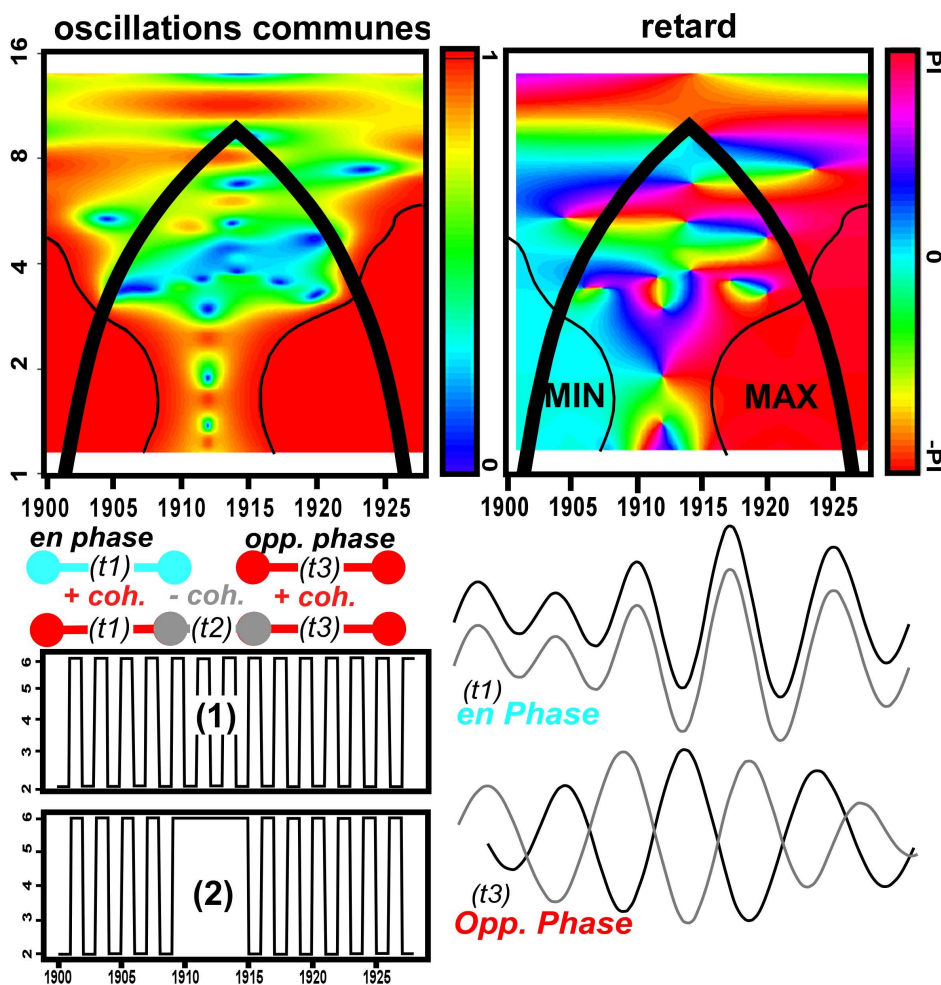


Figure 3.8. Exemple d'application de la Cohérence et Phase par Ondelettes à deux signaux aléatoire 1 et 2. En haut. La cohérence et la phase par ondelettes sont, respectivement, représentées dans la colonne de gauche et de droite. En bas. Evolution temporelle des deux signaux aléatoire et représentation schématique de la phase (en bleu ciel : en phase ; en rouge : en opposition de phase) dans la colonne de gauche, et dans la colonne de droite, représentation de deux signaux en phase (cf. en $t1$) et en opposition de phase (cf. en $t3$).

Par ailleurs, d'un point vu méthodologique, l'application de la cohérence et phase par ondelettes au domaine spatial est similaire en tous points à la reconstruction d'une échelle de variabilité par CWT ou FFT inverse (Fig. 3.5). Il s'agit simplement dans ce cas de filtrer d'une part les échelles de co-variabilité et d'autre part le retard entre les signaux. Ainsi, cette démarche a pu être appliquée pour étudier les relations entre la variabilité large-échelle du secteur Atlantique et les champs de précipitations/températures du NW Europe et de l'Afrique de l'Ouest.

CHAPITRE III

CLIMAT REGIONAL DU NW EUROPE ET VARIABILITE GLOBALE DU SECTEUR ATLANTIQUE NORD



ARTICLES

Fritier N., Massei N., Laignel B., Durand A., Dieppois B., et al. (2012). Links between NAO fluctuations and interannual variability of precipitation in the Seine river watershed (north-western France). *Comptes Rendus Géoscience*. 344, 396-405.

Dieppois B., Durand A., Fournier M., Massei N. (2013). Links between multi- and interdecadal climatic oscillations in the North Atlantic and regional climate variability of Northern France and England since the 17th century. *Journal of Geophysical Research: Atmosphere*, 118, 1-14.

1. Contexte climatique	63
1.1. Généralité et cycle saisonnier.....	63
1.2. Réponse aux modifications des SLPs Nord Atlantique.....	67
1.2.1. Notion de régimes de temps.....	67
1.2.2. Réponse aux différents régimes.....	68
1.3. Réponse aux modifications des SSTs (AMO).....	72
2. Evolution des températures et précipitations du NW Europe	73
2.1. Evaluation de l'homogénéité des stations pluviométriques.....	73
2.2. Tendance vs variabilité.....	77
2.2.1 Analyse de la tendance.....	77
2.2.2 Détection des échelles de variabilité.....	81
3. Relations avec les indices AMO et NAO	85
3.1. AMO/NAO vs température.....	85
3.2. AMO/NAO vs précipitations	88
3.2.1. AMO vs précipitations.....	88
3.2.2. NAO vs précipitations.....	89
4. A propos des changements de phase entre NAO et précipitations	92
4.1. Dépendance ou indépendance du cycle annuel?.....	92
4.2. Détection des anomalies multi- et inter-décennale dans les SLPs Nord Atlantique.....	95
5. Synthèse des résultats principaux	100

1. Contexte climatique

1.1. Généralité et cycle saisonnier

Suivant Amat *et al.* (1996), le climat tempéré de l'Europe, qui réside dans le jeu complexe d'influences antagonistes que se livrent océans et continents, peut être séparé en trois régions climatiques :

- Climat océanique, frais en été et doux en hiver, en bordure de l'océan Atlantique qui inclut l'Angleterre et le Nord de la France – *au centre de notre étude* –, ou encore semi-océanique pour des régions plus éloignées de l'Océan;
- Climat continental aux longs hivers froids au centre et à l'Est du continent ;
- Climat méditerranéen aux étés chauds et secs.

A ces trois régions s'ajoutent, localement, une multitude de climats régionaux dus à la présence notamment des courants marins, de reliefs et de plusieurs mers intérieures. Les régimes de températures et de précipitations peuvent donc varier beaucoup d'un endroit à l'autre, même à relativement faible distance, en réponse à la dynamique globale du climat des latitudes moyennes.

Comme décrit succinctement dans les chapitres précédents (I.1.2.1 et II.1.1), aux latitudes moyennes, le transport d'énergie (vapeur d'eau et/ou chaleur) est systématiquement dévié vers l'Est par la force de Coriolis, ce qui entraîne la création d'un large flux zonal d'Ouest ou «westerlies». Le cycle saisonnier des latitudes moyennes est étroitement lié, bien que de moindre ampleur, à celui des latitudes tropicales puisque répondant directement au déséquilibre radiatif méridien. Ainsi, aux alentours de 30-40°N, le fort contraste de température et de pression entre l'air tropical et l'air extratropical crée un cisaillement vertical (instabilité barocline) du profil de vent (Fig. 1.1a). Ceci confine les vents d'Ouest les plus forts dans un tube zonal relativement étroit et situé sous la tropopause (Fig. 1.1a): le Jet Stream subtropical.

Contrairement aux cellules de Hadley, le Jet Stream des moyennes latitudes est instable, et par conséquent soumis à des fluctuations permanentes en termes de dynamique. Ces variations peuvent s'interpréter comme des ondes de Rossby (Rowntree, 1983 ; Cassou, 2001), qui proviennent des perturbations de l'équilibre géostrophique (*i.e.* trajectoire et force des vents horizontaux uniquement proportionnelles aux gradients horizontaux de pression). De plus, ces perturbations du Jet Stream sont reliées aux fluctuations des SLPs (Rowntree, 1983 ; Cassou, 2001; Fig. 1.1b). Nous ne détaillerons pas ici la genèse des perturbations, dont une revue plus complète est disponible dans Rowntree (1983) et Cassou (2001), et nous retiendrons simplement deux types :

- Les ondes stationnaires responsables des structures quasi-statiques de la circulation atmosphérique des moyennes latitudes (dépression d'Islande, anticyclone des Açores) et dessinées par la géographie des océans et des reliefs continentaux ;

- Les ondes transitoires, ou tourbillons, qui se déplacent quasi-continuellement de l'Ouest du bassin vers l'Est. Elles sont responsables des changements de temps fréquents (à une échelle synoptique) que connaissent les latitudes tempérées. Ces ondes sont alors associées aux systèmes nuageux enroulés en larges spirales, accompagnées de zones de précipitations et de vents forts (Fig. 1.1b).

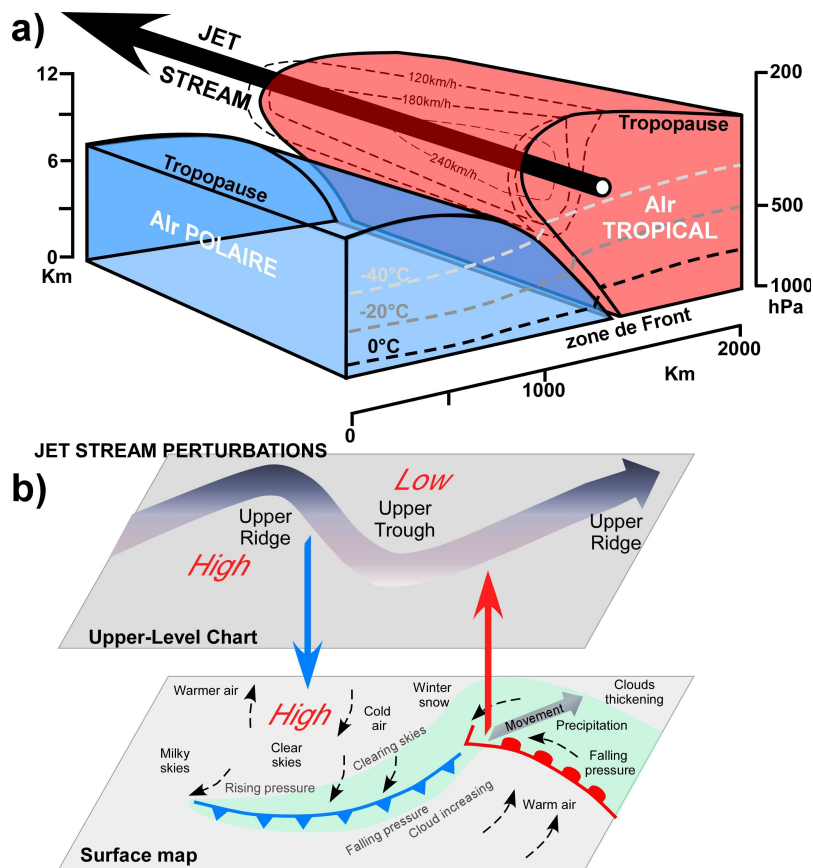


Figure 1.1. Le climat des latitudes moyennes: le Jet Stream et ses perturbations (adapté de Cassou, 2001).

(a) Représentation schématique du Jet Stream d'altitude et des distributions de température, pression et vent associés. (b) Représentation schématique des relations entre perturbations du Jet Stream d'altitude et anomalies de pression de surface.

L'activité des tourbillons transitoires peut être quantifiée par la mesure de l'énergie cinétique des écarts à la moyenne zonale pour des échelles de temps inférieures à la semaine. Cette activité se concentre dans certaines zones communément appelées « routes des dépressions » ou rail de dépressions. Ainsi, nous présentons sur la figure 1.2 l'état moyen du climat des latitudes moyennes de l'hémisphère Nord au cours d'une année complète, puis lors des saisons d'hiver et d'été.

En moyenne annuelle, l'Atlantique Nord présente un gradient de SLPs (entre l'anticyclone des Açores et la dépression d'Islande) et un gradient de SSTs (entre l'Atlantique tropical et les bassins arctiques). Ces gradients reflètent idéalement les contrastes de température et pression à l'origine de l'instabilité barocline des latitudes moyennes (Fig. 1.2a). Ces gradients apparaissent, logiquement, en relation avec la distribution spatiale de la température au NW Europe, selon un gradient SW/NE (Fig. 1.2b). Par ailleurs, le long du maximum d'instabilité barocline se forme le rail de dépressions illustré, ici, par un flux zonal d'humidité à 850 hPa entre 35-60°N (Fig. 1.2a). La trajectoire de ce rail de dépressions est alors liée aux maxima de précipitations observés en Irlande, sur l'Ouest du Royaume-Uni et de la France (Fig. 1.2c).

En hiver, le Jet Stream est intensifié et attiré vers l'équateur. Les SLPs et les SSTs diminuent des latitudes nord à tropicale (Fig. 1.2a). La dépression d'Islande se creuse et occupe un espace plus important que l'anticyclone des Açores dont l'expansion se limite aux latitudes méditerranéennes (Fig. 1.2a). Une anomalie saisonnière négative de température est donc observée sur l'ensemble du NW Europe (Fig. 1.2b). L'activité du rail de dépressions, situé légèrement plus au Sud, est maximale et couvre un espace plus large sur le continent européen (Fig. 1.2a). Ainsi, une anomalie positive de précipitations est observée sur l'Irlande, l'Ouest du Royaume uni et le NW de la France – *i.e. les régions : Bretagne, Pays de la Loire, Basse-et Haute-Normandie, Picardie, Nord Pas de Calais* – (Fig.1.2c).

En été, le Jet Stream est moins intense et déplacé vers le Nord. Les SLPs et les SSTs augmentent des latitudes nord à tropicale (Fig. 1.2a). L'anticyclone des Açores se gonfle et se déplace légèrement vers le NW, tandis que l'intensité de la dépression d'Islande est réduite (Fig. 1.2a). Une hausse de température est alors observée sur l'ensemble du NW Europe (Fig. 1.2b). Par ailleurs, comparée à la situation d'hiver, la trajectoire estivale du rail de dépressions est légèrement décalée vers le Nord (Fig. 1.2a). De plus, la présence de hautes pressions sur l'Ouest de l'Europe bloque et assèche les flux d'humidité d'Ouest (Fig. 1.2a). Pour cela, une anomalie négative (positive) de précipitations est observée sur l'Irlande, l'Ouest (Est) du Royaume uni et de la France (Fig.1.2c).

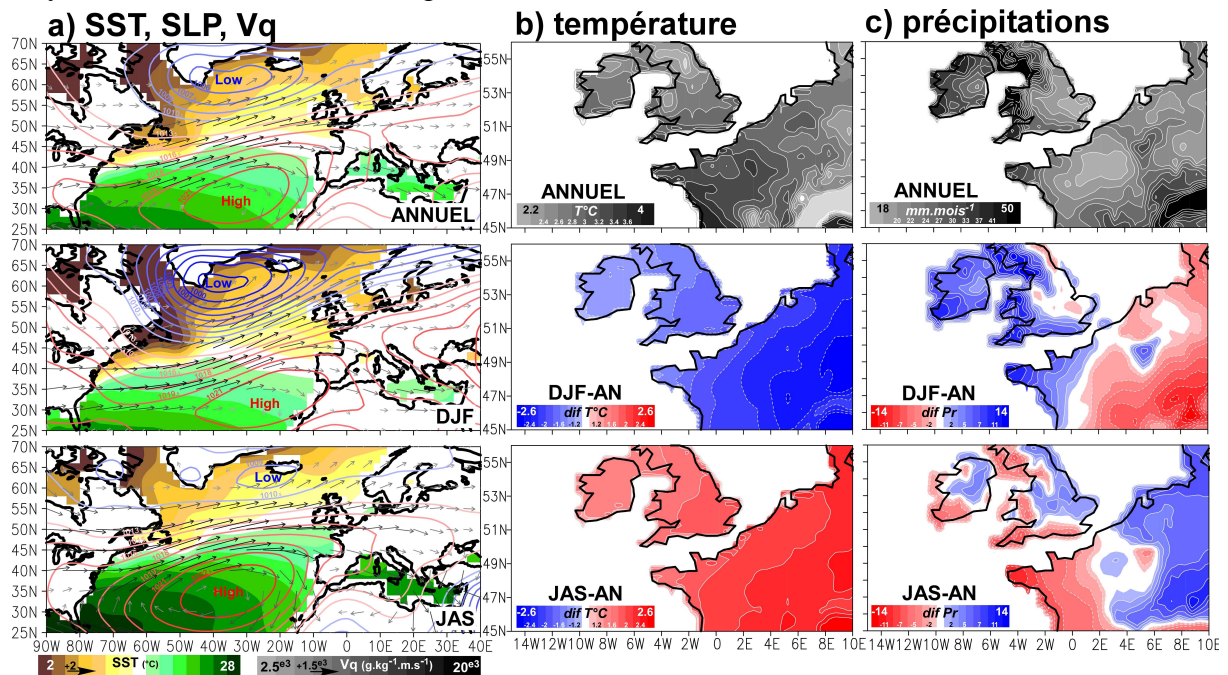


Figure 1.2. Etat moyen du climat des latitudes moyennes ainsi que ses modifications saisonnières. (a) SSTs ERSST v3b ($^{\circ}\text{C}$; ombre : marron au vert; Smith et al., 2008), SLPs HadSLP2r (hPa; contours : bleu au rouge; Allan & Ansell, 2006) et flux d'humidité intégré entre 1000 et 500 hPa (Vq) NCEP/NCAR-1 ($\text{g.kg}^{-1}*\text{m.s}^{-1}$; vecteur; Kalnay et al., 1996) en moyenne annuelle (en haut), d'hiver (DJF, au milieu) et d'été (JAS, en bas) sur la période 1901-2012 (1948 pour Vq). (b) Température CRU TS 3.10 en moyenne annuelle et différence de température en été et hiver ($^{\circ}\text{C}$; Mitchell & Jones, 2005). (c) Idem pour les précipitations CRU TS 3.10.1 (mm.mois^{-1} ; Mitchell & Jones, 2005).

Pourtant, le cycle saisonnier moyen de la température enregistré, par exemple, au centre de l'Angleterre (CET index) n'est pas resté aussi stable que nous pourrions le penser en

regardant une représentation graphique telle que sur la figure 1.3. Les relevés de température et précipitations établis en Angleterre et en France dès la fin du XVII^e siècle montrent des variations du cycle saisonnier depuis la fin du Petit Âge Glaciaire. Sur la représentation chronologique, nous pouvons noter une tendance à l'augmentation de la température en été et hiver, donc une saison d'été (d'hiver) plus longue (courte) (Fig. 1.3).

A partir des mesures de précipitations effectuées par l'Observatoire de Paris depuis 1688 (Garnier, 1974) et les données GHCN V-2, on observe un cycle saisonnier marqué présentant pratiquement deux fois plus de précipitations en été qu'en hiver à la fin du XVII^e et au XVIII^e siècle, tandis qu'une distribution uniforme est observée au XX^e siècle (Slonosky, 2002 ; Fig. 1.3).

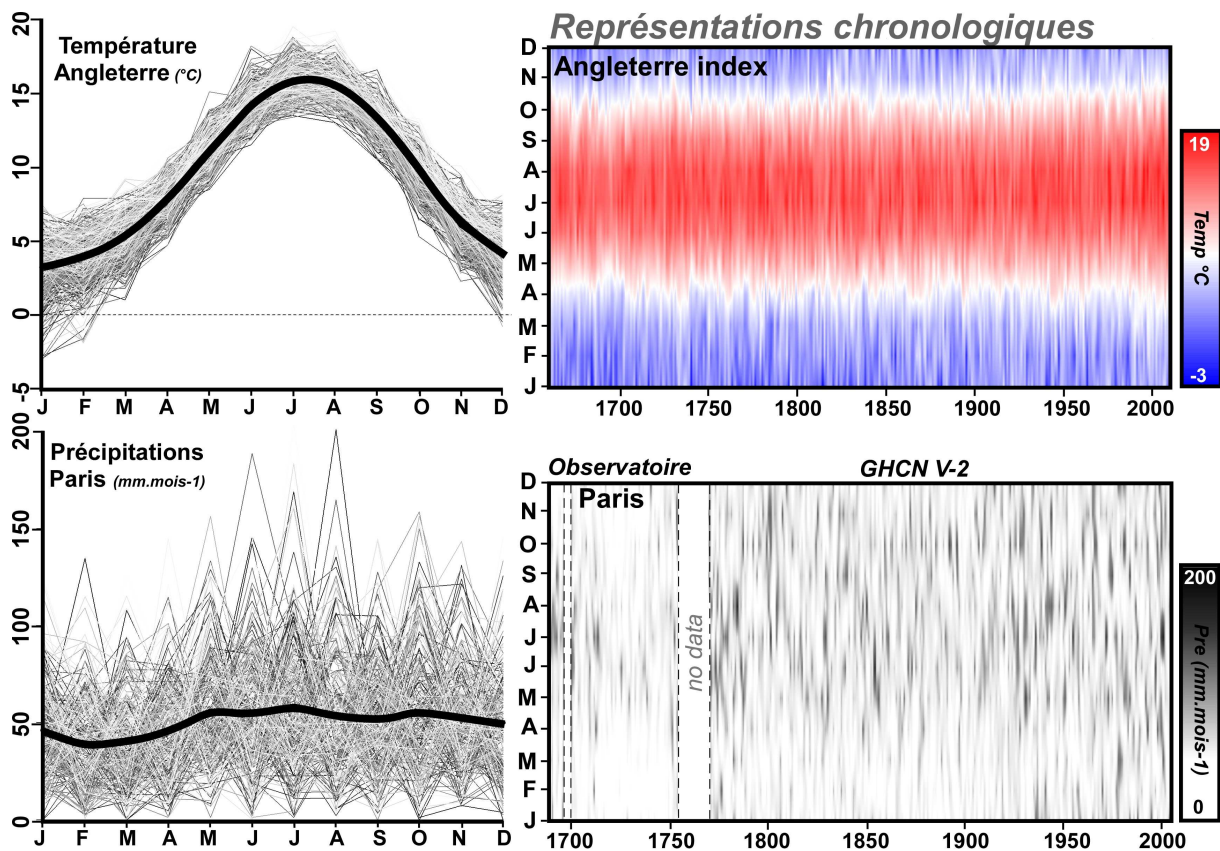


Figure 1.3. Evolution du cycle saisonnier de la température en Angleterre et des précipitations à Paris. A gauche : représentation graphique (les années plus anciennes à plus récente sont graduellement représentées du noir au blanc, le trait gras représentant la moyenne) de la température en Angleterre (°C, en haut) et des précipitations à Paris (mm.mois⁻¹, en bas). A droite : idem mais en représentation chronologique.

Ces observations sont confirmées par de nombreux écrits relatant le temps pluvieux des étés parisiens au XVII^e (Le Roy Ladurie, 1967 ; Le Roy Ladurie *et al.*, 2011). Ce constat apparaît alors comme le premier signe d'un changement large-échelle de mode de variabilité dans la région Nord-Atlantique (*cf.* Sect. I.2.2). Pour cela, la section suivante a pour objectif de présenter les variations moyennes de températures, précipitations et flux d'humidité provoquées par les divers modes de variabilité atmosphérique (NAO) et océanique (AMO) du secteur Nord Atlantique.

1.2. Réponse aux modifications des SLPs

1.2.1. Notion de régimes de temps

Comme nous l'avons vu dans la section I.2.2.2, la dynamique large-échelle du climat Nord-Atlantique/Europe est principalement dominée, au moins dans l'atmosphère, par un mode de variabilité : la NAO. Mais, bien qu'une grande partie de ce chapitre soit destinée à la compréhension du lien entre la NAO et le climat du NW Europe, il serait largement réducteur et peu représentatif de lier l'ensemble de la variabilité Nord-Atlantique à cette oscillation. En ce sens, à l'aide de méthodes telles que la Fonction Orthogonal Empirique (EOFs ; cf. Sect. II.3.1.4), de nombreux travaux sont consacrés à la description d'autres états préférentiels, ou régimes de temps, de la dynamique du climat Nord-Atlantique (*e.g.* Barnston & Livezey, 1987 ; Cassou *et al.*, 2004 ; Hurrell & Deser, 2009). L'utilisation des régimes de temps dans les études de climats régionaux s'est ainsi récemment généralisée (*e.g.* Plaut & Simonnet, 2001 ; Yiou & Nogaj, 2004 ; Boé, 2007 ; Vautard *et al.*, 2007 ; Yiou *et al.*, 2007 ; Cattiaux *et al.*, 2009, 2010 ; Goubanova *et al.*, 2010).

Une description de la variabilité Nord-Atlantique/Europe de l'échelle journalière à décennale peut ainsi s'effectuer à l'aide du paradigme des régimes de temps (*e.g.* Reinhold & Pierrehumbert, 1982). Selon ce paradigme, les systèmes non-linéaires peuvent présenter une propriété d'instabilité, à savoir de « sensibilité aux conditions initiales », qui les rend, en pratique, non prévisibles sur le long-terme. Mais le chaos ne signifie pas ici le hasard : la nature déterministe d'un système « trop » complexe se manifeste dans l'existence d'attracteurs, *i.e.* d'ensembles vers lesquels le système évolue de manière préférentielle en réponse aux interactions entre ondes stationnaires/planétaires (typiquement la NAO) et synoptiques/transitoires. Les fluctuations de la circulation atmosphérique peuvent alors se traduire en terme d'alternance entre ces régimes, faisant intervenir les notions de persistance ou de transition (Vautard, 1990). De plus, la durée de persistance dans l'un des régimes est typiquement dépendante de l'échelle synoptique des ondes transitoires (quelques jours), mais peut être allongée par interaction avec l'onde planétaire (Legras & Ghil, 1985 ; Mo & Ghil, 1988) et les conditions de surfaces océaniques (Cassou, 2001 ; Cassou *et al.*, 2004).

En ce sens, dans la section II.3.1.4, nous avons exposé un exemple d'une décomposition par EOFs aux données de SLPs ; une méthode très proche de celles employées par Barnston et Livezey (1987), d'où l'utilisation de la même terminologie. Cette décomposition a permis de retenir trois états préférentiels des SLPs au pas de temps mensuel (Fig. II.3.6), dont les influences sur le climat européen seront décrites dans la section suivante. Ces états décrivent alors des modes de variation, *i.e.* des artefacts statistiques dont la signature spatio-temporelle répond de façon complexe à la fréquence et l'intensité des régimes de temps (d'échelle synoptique). Brièvement, les EOF-1, -2 et -3 décrivent respectivement une configuration de type NAO (35% de la variance totale désaisonnalisée, *i.e.* la variance interannuelle), les régimes de dorsale/blocage autrement appelés « Scandinavia pattern » (SCAND ; 17%), et l'« East Atlantic pattern » (EA ; 14.5%).

Plus important encore, ces trois régimes atmosphériques présentent de fortes variations de variance au cours du temps. Par exemple, à l'échelle saisonnière, le régime NAO (certes toujours dominant, 37.7% de variance totale saisonnière) présente, notamment : i) une décroissance de variance au cours des saisons intermédiaires (printemps et automne ; Fig. 1.4) ; ii) une migration vers le Nord-Est et Sud-Ouest des centres d'actions de la NAO, respectivement en été et hiver (Hurrell *et al.*, 2003 ; Hurrell & Deser, 2009 ; Bladé *et al.*, 2011). Cependant, si l'existence de régimes d'été et d'hiver est relativement admise, elle ne l'est pas pour les saisons intermédiaires, qui sont par conséquent davantage considérées comme des périodes de transition entre dynamique estivale et hivernale (Najac, 2008). Pourtant, nous noterons que les régimes de blocage/dorsale (ou SCAND) et l'« EA pattern » (15.9 et 14.9% de la variance saisonnière), dont les variances exprimées s'entrecroisent saisonnièrement, montrent respectivement une hausse de variance au printemps et surtout en automne (Fig. 1.4).

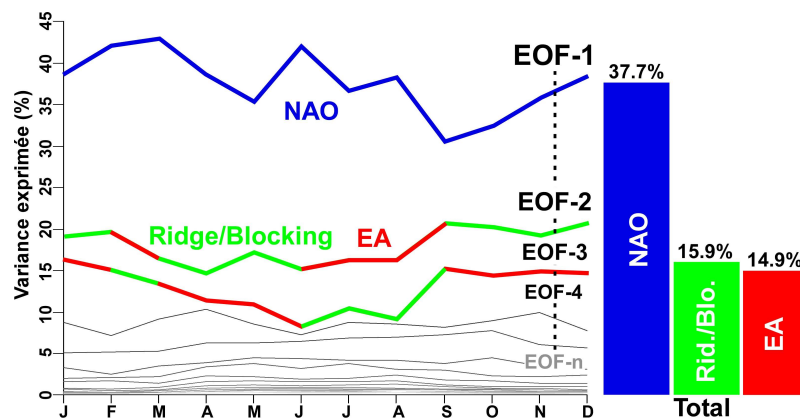


Figure 1.4. Evolution saisonnière moyenne de la variance exprimée par les 20^{es} EOFs, et contribution saisonnière totale des trois régimes de temps principaux entre 1850-2012. Les couleurs bleue, verte et rouge représentent respectivement les régimes NAO, blocage/dorsale ou « scandinavia pattern » (SCAND), « East Atlantic pattern » (EA).

Par ailleurs, ces fluctuations entre régimes sont également présentes à plus long-terme. En observant le nombre de jours sous régimes NAO, dorsale et blocage, Hurrell & Deser (2009) montrent qu'aucun régime particulier n'est réellement dominant. Puisque, si au cours de la seconde moitié du XX^e siècle les régimes NAO semblent prépondérants, depuis 2001 les anomalies de types dorsale ou blocage dominent en hiver au-dessus de l'Atlantique Nord.

1.2.2. Réponse aux différents régimes

Les différents régimes de SLPs associés aux trois premiers EOFs désaisonnalisés, qui ont été exposés dans les sections précédentes, sont autant de configurations dynamiques de l'atmosphère (température, précipitations, flux d'humidité à 850 hPa) pouvant modifier le climat du NW Europe dont il est essentiel de comprendre la dynamique (Figs. 1.5-7):

- Lors de **régime NAO-** (anomalie de la PC-1 > 0.1 ; Fig. 1.5a), le contraste méridien de pression s'affaiblit (affaiblissement de la dépression d'Islande et de l'anticyclone des Açores) et le Jet Stream est repoussé vers le Sud, au-dessus de l'Europe de l'Ouest. Le NW Europe, dont la Scandinavie (non représentée ; Fig. 1.5b, d), est alors sous l'influence

d'une circulation de NE associée à une baisse de température et à une diminution des précipitations sur la Scandinavie, l'Ouest du Royaume Uni et l'Irlande (à l'exception des précipitations neigeuses ; Fig. 1.5b-d). Le flux d'humidité d'Ouest, relatif au rail de dépressions, se dirige plus fréquemment vers la Méditerranée et l'Europe du Sud et s'accompagne d'une augmentation des précipitations (Fig. 1.5c-d).

- Lors de régime NAO+ (anomalie de la PC-1 < -0.1 ; Fig. 1.5a), on observe un renforcement de la différence de pressions entre les Açores et l'Islande, alors que le Jet Stream migre au Nord de la Scandinavie. Le gonflement de l'anticyclone des Açores est alors en relation avec une augmentation généralisée de la température sur l'Europe (Fig. 1.5b). Par ailleurs, en lien avec l'activité du rail de dépressions suivant la migration du Jet Stream, on observe un décalage vers le Nord des flux d'humidité d'Ouest et une augmentation des précipitations sur la Scandinavie, l'Est du Royaume Uni et l'Irlande (Fig. 1.5c-d).

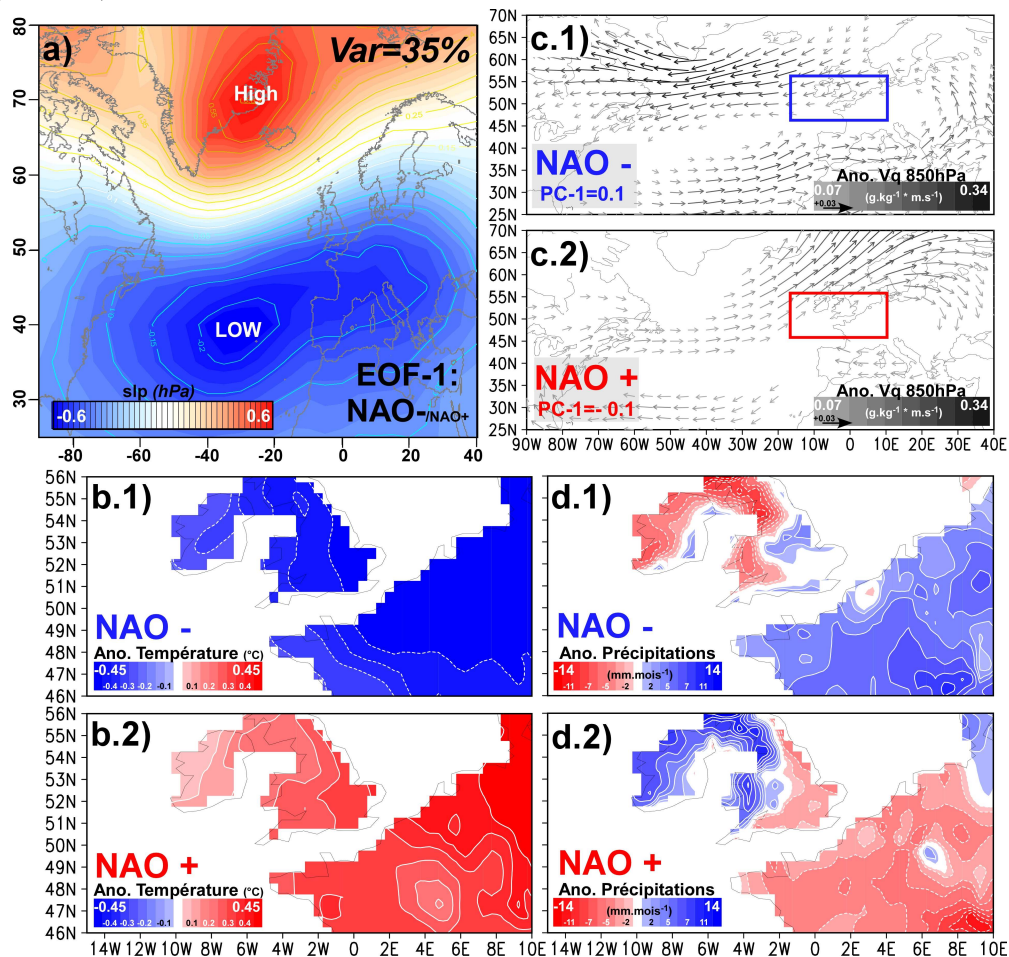


Figure 1.5. Les régimes NAO et leurs impacts sur le climat du NW Europe. (a) EOF-1 (variance exprimée : 35%) des SLPs Nord-Atlantique (hPa normalisé par le maximum spatial ; HadSLP2r ; Allan & Ansell, 2006) associée aux régimes NAO+/- . (b) Champ composite de la température (°C ; CRU TS 3.10 ; Mitchell & Jones, 2005) associé aux anomalies positives (1 ; NAO- > 0.1) et négatives (2 ; NAO+ < -0.1) de la PC-1 depuis 1901. (c) Idem pour Vq à 850 hPa (g.kg⁻¹.m.s⁻¹ ; NCEP-NCAR-1, Kalnay et al., 1996) depuis 1948. (d) Idem pour les précipitations moyennes (mm.mois⁻¹ ; CRU TS 3.10.1, Mitchell & Jones, 2005) depuis 1901.

- Les régimes de blocage ou SCAND+ (PC-2 > 0.1) sont associés à une anomalie positive des SLPs sur la Scandinavie et la Russie occidentale, et inversement, négative sur la

façade ouest de l'Europe (Fig. 1.6a). Ainsi, la configuration anticyclonique persistante sur la Scandinavie bloque les entrées d'air maritime et permet à des conditions plus chaudes de se développer (Fig. 1.6), à l'exception des régions bordant la mer baltique (non montrée). Cependant, le gradient E-W de pression est aussi associé à une composante méridionale de flux d'humidité permettant le développement d'une anomalie positive de précipitations sur l'Ouest de l'Europe (Fig. 1.6c-d).

- Les régimes de **dorsale ou SCAND-** ($PC-2 < -0.1$) correspondent à une extension de l'anticyclone des Açores et un déplacement vers l'Est de la dépression d'Islande, *i.e.* une anomalie positive (négative) de SLPs sur l'Atlantique et la côte ouest européenne (NE de l'Europe ; Fig. 1.6a). Cette configuration favorise des descentes d'air polaire sec s'enroulant autour de l'anticyclone atlantique et amenant une anomalie froide et sèche sur le SW Europe, tandis que le NE reste légèrement chaud (Fig. 1.6b-d).

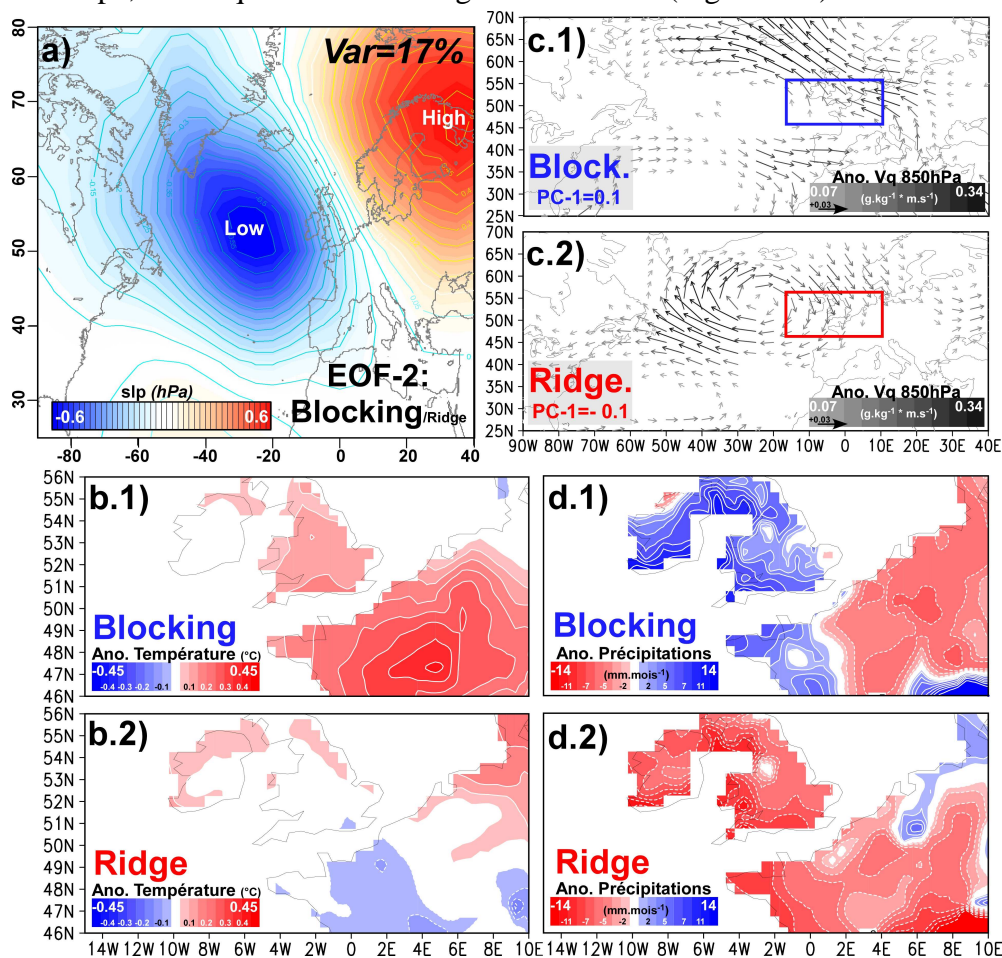


Figure 1.6. Les régimes SCAND et leurs impacts sur le climat du NW Europe. (a) EOF-2 (variance exprimée : 17%) des SLPs Nord-Atlantique (hPa normalisé par le maximum spatial ; HadSLP2r ; Allan & Ansell, 2006) associée aux régimes de blocage/dorsale ou SCAND. (b) Champ composite de la température (°C ; CRU TS 3.10 ; Mitchell & Jones, 2005) associé aux anomalies positives (1 ; blocage > 0.1) et négatives (2 ; dorsale < -0.1) de la PC-1 depuis 1901. (c) Idem pour Vq à 850 hPa ($g.kg^{-1}.m.s^{-1}$; NCEP-NCAR-1, Kalnay et al., 1996) depuis 1948. (d) Idem pour les précipitations moyennes ($mm.mois^{-1}$; CRU TS 3.10.1, Mitchell & Jones, 2005) depuis 1901.

L'EA pattern est structurellement similaire à la NAO. Il se caractérise par un centre d'anomalie centré sur la mer du Nord et entouré d'anomalies de signe opposé sur l'ensemble

de la région Nord-Atlantique (Fig. 1.7a). Les pôles principaux de l'EA pattern sont déplacés vers le SE comparés aux schémas structuraux de la NAO (Fig. 1.7a). Pour cela, l'EA pattern est souvent interprété comme un décalage vers le Sud des régimes NAO. Cela explique d'ailleurs en grande partie pourquoi l'EA pattern présente une variance plus importante en automne lorsque le pattern NAO amorce sa migration vers le Sud (1.4). Néanmoins, le centre d'action des basses latitudes contient une relation puissante avec la dynamique subtropicale, notamment des modulations (intensité, localisation) de la dorsale subtropicale, qui le distingue d'une configuration type NAO.

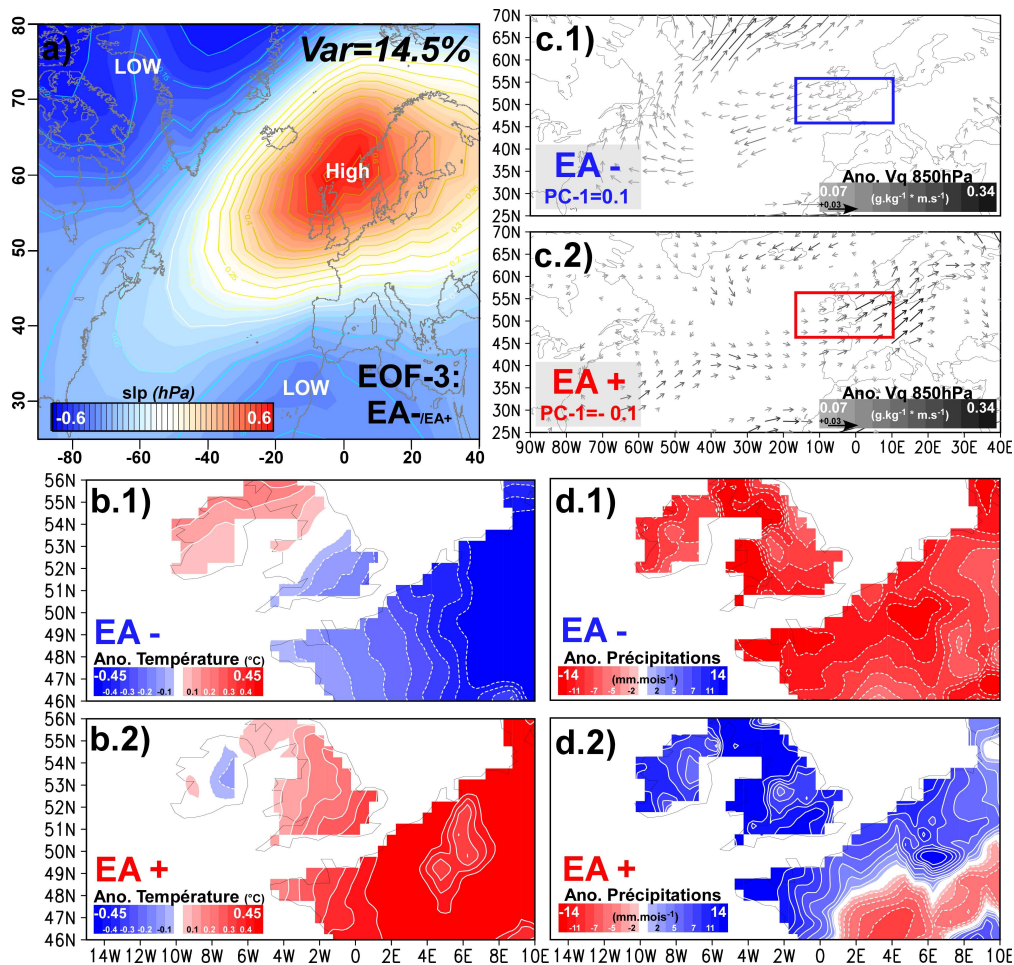


Figure 1.7. Les régimes EA et leurs impacts sur le climat du NW Europe. (a) EOF-3 (variance exprimée : 14.5%) des SLPs Nord-Atlantique (hPa normalisé par le maximum spatial ; HadSLP2r ; Allan & Ansell, 2006) associée aux régimes East Atlantic +/- . (b) Champ composite de la température (°C ; CRU TS 3.10 ; Mitchell & Jones, 2005) associé aux anomalies positives (1 ; EA- > 0.1) et négatives (2 ; EA+ < -0.1) de la PC-1 depuis 1901. (c) Idem pour Vq à 850 hPa (g.kg⁻¹.m.s⁻¹ ; NCEP-NCAR-1, Kalnay et al., 1996) depuis 1948. (d) Idem pour les précipitations moyennes (mm.mois⁻¹ ; CRU TS 3.10.1, Mitchell & Jones, 2005) depuis 1901.

Les anomalies de températures et précipitations associées aux régimes EA- et EA+ sont alors respectivement semblables aux anomalies relatives aux régimes NAO- et NAO+ (Fig. 1.7b-d). La seule différence, qui n'est pas sans importance pour notre étude, est une migration SE des anomalies concernées par l'EA pattern (Fig. 1.5, 7b-d). En effet, nous remarquons qu'en absence de migration vers le Sud de la dépression d'Islande et de l'anticyclone des Açores, comme en hiver, la relation entre la NAO et les précipitations du centre de l'Angleterre et du Nord de la France est faible (voire non significative) et en opposition de phase (Fig. 1.5b-d).

1.3. Réponse aux modifications des SSTs (AMO)

La variabilité du climat du secteur Nord-Atlantique ne se restreint pas uniquement à la dynamique atmosphérique. De plus, comme le montrent Yiou *et al.* (2007) puis Vautard & Yiou (2009), la circulation atmosphérique seule ne suffit pas à expliquer l'amplitude de la tendance récente de la température sur le continent européen. Or, l'océan Atlantique présente une importante capacité inertielle, donc contient d'importants stocks de chaleur et d'humidité. De ce fait, le rôle des SSTs Nord-Atlantique dans la variabilité climatique du NW Europe n'est pas négligeable, et peut être étudié au travers du mode de variabilité AMO (*cf.* Sect. I.2.2.1). Mais, son influence est également présente à l'échelle d'une année, telle qu'au cours de la canicule de 2006, comme le montrent les travaux de Cattiaux *et al.* (2009) et Shongwe *et al.* (2009).

La figure 1.8 représente les anomalies des SSTs, SLPs, du flux d'humidité sur le secteur Atlantique subtropical, ainsi que des températures et des précipitations sur le NW Europe lors d'anomalies positives (> 0.1) et négatives (< -0.1) de l'AMO. Il est nécessaire de préciser que pour cette analyse l'influence de l'ENSO a été réduite suivant la méthodologie employée par van Oldenborg *et al.* (2009). Pour cela, les SSTs Tropical Nord (région TNA) sont minorées pour les raisons exposées en section I.2.3.2, tandis que les variations de SSTs au large de Terre-Neuve et du Groenland sont exacerbées (Fig. 1.8). Cette dernière région étant reconnue, depuis les travaux de Shongwe *et al.* (2009) et Cattiaux *et al.* (2009), comme la principale source de chaleur sensible et de vapeur d'eau depuis l'Océan.

Ainsi, lors d'une phase positive de l'indice AMO, les SSTs et les SLPs augmentent au large de Terre-Neuve et du Groenland tandis que les SLPs diminuent sur l'Europe et l'Amérique du Nord (Fig. 8a-b1). On observe alors un large flux d'humidité et de chaleur sensible (non montré ici) depuis le Sud du Groenland jusqu'à l'Europe. Ceci se traduit par une hausse des températures (par effet de serre dû à la vapeur d'eau évaporée) et dans une moindre mesure par une hausse des précipitations sur le continent (Fig. 8b-d1).

Cependant, Parker & Horton (2005) et Knight *et al.* (2006) soulignent la dépendance saisonnière des relations observées entre les précipitations et l'AMO (discutée en Sect. 3.1). En effet, selon ces travaux, celles-ci apparaissent plus robustes en été et automne lorsque l'anomalie dépressionnaire présente une extension spatiale maximale. Au contraire, une phase négative de l'indice AMO est associée à une diminution des SSTs et SLPs au Sud du Groenland, tandis que les SLPs augmentent sur le reste du domaine Nord-Atlantique (Fig. 8a-b2). On observe alors une baisse des températures sur l'ensemble du continent européen (Fig. 8c2). De plus, le blocage des flux d'humidité d'Ouest, du à la hausse des SLPs continentales, est associé à une diminution (non significative) des précipitations sur le NW Europe.

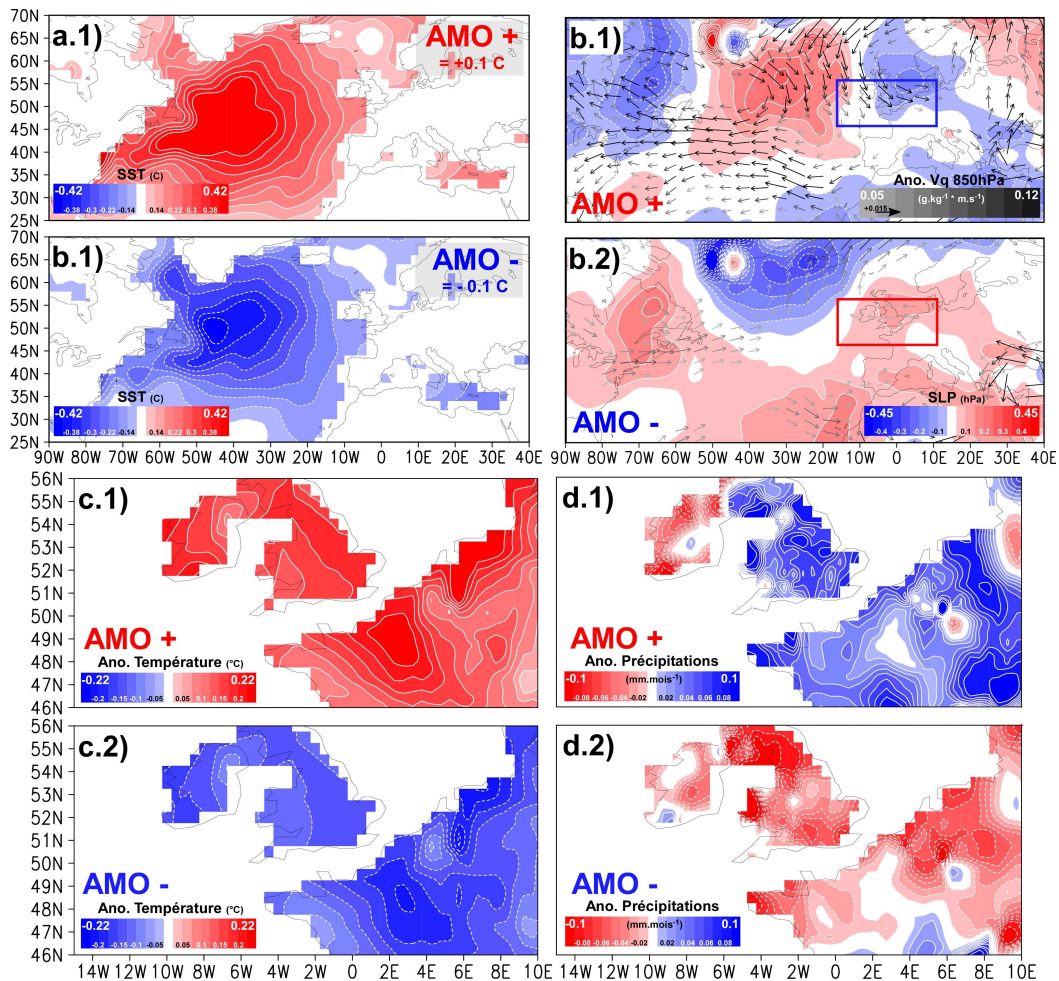


Figure 1.8. L'AMO et son impact sur le climat du NW Europe. (a) Champ composite des SSTs associé aux anomalies positives (1 ; AMO+ > 0.1) et négatives (2 ; AMO- < -0.1) de l'indice AMO minorant l'influence de l'ENSO (van Oldenborg et al., 2009 ; ERSST v3b, Smith et al., 2008) depuis 1901. (b) Idem pour les SLPs (hPa; HadSLP2r ; Allan & Ansell, 2006) et Vq à 850 hPa ($\text{g.kg}^{-1}.\text{m.s}^{-1}$; NCEP-NCAR-1, Kalnay et al., 1996) respectivement de 1901 et 1948. (c) Idem pour la température ($^{\circ}\text{C}$; CRU TS 3.10 ; Mitchell & Jones, 2005) depuis 1901. (d) Idem pour les précipitations moyennes (mm.mois^{-1} ; CRU TS 3.10.1, Mitchell & Jones, 2005).

2. Evolution des températures et précipitations du NW Europe

2.1. Evaluation de l'homogénéité des stations pluviométriques

L'homogénéité des longues séries instrumentales, telles que les séries de précipitations présentées ici, est une problématique ancienne que nous avons introduit dans le chapitre précédent, et qui peut être évaluée par différentes méthodes (*cf.* Sect. II.3.1.1). En ce sens, bien que des facteurs correctifs aient déjà été appliqués à ces séries (Tabony, 1980, 1981), les figures 2.1-3 présentent différentes analyses qui ont été appliquées afin d'évaluer ce problème.

Concernant les cumuls de précipitations en Angleterre, deux sauts de moyenne sont observés quasi-simultanément sur l'indice homogène et les quatre stations pluviométriques étudiées (Fig. 2.1a-e). On note deux périodes homogènes excessivement pluvieuses comparées à la moyenne (en jaune, Fig. 2.1a-e) : i) la période A de 1766-1776 (indice homogène : 1766-1775 ; Podehole : 1768-1776 ; Oxford : 1767-1770) ; ii) la période B de 1872-1883, comprenant une année exceptionnelle en 1872 (indice homogène : 1872 et 1872-

1883 ; Kew-Garden : 1877-1880 ; Podehole : 1875-1883 ; Mansfield : 1872 et 1872-1883). Par ailleurs, certains changements sont isolés tels qu'à Oxford en 1852 (+415 mm.an⁻¹) et à Kew-Garden en 1903 (+393 mm.an⁻¹), et paraissent climatiquement non homogènes (en rouge, Fig. 2.1a-e). Cependant, l'année 1903 est bien connue pour ses conditions météorologiques exceptionnelles à Londres (Mayes, 2004). Il peut en être de même pour Oxford sur la seule année 1852.

Par ailleurs, les stations anglaises utilisées présentent une corrélation positive et significative avec l'indice homogène de précipitations (Fig. 2.1f-i). De plus, la distribution statistique des séries pluviométriques anglaises dévie peu de la distribution de l'indice homogène, surtout sur les quantiles inférieures (Fig. 2.1f-i). Malgré une déviation non négligeable sur les quantiles supérieurs, nous pouvons considérer les longues séries pluviométriques anglaises comme globalement homogène.

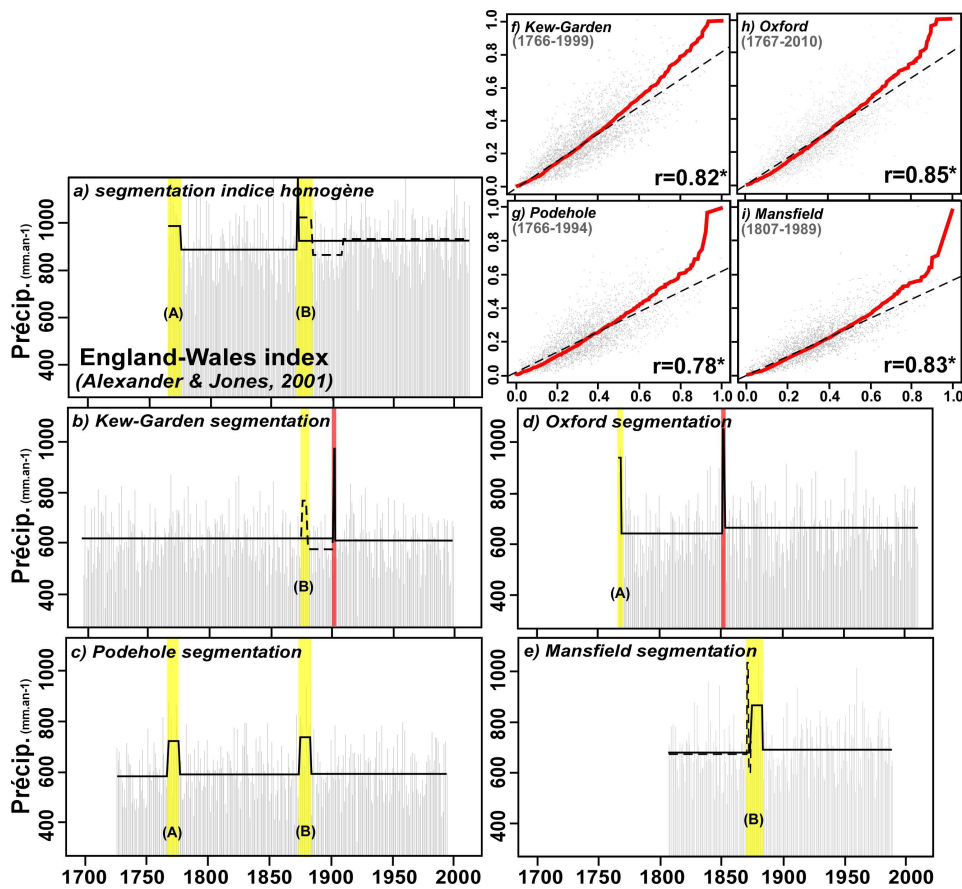


Figure 2.1. Evaluation de l'homogénéité des stations pluviométriques sélectionnées en Angleterre. (a) Segmentation de l'indice homogène des cumuls annuels de précipitations en Angleterre et au Pays de Galles (Alexander & Jones, 2001). (b-e) Idem pour les séries non-homogènes en Angleterre (Kew-Garden, Podehole, Oxford, Mansfield). (f-g) Diagrammes Quantile-Quantile entre les séries non homogènes et l'indice homogène. Les lignes continues (discontinues) représentent le niveau de significativité de Scheffé à 95(90) %, tandis que les polygones jaunes (rouges) représentent les sauts de moyenne jugés homogènes (non homogènes).

Au Nord de la France (Fig. 2.2a-e), un saut de moyenne pluviométrique dans les années 1970 est concomitant entre l'indice homogène (1977), Lille (1974) et Rouen (1977). La période A, qui présente une augmentation des précipitations au Nord de la France depuis 1974, peut donc être considérée comme homogène (Fig. 2.2a-e). Au contraire, sept périodes présentent un saut

de moyenne qui ne paraît pas climatiquement homogène (Fig. 2.2a-e): i) la période 1884-1909 est caractérisée par une baisse des précipitations à Rouen (-122.5 mm.an⁻¹) ; ii) depuis 1922, à Paris, la moyenne des précipitations a augmenté de 56 mm.an⁻¹; iii) cinq années exceptionnelles à Lille en 1894 (+499 mm.an⁻¹), à Paris en 1921 (-310 mm.an⁻¹), 1999 (+150 mm.an⁻¹) et 2003 (-290 mm.an⁻¹), et à Rouen en 1910 (+488 mm.an⁻¹).

Par ailleurs, les stations françaises utilisées présentent une corrélation positive significative avec l'indice homogène de précipitations (Fig. 2.2e-g). De plus, la distribution statistique des séries pluviométriques dévie peu de la distribution de l'indice homogène (Fig. 2.2e-g). Nous noterons cependant que la station de Lille, qui présente une corrélation moins élevée, montre une déviation plus importante (Fig. 2.2g).

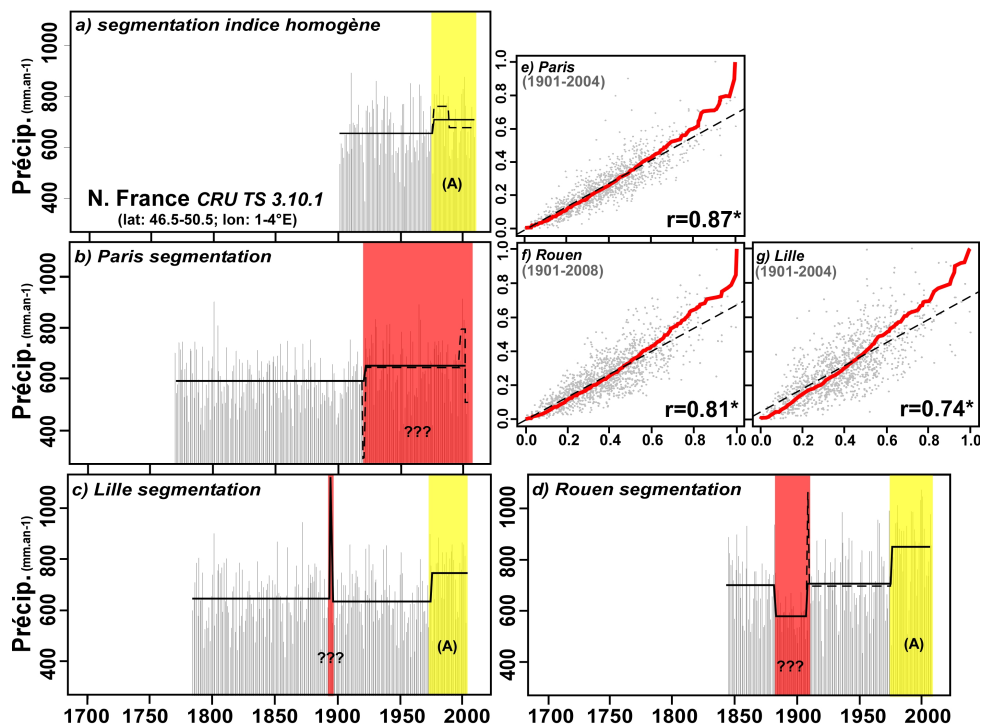


Figure 2.2. Evaluation de l'homogénéité des stations pluviométriques sélectionnées au Nord de la France. (a) Segmentation de l'indice homogène des cumuls annuels de précipitations au Nord de la France (46.5-50.5°N, 1-4°E ; CRU TS 3.10.1, Mitchell & Jones, 2005). (b-c) Idem pour les séries non homogènes au Nord de la France (Paris, Lille, Rouen). (d-f) Comparaison des distributions Quantile-Quantile entre les séries non homogènes et l'indice homogène. Les lignes continues (discontinues) représentent le niveau de significativité de Scheffé à 95(90) %, tandis que les polygones jaunes (rouges) représentent les sauts de moyenne jugés homogènes (non homogènes).

Discutons maintenant des sauts de moyennes pluviométriques dits « non homogènes » observés au Nord de la France. La figure 2.3 compare les sauts de moyenne observés à Paris, Rouen et Lille avec les éventuels déplacements de stations et les archives historiques. Les cinq années exceptionnelles sont alors apparues comme connues des archives météorologiques régionales (astérisque, Fig. 2.3). Ainsi, les archives de la région Ile-de-France témoignent d'inondations sévères en janvier 1910 (crue de la Seine) ainsi qu'en novembre-décembre 1999, d'une année exceptionnellement sèche en 1921, et d'une canicule lors de l'été 2003. Ce dernier serait d'ailleurs le plus chaud observé en Europe depuis 1500 (Lutherbacher *et al.*, 2004). Les archives de la région Nord-Pas-de-Calais décrivent de fortes

inondations en octobre 1894, suivies d'un « véritable ouragan » qui balaye le Nord de la France dans la journée du 12 novembre 1894.

Qu'en est-il alors des deux périodes non-homogènes observées à Rouen (1884-1909) et Paris (depuis 1922) ? Concernant la station de Rouen, de nombreux déplacements de stations pourraient être concomitants de cette période (triangles rouges, Fig. 2.3). En détails, ces déplacements de stations peuvent être associés à l'utilisation de cinq stations : Ecole Normale (1866-1934), République (rive droite ; 1879-1904), île Lacroix (1888-1899), Narcisse-Cartier (rive gauche ; 1905-1913) et l'Observatoire populaire (1884-1905). L'Ecole Normale et l'île Lacroix, dont les utilisations sont respectivement plus longues et plus courtes que le saut de moyenne d'environ 40 ans et 11 ans ne semblent pas susceptibles d'expliquer la rupture présumée artificielle. Il en est de même de la station Narcisse-Cartier, dont l'utilisation est postérieure au saut de moyenne d'environ 20 ans. Ainsi, une assimilation des stations République et/ou Observatoire populaire dans la construction de la série de précipitations de Rouen semblerait être une meilleure explication. Mais, il reste à comprendre comment une baisse de 122.5 mm.an^{-1} peut être créée artificiellement par l'assimilation d'une ou deux stations distantes de moins d'un kilomètre et élevées au maximum de plus de 30 mètres de l'ensemble des stations utilisables jusqu'en 1968 ; surtout que l'assimilation de la station de Boos après 1968, située sur le plateau (+120m) à ~10 km de la ville ne produit aucune rupture.

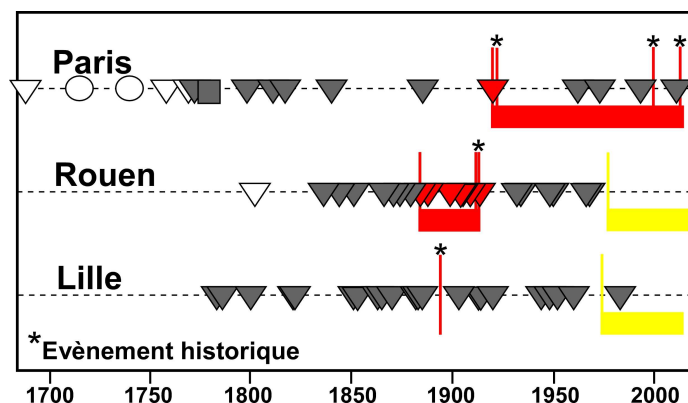


Figure 2.3. Comparaison des sauts de moyenne pluviométrique avec les éventuelles modifications environnementales des stations pluviométriques françaises. Les rectangles représentent les sauts de moyenne homogènes en jaune et non homogène en rouge. Le remplissage gris (blanc) indique des éventuels déplacements de stations (triangle), des changements de pratiques (carré) ou d'observateur (rond) contemporains (non contemporains) des séries pluviométriques. Le remplissage rouge indique une modification environnementale contemporaine d'un saut de moyenne pluviométrique. Les astérisques représentent des années exceptionnelles référencées dans les archives historiques.

La série pluviométrique de Paris a une longue histoire qui débute avec l'intérêt pour la météorologie de l'astronome Phillippe de la Hire (1640-1718) à l'observatoire de Paris. Elle peut donc être sensible à de nombreux déplacements de stations auxquels s'ajoutent des ruptures diverses antérieures à notre série pluviométrique (Slonosky, 2002 ; Fig. 2.3) : des changements d'observateurs en 1714 et 1739 ; un changement de pratiques d'observations en 1775 (de la Hire, 1700 ; Renou, 1885) ; des lacunes dans les séries sur les périodes 1697-1699 et 1755-1769 (Cotte, 1774 ; Garnier, 1974).

Les données GHCN, disponibles depuis 1770, apparaissent potentiellement affectées par cinq déplacements de stations (Fig. 2.3) : i) en 1770, un pluviomètre est installé sur la terrasse de l'observatoire ; ii) en 1811, un autre pluviomètre est installé dans la cour de l'observatoire, mais ses mesures ont été ajustées aux premières (Renou, 1885) ; iii) en 1840, l'ouverture d'une station à l'observatoire de Paris-St-Maur-des-Fossés ; iv) l'ouverture de la station Montsouris en 1886, qui présente une exposition et des valeurs similaires aux deux premières ; v) l'ouverture de la station du Bourget en 1920. L'assimilation de ces dernières mesures apparaît alors la seule explication de la rupture de 1922 (Fig. 2.3). Néanmoins, de nombreuses études montrent qu'un îlot urbain, tel que celui de Paris, est associé à une circulation convective des masses d'air donc à un renforcement de l'intensité des averses (e.g. Duchêne-Marullaz, 1980 ; Cantat, 2004). Il n'est donc pas évident d'expliquer un saut positif de la moyenne des précipitations par l'assimilation d'une station extérieure à l'îlot Parisien. Finalement, compte tenu de l'ensemble de ces données et en accord avec quelques études antérieures (e.g. Thompson, 1999 ; Slonosky, 2002 ; Thompson & Clark, 2008), nous considérerons les stations pluviométriques du Nord de la France comme globalement homogènes.

2.2. Tendances vs variabilité

2.2.1. Analyse des tendances

Premièrement, nous avons testé l'existence d'une tendance par le test de Mann-Kendall (Tab. 2.1). Les chroniques de précipitations utilisées présentant des longueurs très variables, les tests de Mann-Kendall ont été appliqués aux séries annuelles complètes puis sur une période commune (depuis 1845). L'absence de corrélations internes aux séries a été évaluée par la fonction d'autocorrélation : les coefficients d'autocorrélation au lag-1 sont inférieurs à 0.14 (statistiquement non significatif au niveau de confiance 95%) à l'exception de Rouen et des indices de température (coefficients d'autocorrélation au lag-1 inférieurs à 0.4 et statistiquement significatifs).

Mann-Kendall test		
Stations	Globale	Depuis 1845
Précipitations	<i>Tau (2-sided pvalue)</i>	
Kew-Garden	-0.03 (0.4)	-8.4e-4 (0.99)
Podehole	8.6e-4 (0.98)	0.01 (0.79)
Oxford	0.04 (0.3)	-6.6e-3 (0.9)
Mansfield	0.05 (0.33)	0.05 (0.34)
Paris	0.11 (0.01)	0.14 (0.01)
Lille	0.09 (0.03)	0.09 (0.07)
Rouen	0.22 (2.1e-5)	X
Température		
Paris index	0.15 (3.5e-5)	
CET index	0.27 (<2.2e-16)	

Table 2.1. Test de tendance de Mann-Kendall appliqué aux séries annuelles de précipitations et températures. Le test est appliqué sur les séries pluviométriques complètes (globale) et la période commune (depuis 1845). Rappel : H_0 =absence de tendance.

En accord avec de nombreuses études antérieures (e.g. Nicholls *et al.*, 1996 ; Onate & Pou, 1996 ; Luterbacher *et al.*, 2004 ; Xoplaki *et al.*, 2005), une tendance à l'augmentation des températures est détectée sur les indices du centre de l'Angleterre (CET) et de la région Parisienne depuis le XVII^e siècle (i.e. forte valeur de *tau* et faible *p-value* ; Tab.2.1). De plus,

une tendance similaire, bien que de moindre ampleur, est détectée sur les précipitations du Nord de la France (Tab. 2.1). Ce résultat s'inscrit directement dans la tendance à l'augmentation des précipitations des hautes latitudes européennes observée au XX^e siècle (Dai *et al.*, 1997 ; Hulme *et al.*, 1998). On observe le contraire pour les séries anglaises de précipitations qui, depuis le XVII^e siècle, ne présentent aucune tendance significative (*i.e.* faible valeur de *tau* et forte *p-value* ; Tab.2.1).

L'évolution des tendances de température observée depuis le XVII^e siècle et reconstruite jusqu'à 1500 AD est donnée sur la figure 2.4. Les observations en Angleterre et en région parisienne sont quasi-similaires et s'accordent aux variations globales de température sur le secteur Européen depuis 1500 (Fig. 2.4). Les deux séries présentent une tendance positive (plus chaude) depuis le début du XX^e (en Angleterre depuis 1904 et à Paris depuis 1918 ; courbe noire, Fig.2.4). Avant le XX^e siècle, outre une tendance essentiellement négative, l'application du lissage à 50 ans montre une alternance de périodes anormalement chaudes ou froides (Fig. 2.4). Par opposition à l'anomalie chaude du XX^e siècle, l'optimum froid du Petit Age Glaciaire (LIA : période froide entre le XVI^e et XIX^e siècle) est clairement évident sur l'ensemble des séries entre 1650-1710 (Fig. 2.4). Nous noterons, néanmoins, que le LIA s'étend sur une période beaucoup plus longue, approximativement entre 1550 (*i.e.* après l'Anomalie Climatique Médiévale [MCA] ; Lamb, 1965 ; Grove, 2001) et 1850 (Mann, 2003 ; Fig. 2.4).

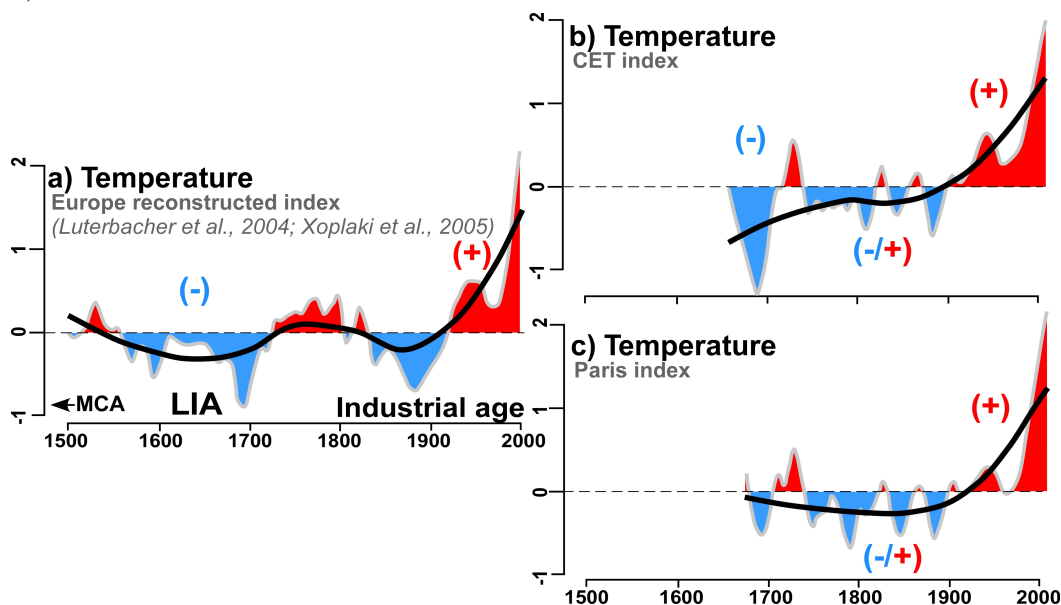


Figure 2.4. Evolution de la température moyenne observée et reconstruite en Europe depuis le XVI^e siècle. (a) Indice de température (°C) reconstruit par Luterbacher *et al.* (2004) et Xoplaki *et al.* (2005) sur la région Européenne (35-75°N, 30°W-50°E). (b) Indice CET. (c) Indice de Paris. Les courbes noires et les courbes grises représentent, respectivement, la tendance générale (pondérée suivant la chronique la plus courte : 333ans) et le lissage à 50 ans. Le remplissage rouge (bleu) indique une période chaude (froide).

L'interprétation de la persistance des anomalies doit être effectuée avec précaution. En effet, suivant la méthodologie de lissage LOESS (un filtre passe-haut), la puissance relative d'une échelle de variabilité donnée, par exemple, ici, l'échelle multi-décennale (>30 ans) peut être exacerbée (minorée) sur une chronique plus longue (courte) puisqu'un plus grand (petit)

nombre de cycles est considéré. Ceci semblerait être le cas sur l'indice de température reconstruit (Fig. 2.4). Néanmoins, il est important de noter que la distribution temporelle de ces périodes ne semble pas aléatoire (Fig. 2.4). L'indice reconstruit présente de larges anomalies de température, très proches des variations de la tendance, et rappelant fortement l'évolution de l'AMO (Fig. 2.4 ; cf. Sect. I.2.2.1). Par ailleurs, en Angleterre et à Paris, la période transitoire (LIA-ère industrielle) est marquée par une succession d'anomalies de plus courtes durées (Fig. 2.4).

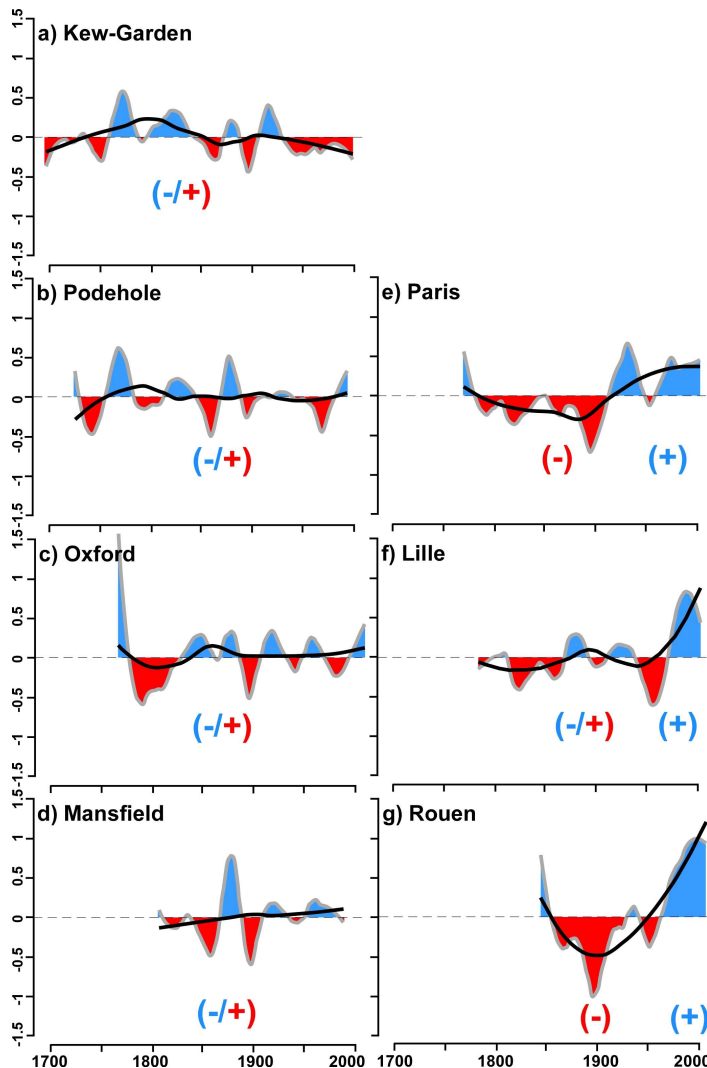


Figure 2.5. Evolution des cumuls mensuels de précipitations observés en Angleterre et au Nord de la France depuis 1697. (a-d) précipitations centrées réduites (mm.mois^{-1}) en Angleterre (Kew-Garden, Podehole, Oxford, Mansfield). (e-g) idem pour le Nord de la France (Paris, Lille, Rouen). Les courbes noires et les courbes grises représentent, respectivement, la tendance générale (pondérée suivant la chronique la plus courte : 164 ans) et le lissage à 50 ans. Le remplissage bleu (rouge) indique une période humide (sèche).

Concernant les précipitations en Angleterre, en accord avec les résultats du test de Mann-Kendall (Tab.2.1), l'évolution de la tendance générale est quasi-nulle depuis le début du XVIII^e siècle (Fig. 2.5a-d). Par ailleurs, avant la seconde moitié du XX^e siècle, le lissage à 50 ans montre une certaine structuration temporelle marquée par une alternance d'anomalies humides et sèches (Fig. 2.5a-d). Au contraire, l'évolution de la tendance générale des précipitations au Nord de la France est nettement plus marquée (Fig. 2.5e-g), et significative selon le test de Mann-Kendall (Tab. 2.1). Cette tendance est à l'augmentation depuis le début du XX^e siècle à Paris et Rouen, et à la fin de ce dernier à Lille (Fig. 2.5e-g). De plus, le lissage à 50 ans montre des fluctuations plus particulièrement marquées depuis le milieu du XIX^e siècle à Paris et Rouen, et depuis 1930 à Lille (Fig. 2.5e-g).

Par ailleurs, le champ de précipitations sur la région européenne est disponible à haute résolution ($0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$) jusqu'à 1500 AD (Pauling *et al.*, 2006). Ainsi, à titre comparatif, nous avons appliqué la même méthode de lissage aux indices régionalisés reconstruits de précipitations en Angleterre et en France (Fig. 2.6). Cependant, en raison du fort contraste régional observé sur la figure 2.5, la disponibilité des observations anglaises et françaises peut modifier les résultats du modèle à l'échelle régionale, donc la tendance de nos indices. Par exemple, l'évolution des précipitations des deux régions est presque identique avant 1650, *i.e.* lorsque le modèle est purement guidé par les archives documentaires et les Proxy naturels (Pauling *et al.*, 2006 ; Fig. 2.6).

Une tendance négative des précipitations est présente sur l'ensemble du LIA (Angleterre/France : 1593/1603-1885/1905). Réciproquement, une tendance positive est détectée sur la période de transition vers le MCA et le XX^e siècle (Fig. 2.6). Ces observations sont en accord avec la tendance observée des précipitations au Nord de la France, au contraire des observations en Angleterre (Fig. 2.5). – *Est-ce une surestimation de la variabilité multi-décennale dans le champ reconstruit qui permet d'observer cette tendance? Ou, s'agit-il d'un manque de représentativité du champ à cette échelle spatiale ?*–

D'autre part, le lissage à 50 ans montre une certaine structuration dans le temps marquée par une alternance d'anomalies humides et sèches (Fig. 2.6). En accord avec les observations (Fig. 2.5), cette succession d'anomalies humides et sèches apparaît plus prononcée en Angleterre au XVIII^e siècle et sur la période 1780-1930 (Fig. 2.6). En France, le lissage à 50ans montre des fluctuations progressivement plus marquées depuis 1850 sur les observations et la reconstruction (Figs. 2.5-6).

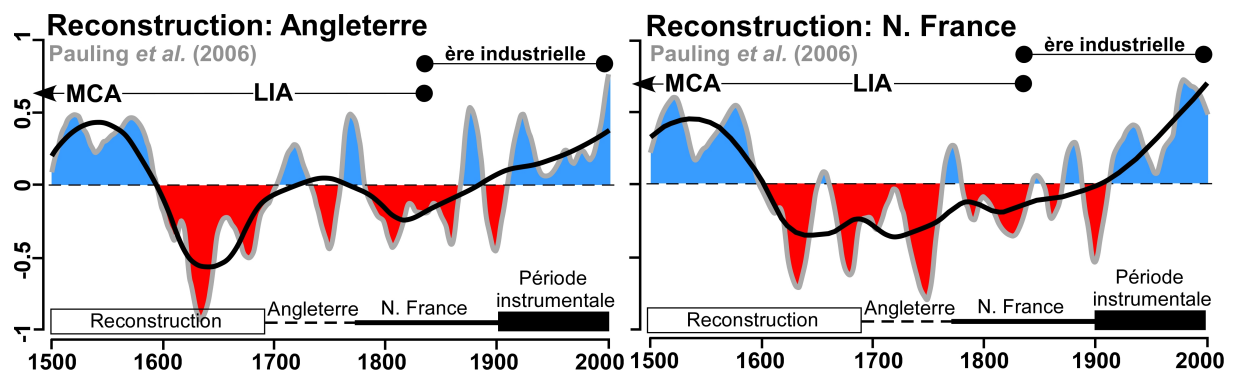


Figure 2.6. Evolution des cumuls mensuels de précipitations reconstruites en Angleterre et au Nord de la France depuis 1500 AD. A gauche. Indice régionalisé des précipitations (mm.saison^{-1}) reconstruites en Angleterre ($51.5\text{-}53^{\circ}\text{N}$, $1.5\text{-}0^{\circ}\text{W}$; Pauling *et al.*, 2006). A droite. Idem pour le Nord de la France ($47.5\text{-}50.5^{\circ}\text{N}$, $1\text{-}4^{\circ}\text{E}$; Pauling *et al.*, 2006). Les courbes noires et les courbes grises représentent, respectivement, la tendance générale (pondérée suivant la chronique la plus courte : 164 ans) et le lissage à 50 ans. Le remplissage bleu (rouge) indique une période humide (sèche).

Ainsi, si les tendances de température sont similaires en Angleterre et au Nord de la France, les précipitations présentent un fort contraste de part et d'autre de la Manche. Un paradoxe qui s'accorde avec les observations de Wales-Smith (1973) notant une disparité entre les années excessivement humides à Paris et Londres au XVIII^e comme au XX^e siècle. De plus, les changements observés sur les indices de température pourraient s'accorder aux

changements observés sur les précipitations du Nord de la France, au contraire des précipitations anglaises. Par ailleurs, les résultats du lissage à 50 ans montrent l'existence de fluctuations basse-fréquences bien structurées et localisées dans le temps.

2.2.2. Détection des échelles de variabilité

Cette section a pour objectif d'identifier les différentes échelles de variabilité dans les températures et les précipitations de l'Angleterre et du Nord de la France. La transformée en ondelettes continue (CWT) a été appliquée aux plus longues séries observées pour la température (CET) et les précipitations (Kew-Garden et Paris) (Fig. 2.7a, c, e). Cette procédure a été appliquée à l'ensemble des données sélectionnées afin d'identifier les échelles de variabilité communes, puis résumée par le calcul du spectre global (indice reconstruit compris ; Fig. 2.7b, d, f).

L'application de la CWT à la température, ici représenté par l'indice CET, **révèle plusieurs échelles de variabilité dominantes** (Fig. 2.7a) : deux modes multi-décennaux à 50-120 ans (ou 40-90 ans après 1900) et 30-50 ans, une échelle inter-décennale à 16-30 ans, et des modes quasi-décennaux à interannuels de moindre importance. Ces échelles de variabilité, en partie identifiées dans Plaut *et al.* (1995), sont communes à l'indice de température de Paris et la reconstruction de température globale de l'Europe (Fig. 2.7b). Nous notons toutefois quelques différences (Fig. 2.7b) : la variabilité 50-120 ans (40-90 ans) est centrée sur l'échelle 40-80 ans, et, par conséquent la variabilité 30-50 ans est peu visible.

Différentes échelles de variabilité sont également identifiées dans les précipitations anglaises et françaises, la CWT révèle différentes échelles de variabilité dominantes (Fig. 2.7c-f). En Angleterre (ici Kew-Garden), la CWT révèle trois échelles de variabilité dominantes (Fig. 2.7c) : un mode multi-décennal à 30-60 ans (deux pics de variance localisés différemment dans le temps : entre 1850-1950 à 36 ans, et entre 1700-1800 à 50 ans), une échelle quasi-décennale à 9-16 ans et un mode interannuel à 4-8 ans. Ces trois échelles sont communes à l'ensemble des observations et de la reconstruction des précipitations anglaises (Fig. 2.7d). Toutefois, certains artefacts sont présents à l'échelle multi-décennale (30-60 ans ; Fig. 2.7d) : i) le pic de variance à 36 ans (50 ans) est plus prononcé (absent) à Mansfield en raison de la longueur de la chronique (1807-1989) ; ii) à Oxford, la détection d'une échelle de variabilité à 70-100 ans pourrait être liée à la concomitance du pic de variance entre 1700-1800 avec le début des observations en 1767. En France (ici Paris), quatre échelles de variabilité dominantes sont détectées dans les précipitations (Fig. 2.7e) : un mode multi-décennal à 50-80 ans, un mode inter-décennal à 16-23 ans, un mode quasi-décennal à 9-16 ans et un mode interannuel à 4-8 ans. De plus, ces échelles sont communes à l'ensemble des observations et à l'indice reconstruit de précipitations au Nord de la France, bien que ce dernier présente un décalage du mode 50-80 ans vers un mode 40-70 ans (Fig. 2.7f). Par ailleurs, les échelles inter-décennale à interannuelle ont également été identifiées dans un certain nombre d'études hydrologiques au Nord de la France et en Angleterre sur une période plus courte (Massei *et al.*, 2007, 2010 ; Slimani *et al.*, 2009 ; Holman *et al.*, 2011).

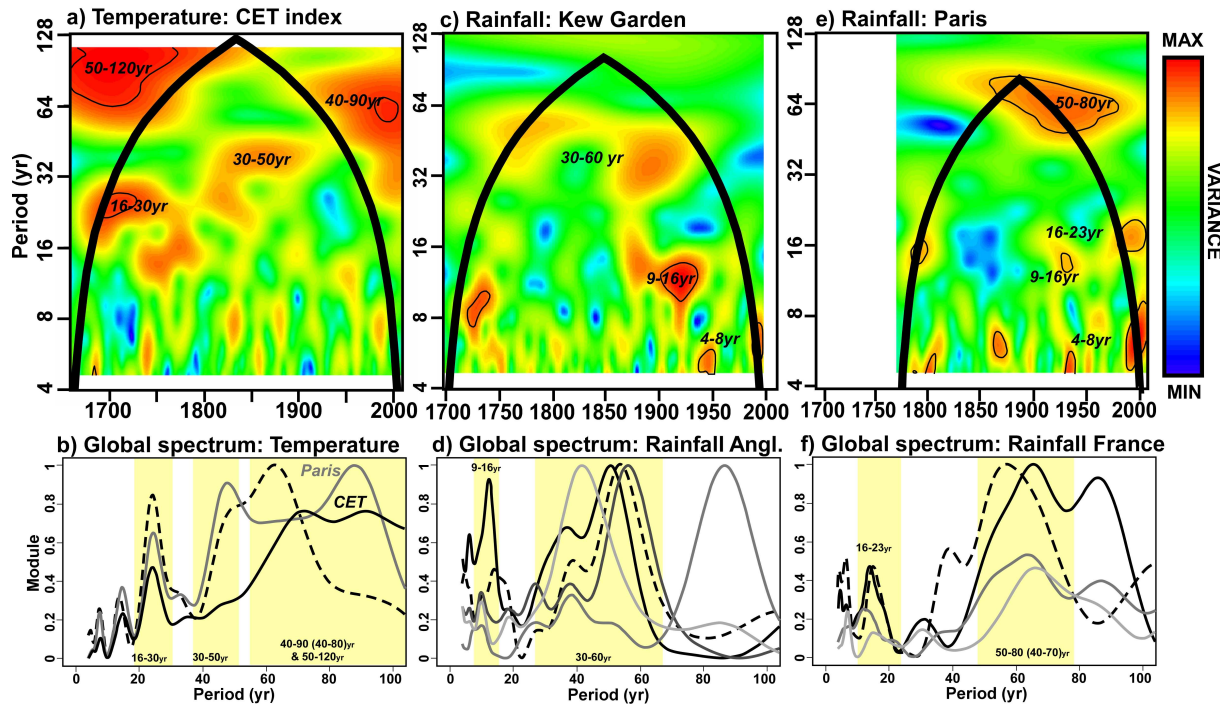


Figure 2.7. Détection des échelles de variabilité dominantes en fonction du temps dans la température et les précipitations en Angleterre et au Nord de la France. En haut. CWT appliquées aux températures moyennes et aux cumuls de précipitations des plus longues séries observées en Angleterre et au Nord de la France (a : CET index ; c : Kew-Garden ; e Paris). Les contours fins indiquent les bandes spectrales significatives au seuil de 90% (5000 simulations Monte-Carlo d'un signal de même propriété autorégressive). Le trait gras représente le cône d'influence i.e. la zone non affectée par les problèmes de zero-padding. En bas. Spectre en ondelettes globales appliqué à l'ensemble des séries observées (lignes continues noires à grises) et reconstruites (tirets noirs) de températures (b) et précipitations (d : Angleterre ; f : France).

NB : le climat régional du NW de l'Europe présente de nombreuses échelles de variabilité multi-décennale à interannuelle. Comme nous l'avons déjà mentionné dans la section II.1.2.1, disposant à la fois des premières mesures de températures et précipitations du NW Europe et d'une base importante d'indices reconstruits, nous avons choisi de centrer nos recherches sur les variabilités multi- et inter-décennale dont l'étude était jusqu'à présente limitée au seul XX^e siècle. Mais surtout, cette large échelle de temps permet d'étudier d'éventuelles modifications climatiques régionales entre le LIA (minimum d'activité solaire et de concentration en gaz à effet de serre) et la période récente (totalement opposée). Néanmoins, les échelles de variabilité mises en jeu depuis 1950 dans le bassin versant de la Seine, i.e. échelles inter-décennale, quasi-décennale et interannuelle ont fait l'objet d'une étude préliminaire qui ne sera pas présentée dans ce manuscrit, mais a été publiée dans Comptes Rendus Géoscience (Fritier *et al.*, 2012 ; Annexe 1) : « *Link between NAO fluctuations and interannual variability of winter-months precipitation in Seine River Watershed (north-western France)* ».

De multiples phases de renforcement et d'affaiblissement des variabilités multi- et inter-décennale sont également détectées au cours du temps, mais ne peuvent, techniquement, être comparées d'une station à une autre à partir de la CWT (*cf.* Sect II.3.1.3). Pour cela, ces échelles de variabilité ont été **reconstruites sur une base orthogonale par FFT inverse** pour les températures et précipitations en Angleterre et au Nord de la France (Fig. 2.8). De plus,

cette procédure permet également d'évaluer le déphasage entre les stations d'une même région et l'existence d'échelles de co-variabilités non dominantes dans l'une des deux régions.

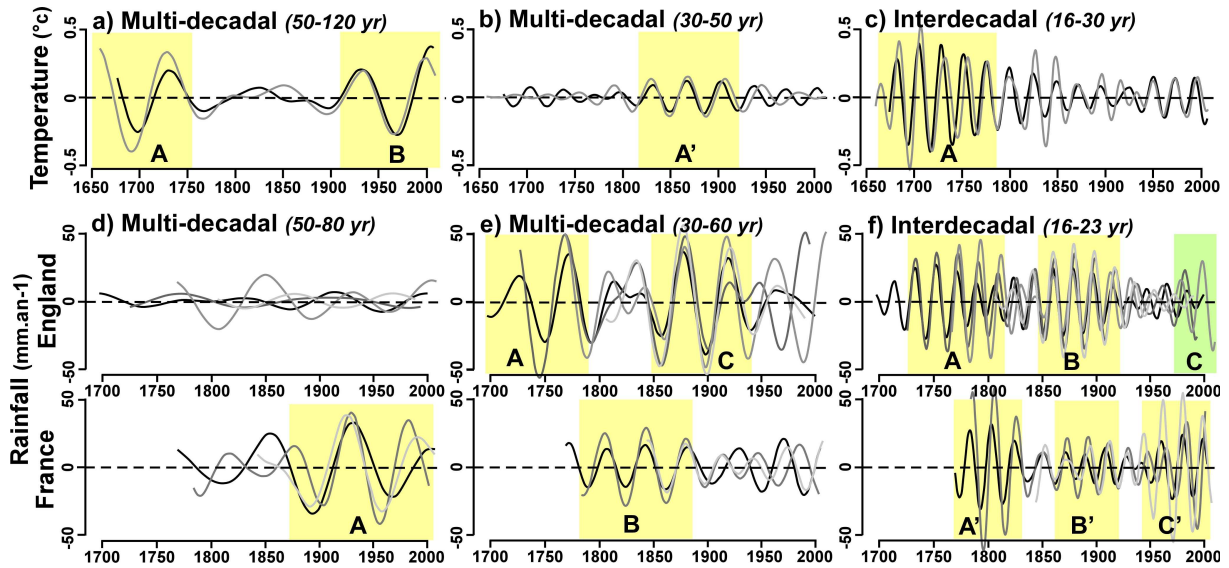


Figure 2.8. Reconstruction par FFT inverse des modes de variabilité dominants des températures et précipitations en Angleterre et au Nord de la France. (a-c) Reconstruction des variabilités multi-décennales (50-120 ans et 30-50 ans) et inter-décennale (16-30 ans) des indices homogènes de températures ($^{\circ}\text{C}$) en Angleterre (courbes grises) et en France (courbes noires). (d-f) Idem pour les précipitations (mm.an^{-1}) en Angleterre (en haut, courbes noires à grises claires: Kew-garden, Podeshole, Oxford, Mansfield) et au N. de la France (en bas, courbes noires à grises claires: Paris, Lille, Rouen). Une numérotation alphabétique met en évidence les phases de renforcement d'une variabilité donnée (jaune: renforcement commun à l'ensemble des stations pluviométriques ; vert : renforcement observé sur quelques stations pluviométriques).

Après reconstruction des échelles multi- et inter-décennale (50-120 ans, 30-50 ans et 16-30 ans), nous observons que l'ensemble des modes de variabilité de températures en Angleterre (CET index) et à Paris co-fluctuent au cours du temps avec un déphasage presque nul (Fig. 2.8a-c). Avant 1800, les modes de variabilité multi-décennaux (50-120 ans) et inter-décennaux (16-30 ans) sont renforcés (phase A ; en jaune sur la Fig. 2.8a, c). Au XIX^e siècle, on observe un renforcement de l'échelle multi-décennale (30-50 ans ; phase A' ; Fig. 2.8b). Puis, au XX^e siècle, le mode de variabilité multi-décennal se renforce de nouveau (50-120 ans ou 40-90 ans en Angleterre ; phase B, Fig. 2.8a).

Concernant les précipitations, les fluctuations de puissance des échelles de variabilité multi- (50-80 ans et 30-60 ans) et inter-décennale (16-23 ans) présentent un déphasage quasi-nul pour l'ensemble des stations d'une même région, et parfois, de régions différentes (Fig. 2.8d-f). Ainsi, la variabilité multi-décennale (50-80 ans) des précipitations se renforce significativement à la fin du XIX^e siècle au Nord de la France (phase A ; Figs. 2.7e-f, 2.8d), mais, bien que détectée à Kew-Garden et Podeshole, reste non significative en Angleterre (en considérant l'ensemble de l'année). La variabilité multi-décennale (30-60ans), exprimée en Angleterre sur la CWT (Fig. 2.7c-d), apparaît également au Nord de la France (Fig. 2.8e). Cependant, la puissance de cette variabilité (30-60 ans), fluctue au cours du temps de manière différente en Angleterre et au Nord de la France (Fig. 2.8e) : en Angleterre, cette variabilité est plus forte lors des périodes 1740-1800 et 1850-1950 (phase A et C) ; en France, cette variabilité est plus puissante sur la période 1780-1870 (phase B). La variabilité inter-

décennale des précipitations (16-23 ans), significative au Nord de la France (Fig. 2.7e-f), est également détectée en Angleterre et présente les mêmes fluctuations de puissance au cours du temps (Fig. 2.8f). Trois phases de renforcement de la variabilité sont détectées (Fig. 2.8f) : la période 1730-1820 (phase A-A') ; la période 1850-1920 (phase B-B', probablement liée aux fluctuations significatives de la variabilité 9-16 ans) ; la période post-1940/50 (phase C'), uniquement observée en Angleterre à Podeshole et Oxford (phase C, en vert).

Ces phases de renforcement sont-elles toujours significatives en considérant une période plus longue, telle que celle décrite par les indices reconstruits de température et précipitations ? Concernant les températures, les phases de renforcement A' (XIX^e siècle) et B (XX^e siècle) des variabilités multi-décennales (à 30-40 et 40-80 ans dans la reconstruction) sont correctement reproduites, et sont significatives même en considérant les cinq derniers siècles (Fig. 2.9a). Au contraire, lors de la phase A (1650-1800), le renforcement de la variabilité multi-décennale (ici à 40-80 ans) n'est plus significatif (voir quasi-absente) en considérant la période de transition vers le MCA (Anomalie Climatique Médiévale), au contraire du renforcement de la variabilité inter-décennale (16-30 ans ; Fig. 2.9a).

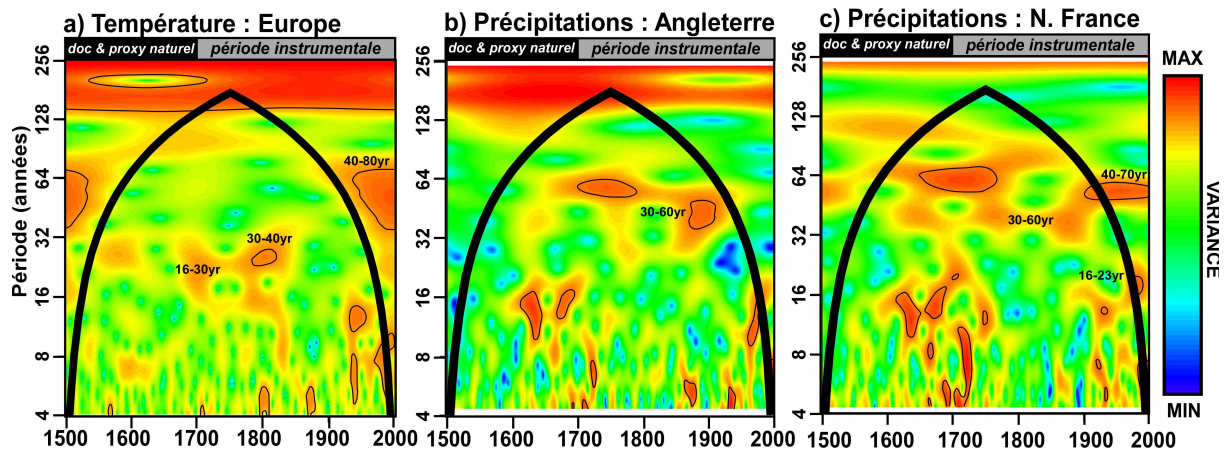


Figure 2.9. Détection des échelles de variabilité dominantes en fonction du temps dans la température et les précipitations reconstruites en Angleterre et au Nord de la France depuis 1500 AD. (a) CWT appliquées à la température globale reconstruite de l'Europe (35-75°N, 30°W-50°E; Luterbacher et al., 2004 ; Xoplaki et al., 2005). (b-c) idem pour les cumuls de précipitations reconstruits en Angleterre (51.5-53°N, 1.5-0°W; Pauling et al., 2006) et au Nord de la France (47.5-50.5°N, 1-4°E ; Pauling et al., 2006). Les contours fins indiquent les bandes spectrales significatives au seuil de 90% (5000 simulations Monte-Carlo d'un signal de même propriété autorégressive). Le trait gras représente le cône d'influence i.e. la zone non affectée par les problèmes de zero-padding.

Pour les précipitations, le renforcement de la variabilité 50-80 ans (à 40-70 ans dans la reconstruction) observé au Nord de la France lors de la phase A (fin du XIX^e siècle) reste significative même sur l'indice reconstruit depuis 1500 (Fig. 2.9c). Sur l'échelle 30-60 ans, les phases A et C (1740-1800 et 1850-1950), observées en Angleterre, apparaissent significatives (Fig. 2.9b) ; à l'inverse la phase B (1780-1870), observée au Nord de la France, semble reconstruite mais reste non significative (Fig. 2.9c). L'échelle inter-décennale est difficile à discerner sur les indices reconstruits. Néanmoins, la phase C-C' (post-1940/50) semblent significatives sur les indices reconstruits de précipitations en Angleterre (phase B : non significative) et au Nord de la France (Fig. 2.9b-c).

3. Relations avec les indices AMOr et NAOr

3.1. AMOr/NAOr vs température

Concernant les relations entre la température et l'indice AMO reconstruit (AMOr ; Gray *et al.*, 2004), sur le mode 50-120 (40-90) ans, deux phases ont été observées (A : avant 1800 ; B : XX^e siècle ; Figs. 2.7a, 8a). Ces deux phases de renforcement de la variabilité multi-décennale sont cohérentes avec l'indice AMOr (Fig. 3.1a-b). De plus, lors de la phase A, la variabilité de la température est en opposition de phase avec l'indice AMOr (*i.e.* SSTs Atlantique Nord plus chaudes associées aux températures plus froides en Angleterre et au Nord de la France ; Fig. 3.1a-b). A l'inverse, lors de la phase B, c'est-à-dire depuis 1900, la température et l'indice AMOr sont en phase (*i.e.* SSTs de l'Atlantique Nord plus chaudes associées aux températures plus chaudes en Angleterre et au Nord de la France ; Fig. 3.1a-b).

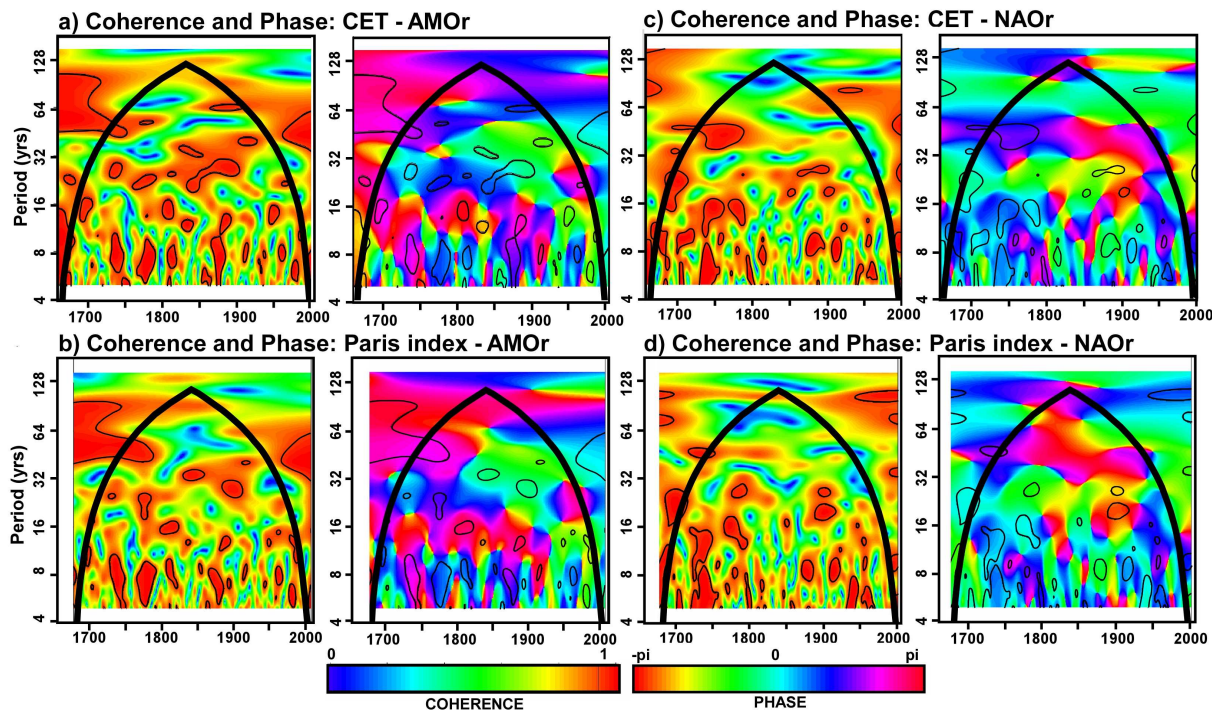


Figure 3.1. Détection de co-oscillations entre les indices AMOr/NAOr et la température de l'Angleterre centrale et de Paris en fonction du temps. (a-b) Cohérence et phase en ondelettes appliquée aux indices de température de l'Angleterre (CET index) et du Nord de la France (Paris index) avec l'indice AMOr (Gray *et al.*, 2004). (c-d) *idem* avec l'indice NAOr (Luterbacher *et al.*, 1999). Les contours fins indiquent les échelles de co-variabilité significatives au seuil de 90% (valeur critique=0.904). Le trait gras représente le cône d'influence, *i.e.* la zone non affectée par les problèmes de zero-padding.

D'autre part, la transition entre ces deux phases (XIX^e siècle) est marquée par un renforcement de la variabilité multi-décennale (30-50 ans), cohérente et en phase avec l'indice AMOr (Fig. 3.1a-b). A l'échelle inter-décennale, la température et l'indice AMOr sont ponctuellement cohérents, néanmoins un changement de phase (en opposition de phase puis en phase) est détecté au début du XX^e siècle (Fig. 3.1a-b).

La cohérence entre la température et l'indice NAOr reconstruit (NAOr ; Luterbacher *et al.*, 1999) s'observe principalement de l'échelle inter-décennale (mode 16-36 ans) à interannuelle, et apparaît le plus souvent en phase (*i.e.* un régime NAO+ serait associé à des températures

plus chaudes ; Fig. 3.1c-d). Cependant, à l'exception de l'échelle inter-décennale, ces gammes de variabilité n'apparaissent pas significatives sur la CWT, au moins sur une année complète (Fig. 2.7a) ; le poids statistique des fluctuations de la NAO sur les variations de température du NW Europe serait donc faible.

Par ailleurs, les spectres globaux de cohérence et phase en ondelettes ont été générés pour évaluer les poids respectifs de l'AMOr et la NAOOr sur la température de l'Angleterre et du Nord de la France en fonction du niveau d'échelle considérée (Fig. 3.2). Ainsi, la cohérence avec l'AMOr domine à l'échelle multi-décennale (Fig. 3.2). Au contraire, de l'échelle interannuelle à inter-décennale, le niveau de cohérence des échelles de co-variabilité est du même ordre pour l'AMOr et la NAOOr (Fig. 3.2). En toute logique, l'AMO domine donc les fluctuations de température du NW de l'Europe (ici Angleterre et Nord de la France).

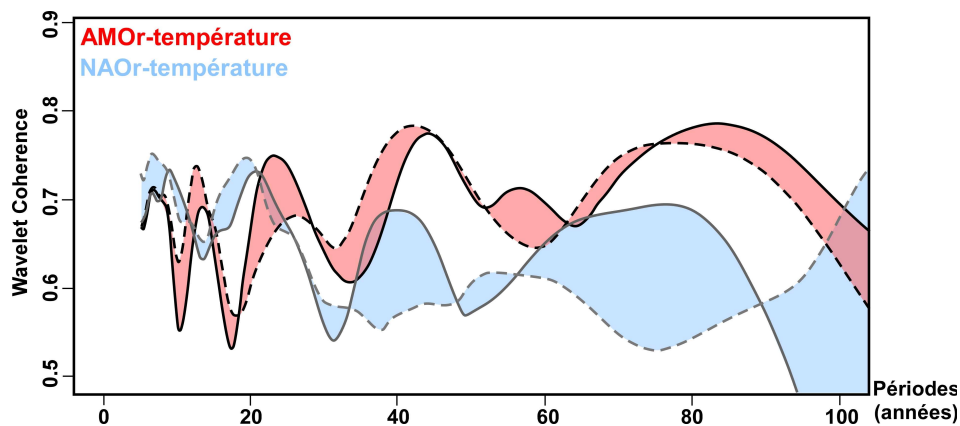


Figure 3.2. Comparaison des spectres globaux de cohérence en ondelettes appliqués entre les indices AMOr/NAOr et la température de l'Angleterre centrale et de Paris. La ligne continue (discontinue) indiquent l'échelle des relations entre le CET index (Paris index) et les indices AMOr (en rouge) et NAOOr (en bleu).

Pourquoi un changement de phase dans cette co-oscillation statistique entre le XVIII^e et le XX^e siècle ? Ce déphasage est malheureusement détecté avant la période instrumentale. Ainsi, en l'absence d'une couverture spatiale importante de reconstruction des SSTs Nord-Atlantique ou encore d'autres indicateurs (e.g. salinité, vitesse des courants), son étude reste limitée. De plus, l'AMOr n'est disponible qu'au pas de temps annuel (Gray *et al.*, 2004). Cependant, ce changement de phase semble se dessiner sur la quasi-totalité des séries pluriséculaires de température en Europe (issues de la base de données GHCN-V2, cf. Sect. II.2.1.1; non montrées) : Edimbourg (1764-2000), De Bilt (1705-2010), Copenhague (1798-2010), Trondheim (1761-1981), Munich (1781-1999), Berlin (1756-2010), Stockholm (1756-2008), Milan (1763-2008), Genève (1753-2010), Vienne (1775-2010), Prague (1753-2010).

Au vu de certains travaux antérieurs, ce changement de phase pourrait être en lien avec un changement à long-terme de la circulation océanique entre le LIA et la période actuelle. En ce sens, van der Schrier & Weber (2009) détectent un décalage vers le Nord du système du Gulf Stream, et/ou un volume de chaleur transporté vers l'Europe plus important (même un léger décalage pourrait entraîner une augmentation d'environ 2.5°C). Par ailleurs, Sedlacek & Mysak (2009a) montrent : i) un forçage radiatif quasi-exclusif sur la chaleur de l'Océan après

1700, tandis que le cisaillement du vent réduit les pertes de chaleurs avant 1700 ; ii) un niveau de salinité plus bas sur l'océan Arctique durant le LIA, probablement causé par des changements d'épaisseur des glaces océaniques (Sedlacek & Mysak, 2009b).

Cependant, il est également probable que ces changements à long-terme se traduisent par un changement de l'aspect saisonnier de la connexion AMO/température du NW Europe. Ainsi, nous avons testé, sur la période instrumentale, la stabilité de la corrélation saisonnière entre l'AMO et la température du NW Europe (Fig. 3.2).

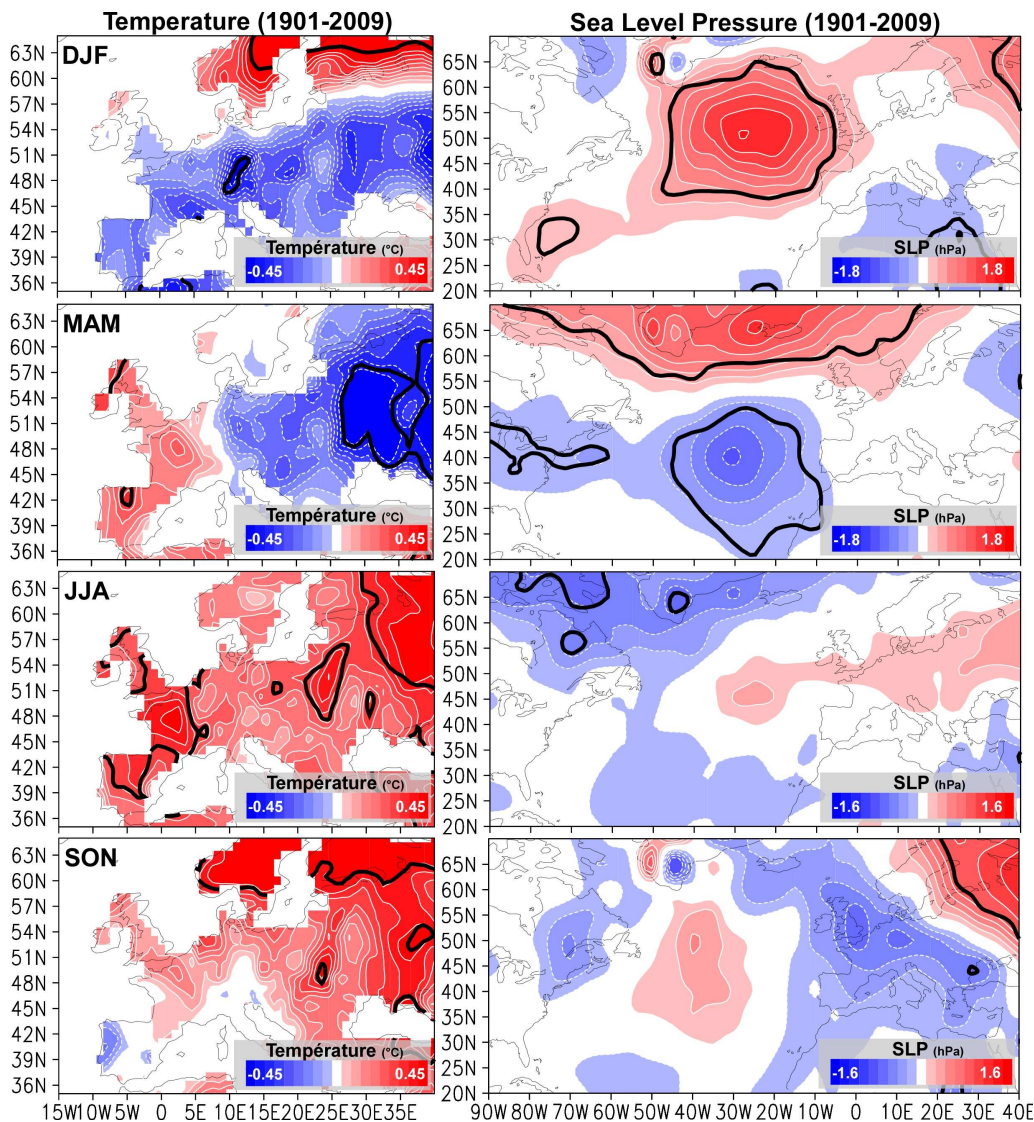


Figure 3.3. Evolution saisonnière des températures continentales et des SLPs dans le secteur Nord-Atlantique/Europe répondant aux anomalies positives de l'AMO. A gauche : champs composites saisonniers (de haut en bas : DJF, MAM, JJA, SON) des températures (contours 0,5°C) associés à une anomalie positive ($1 < \text{AMO} < 2$) de l'indice AMO (van Oldenborg et al., 2009) depuis 1901. A droite : idem pour les SLPs (contours 0,3 hPa; HadSLP2r; Allan & Ansell, 2006). Les contours noirs indiquent les valeurs significatives au niveau 90% ($p\text{-value} < 10\%$; 5000 simulations Monte-Carlo d'un bruit blanc).

Premièrement, en accord avec les observations de Parker & Horton (2005) et les simulations de Knight *et al.* (2006), la corrélation entre l'AMO et la température du NW de l'Europe est significative uniquement pendant l'été (JJA ; Fig. 3.3). Deuxièmement, toujours en accord avec ces travaux, cette relation est inversée en hiver (DJF ; Fig. 3.3), où, selon Sutton & Dong

(2012), elle apparaît significative depuis 1990. Il n'est donc pas exclu qu'au cours du LIA, période de minimum d'activité solaire, la connexion d'hiver soit plus forte et soit dominante au cours de l'année, au moins aux échelles multi- et inter-décennale.

Selon ces études, une phase positive de l'AMO est associée au renforcement d'une anomalie dépressionnaire sur l'Europe, plus intense en hiver mais plus répandue en été. Or, ces études discutent peu d'une association, entre décembre et mai (DJF et MAM), avec un dipôle Nord-Sud similaire au régime NAO- ou EA- (régime NAO décalé vers le SE en hiver ; Fig. 3.3) - *qui est pourtant évidente dans Knigh et al. (2006)*-. Ainsi, selon nous la température du NW Europe est significative : i) lorsqu'une anomalie dépressionnaire est repoussée à l'Ouest du bassin Atlantique ; et surtout, ii) lorsque la relation avec la circulation atmosphérique (SLP) est minimale, voir moins organisée. Ainsi, un changement à long-terme de l'aspect saisonnier de la connexion AMO/température du NW Europe (JJA vers DJF) impliquerait un renforcement du lien avec la circulation atmosphérique de type NAO ou EA au LIA, ce qui s'accorde avec le forçage accru du cisaillement des vents sur le contenu en chaleur de l'Atlantique Nord à la même période (Sedlacek & Mysak, 2009a).

3.2. AMO/NAO vs précipitations

3.2.1. AMO vs précipitations

Les échelles de co-variabilité entre l'indice AMOr et les précipitations ont été identifiées à l'aide de la cohérence et phase par ondelettes (Fig. 3.4). A l'échelle multi-décennale, le renforcement significatif du mode 50-80 ans depuis la fin du XIX^e siècle (phase A, Figs. 2.7c, 2.8d) apparaît cohérent avec l'indice AMOr, mais avec un retard positif en quadrature de phase (*i.e.* la variabilité des précipitations précède d'environ 30 ans la variabilité de l'AMO ; Fig. 3.4e-g). Cette relation statistique paraît donc bien difficile à comprendre, puisqu'il pourrait, éventuellement, s'agir d'une rétroaction positive des variations de précipitations au travers d'une variation des apports d'eaux douces vers l'océan Atlantique Nord.

Concernant la variabilité 30-60 ans, les trois phases de renforcement (A : 1740-1800 en Angleterre, B : 1780-1870 en France, C : 1850-1950 en Angleterre ; Fig. 2.8e) sont cohérentes et en opposition de phase avec l'indice AMOr (*i.e.* plus de précipitations lorsque les SSTs Atlantique Nord plus froides ; Fig. 3.4). Néanmoins, nous noterons que le niveau de cohérence est variable d'une station à une autre et peut être non significatif comme à Lille lors de la phase B (Fig. 3.4). Par ailleurs, la phase associée à cette échelle de co-variabilité s'oppose à la connexion moyenne annuelle (Fig. 1.8a, d) et estivale (Sutton & Hodson, 2005 ; Knight *et al.*, 2006) observée au NW Europe, montrant une relation en phase avec une anomalie dépressionnaire de large amplitude. Cependant, comme l'illustre la figure 3.3, ces dernières études discutent très peu de l'association avec un régime proche des patterns NAO- ou EA- pendant les mois d'hiver (DJF et MAM), qui tendrait, logiquement, à inverser la téléconnexion (Figs. 1.5, 1.7). Cette situation semblerait se renforcer depuis le début de la dernière phase chaude de l'AMO (depuis 1990 selon Sutton & Dong, 2012).

A l'échelle inter-décennale (16-23 ans), lors de la phase B-B' (1850-1920), une cohérence

significative (bien qu'assez faible) apparaît entre l'indice AMOr et les précipitations à Kew-Garden, Podehole, Oxford, Mansfield et Paris, mais avec un retard très important (*i.e.* en jaune sur le diagramme de phase, Fig. 3.4).

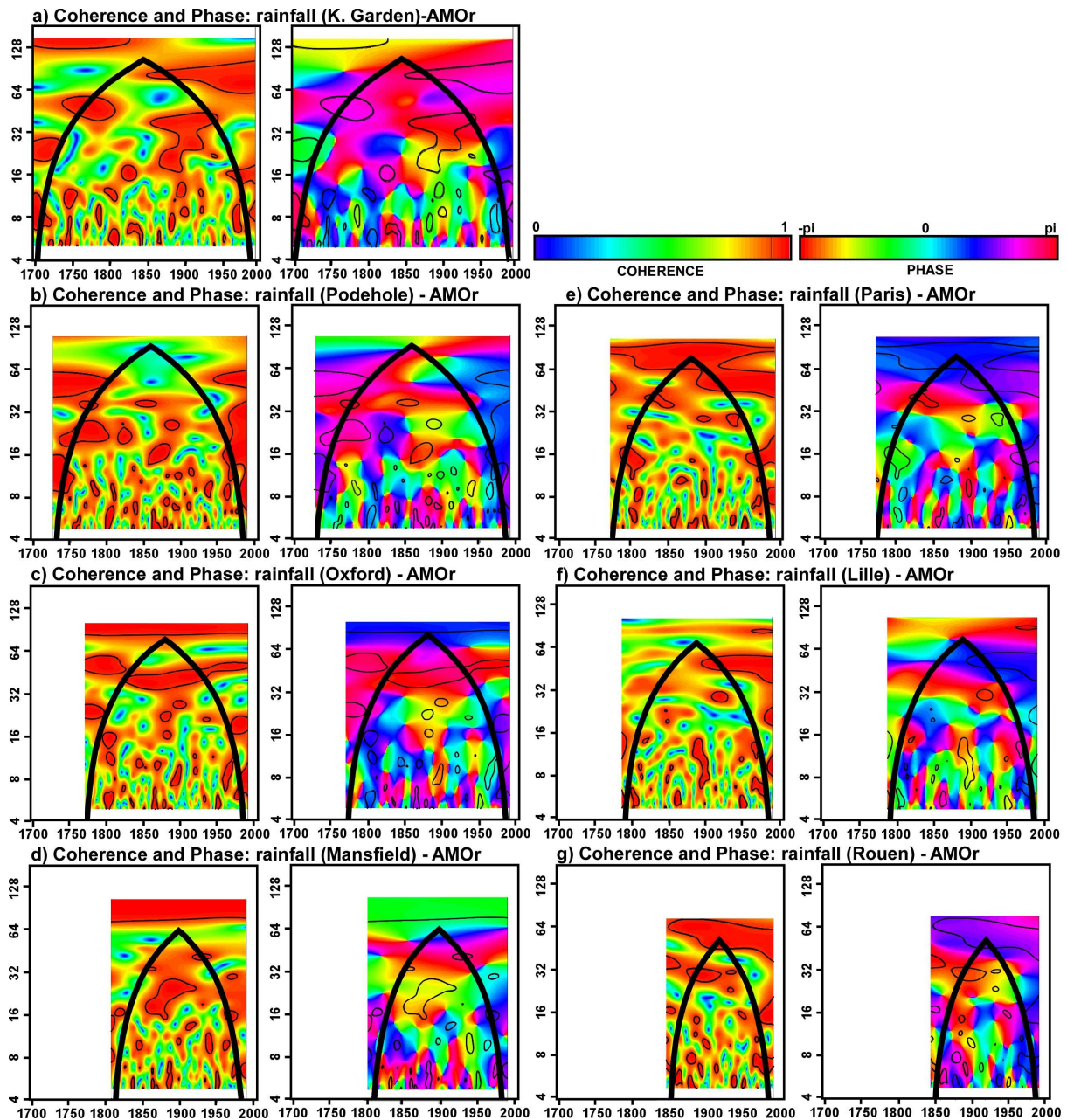


Figure 3.4. Détection de co-oscillations entre l'indice AMOr et les précipitations en Angleterre et au Nord de la France en fonction du temps. (a-d) Cohérence et phase en ondelettes appliquée entre les cumuls de précipitations (mm.mois^{-1}) en Angleterre (Kew-Garden, Podehole, Oxford, Mansfield) et l'indice AMOr (Gray et al., 2004). (e-g) Idem pour les précipitations au N. de la France (Paris, Lille, Rouen). Les contours fins indiquent les échelles de co-variabilité significatives au seuil de 90% (valeur critique=0.921). Le trait gras représente le cône d'influence, *i.e.* la zone non affectée par les problèmes de zero-padding.

3.2.2. NAO vs précipitations

Concernant les échelles de co-variabilité entre les précipitations et l'indice NAO, la variabilité multi-décennale (50-80 ans) est cohérente avec les précipitations à Kew-Garden et Podehole (Fig. 3.5a-b). De plus, cette échelle de co-variabilité affiche une relation en

opposition de phase avant 1850, alors que les signaux sont en phase après 1950 (*i.e.* un régime NAO+ en relation avec plus de précipitations) malgré une baisse du niveau de cohérence (Fig. 3.5a-b). Au Nord de la France la variabilité 50-80 ans des précipitations est également cohérente avec l'indice NAO_r depuis la fin du XIX^e siècle à Paris et Rouen (Fig. 3.5e, g) et après 1950 à Lille (Fig. 3.5f). Le renforcement de la variabilité multi-décennale (50-80 ans) lors de la phase A (fin du XIX^e siècle ; Figs. 2.7c, 2.8d) pourrait donc être en relation avec l'indice NAO_r. Bien que cette co-variabilité soit aussi détectée à Podehole et Kew-Garden, elle n'y aurait pas d'impact significatif, du moins à l'échelle annuelle (Fig. 2.7b, 2.8d).

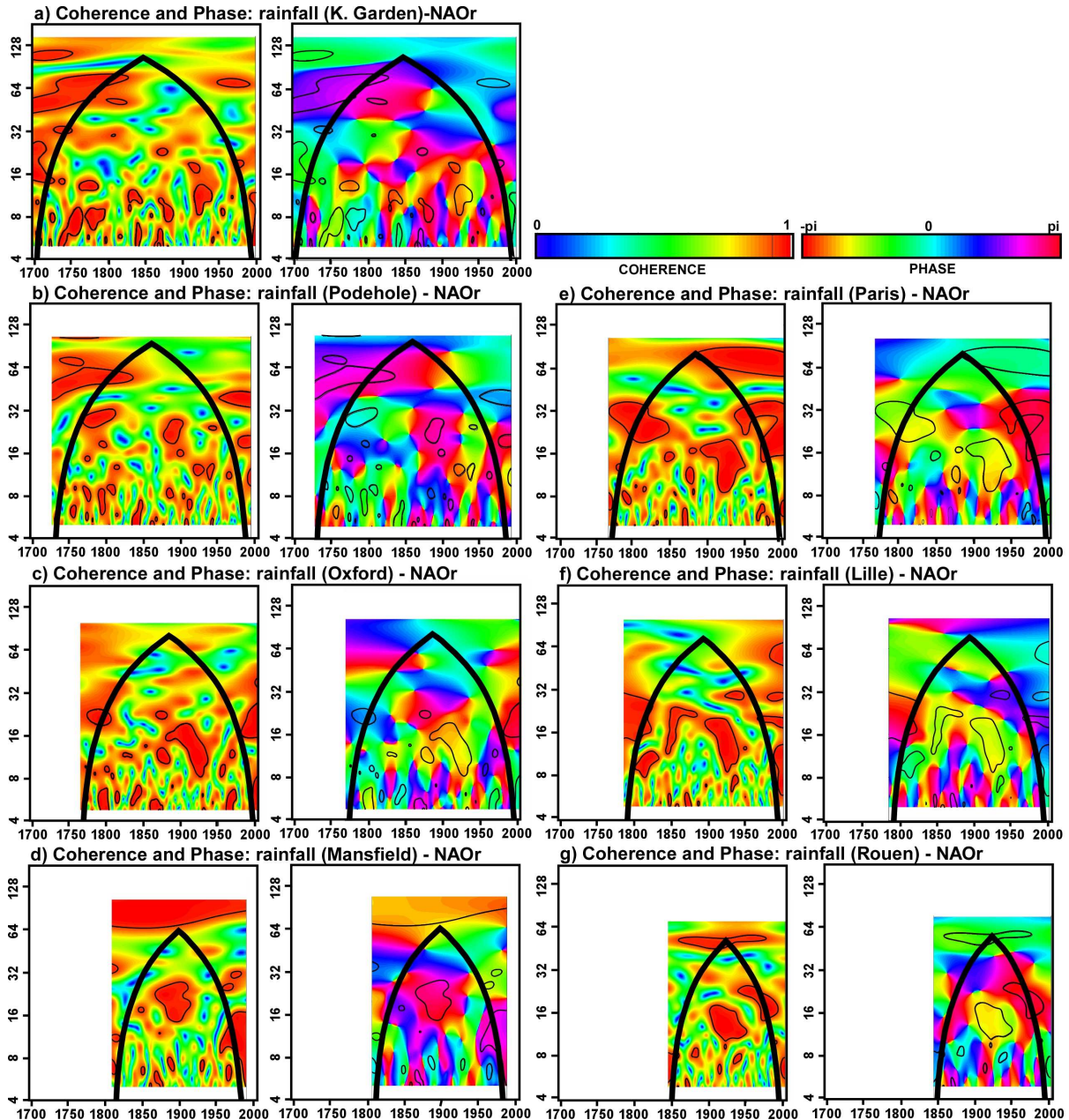


Figure 3.5. Détection de co-oscillations entre l'indice NAO_r et les précipitations en Angleterre et au Nord de la France en fonction du temps. (a-d) Cohérence et phase en ondelettes appliquée entre les cumuls de précipitations (mm.mois⁻¹) en Angleterre (Kew-Garden, Podehole, Oxford, Mansfield) et l'indice NAO_r (Luterbacher et al., 1999). (e-g) Idem pour les précipitations au N. de la France (Paris, Lille, Rouen). Les contours fins indiquent les échelles de co-variabilité significatives au seuil de 90% (valeur critique=0.921). Le trait gras représente le cône d'influence, *i.e.* la zone non affectée par les problèmes de zero-padding.

Sur le mode de variabilité inter-décennale des précipitations (16-23 ans), trois phases de renforcement étaient observées (Fig. 2.8f) : la période 1730-1820 (phase A-A') ; la période 1850-1920 (phase B-B') ; la période post-1940/50 (phase C') uniquement observée à Podeshole et Oxford en Angleterre (phase C). Si, lors de la phase A-A', la relation entre les précipitations et l'indice NAO_r n'est pas évidente, il n'en est pas de même pour les phases B et C-C' (Fig. 3.5). En effet, l'indice NAO_r est cohérent, et montre une opposition de phase avec la variabilité des précipitations en Angleterre lors de la phase B (Fig. 3.5a-d) ; il en est de même lors de la phase C-C' au Nord de la France (avec un retard plus important à Lille), à Podeshole et à Oxford (Fig. 3.5b-c, e-g).

Les relations précipitations/NAO au NW de l'Europe sont donc très instables et se caractérisent par de multiples changement de phase (relation positive avec un régime NAO+ puis NAO-, ou inversement). Ces changements de phase sont détectés à la fois sur une échelle de variabilité donnée entre deux périodes (*i.e.* 50-80 ans), mais aussi entre deux échelles sur une période donnée (*i.e.* 50-80 vs 16-23 ans depuis 1950). Si l'on se réfère à la configuration moyenne annuelle (Figs. 1.5, 7), l'observation d'une relation en phase avec les précipitations de l'Angleterre et du Nord de la France implique un décalage vers le Sud-Est de la circulation atmosphérique type NAO. Dans le cas contraire, le rail de dépressions est détecté bien plus au Nord et n'aura d'impacts significatifs que sur l'Irlande et l'Ecosse (Fig. 1.5c, d). A l'inverse une relation significative et en opposition de phase sera détectée au NW de l'Europe si le pattern NAO est décalé vers le NW.

En accord avec les travaux antérieurs, quelques explications peuvent être formulées pour comprendre ces changements de phase – *ils seront étudiées plus en détail dans la section suivante* –. Premièrement, une phase positive de la NAO d'été, qui est caractérisée par un déplacement significatif des deux centres d'actions vers le NW (Hurrell *et al.*, 2003 ; Hurrell & Deser, 2009, Bladé *et al.*, 2011), conduit à des conditions sèches sur le NW de l'Europe (Folland *et al.*, 2009). Ainsi, des changements de l'aspect saisonnier dans ces connexions multi-décennale (JJA puis DJF) et inter-décennale (JJA) pourraient être observés entre le LIA et la période actuelle. Ceci expliquerait, d'une part la déstructuration saisonnière (JJA puis toute l'année) de la pluie à Paris (Slonosky, 2002 ; Fig. 1.3) et, d'autre part, la détection d'une échelle de co-variabilité 50-80 ans, non dominante sur l'année complète à Kew-Garden et Podeshole (Fig. 3.5a-b). Néanmoins, et deuxièmement, il n'est pas exclu que ces changements, *i.e.* décalage NW/SE d'une circulation type NAO, s'opèrent indépendamment des fluctuations saisonnières au cours des siècles comme le montrent les simulations numériques sur 2000 ans de Mokhov *et al.* (2000). Troisièmement, l'indice NAO_r, comme tous les indices NAO calculés entre deux points fixes, malgré le déplacement saisonnier des centres d'actions et l'existence d'autres régimes de temps (*e.g.* Barnston & Livezey, 1987 ; Cassou *et al.*, 2004 ; Hurrell & Deser, 2009), ne capturent pas de manière optimale la variabilité du pattern NAO. Ainsi, à l'échelle saisonnière comme à plus long-terme, l'indice NAO est perturbé par des phénomènes transitoires et/ou la persistance d'autres régimes de temps. Par exemple, depuis 2000, un plus grand nombre de jours d'hiver au-dessus de l'Atlantique Nord ont été caractérisés par des anomalies de type Dorsale ou Blocage (Hurrell & Deser, 2009).

4. A propos des changements de phase entre NAO et précipitations

4.1. Dépendance ou indépendance du cycle annuel ?

Pour répondre à cette question, il s'agit tout d'abord d'analyser les échelles de variabilité multi- et inter-décennale de l'indice NAO_r pour savoir si elles sont sujettes à des modifications saisonnières au cours des siècles. La CWT a donc été appliquée à l'indice NAO_r d'hiver (DJF), de printemps (MAM), d'été (JJA) et d'automne (SON) (Fig. 4.1).

Sur l'échelle multi-décennale (50-80 ans), la variabilité de l'indice NAO_r se renforce significativement en hiver sur la phase A (XIX^e siècle) et surtout au printemps depuis le début XIX^e siècle (Fig. 4.1). De plus, nous remarquons que la variabilité 50-80 ans de l'indice NAO_r est presque toujours significative en été (si l'on considère l'effet de zéro-padding), tandis qu'en automne, elle n'est détectée (non significativement) qu'avant 1850 (Fig. 4.1).

Concernant la variabilité inter-décennale (16-23 ans), seule les phases B (1850-1920) et C-C' (post-1940/50) sont intéressantes (Fig. 3.5). Ainsi, la variabilité 16-23 ans est uniquement significative en automne et été (avec un léger décalage) lors de la phase B et en hiver lors de la phase C-C' (Fig. 4.1)

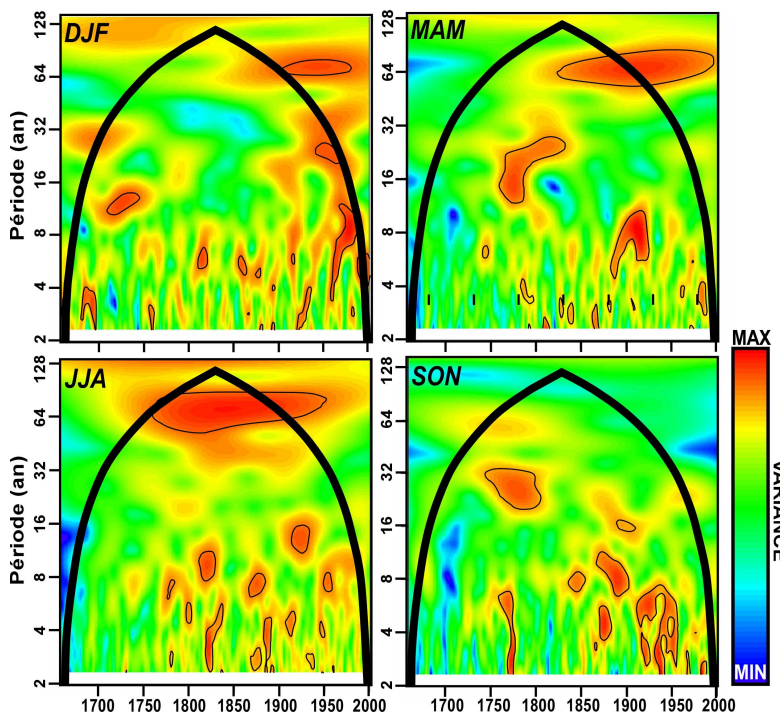


Figure 4.1. Evolution saisonnière des fluctuations de variance des échelles de variabilité dans l'indice NAO depuis 1659 AD. CWT appliquées à l'indice NAO_r d'hiver (DJF), de printemps (MAM), d'été (JJA) et d'automne (SON). Les contours fins indiquent les bandes spectrales significatives au seuil de 90% (5000 simulations Monte-Carlo d'un signal de même propriété autorégressive). Le trait gras représente le cône d'influence i.e. la zone non affectée par les problèmes de zero-padding.

Au cours des siècles, **l'indice NAO_r montre donc une forte instabilité saisonnière aux échelles multi- et inter-décennale**. Le contrôle climatique dominant, en l'occurrence ici la NAO, étant dépendant du cycle annuel, la variabilité des précipitations du NW Europe (variable dépendante) devrait suivre ses modifications. Ainsi, nous avons testé cette hypothèse à partir des chroniques de précipitations à Kew-Garden et Paris (Fig. 4.2).

Les précipitations à Kew-Garden et Paris montrent également une forte instabilité saisonnière aux échelles multi- et inter-décennale (50-80 et 16-23 ans ; Fig. 4.2). Concernant le mode 50-80ans des précipitations à Paris et Kew-Garden, un renforcement est

identifié à la fin du XIX^e siècle (phase A) de décembre à mai (DJF et MAM ; Fig. 4.2). Ce renforcement de la variabilité 50-80 ans st donc concomitant, pour les mêmes saisons, d'une intensification de la variance multi-décennale de l'indice NAO_r (Fig. 4.1, 2). Par ailleurs, au contraire des précipitations à Paris, avant 1850, un renforcement de la variabilité 50-80 ans pourrait être détecté à Kew-Garden en été et en automne (mais l'effet de zéro padding semble sous-estimer la variance ; Fig. 4.2).

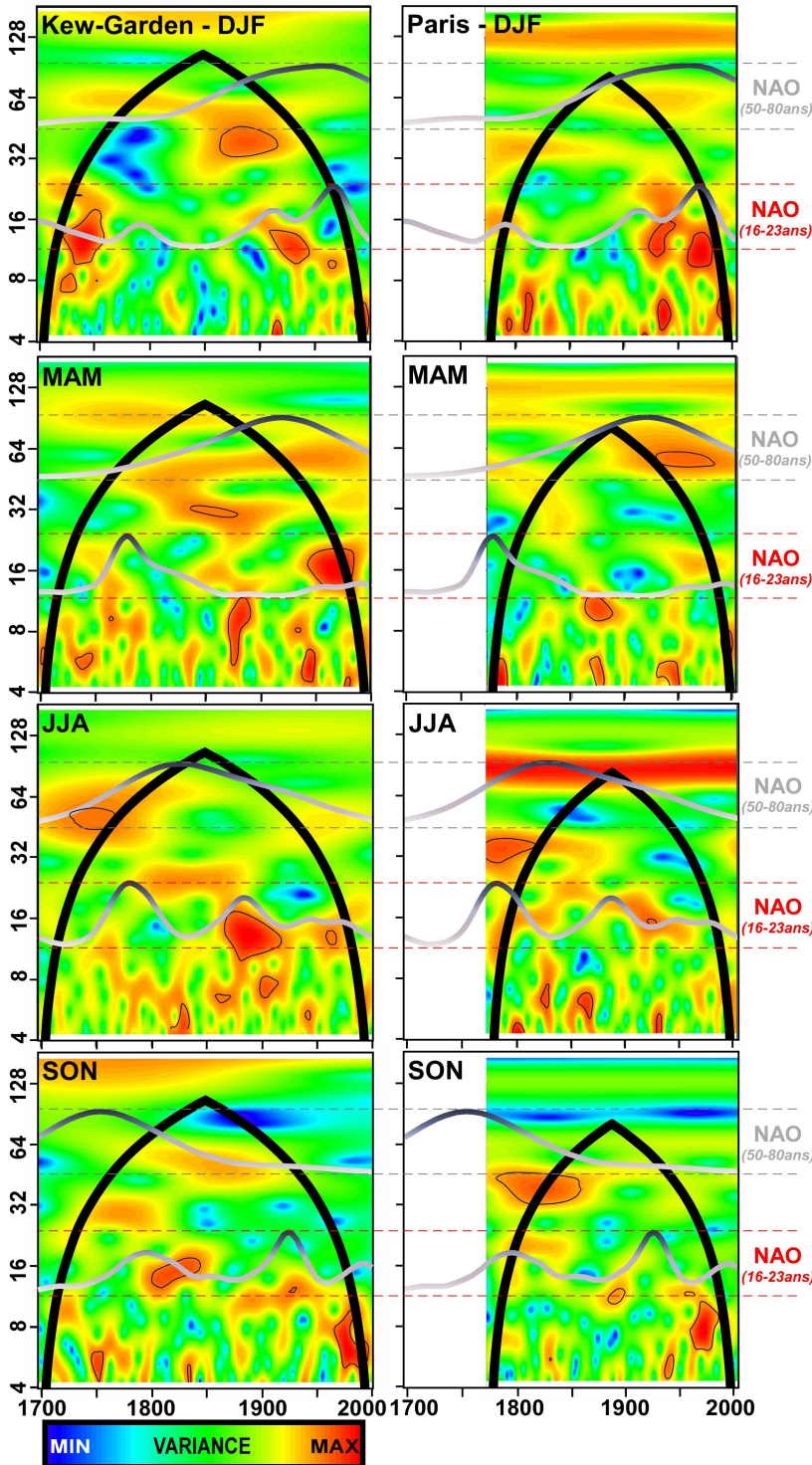


Figure 4.2. Evolution saisonnière des fluctuations de variance des échelles de variabilité dans les précipitations à Kew-Garden et Paris depuis 1697 : comparaison avec l'indice NAO_r.

A gauche : CWT appliquées aux précipitations d'hiver (DJF), de printemps (MAM), d'été (JJA) et d'automne (SON) à Kew-Garden. A droite : idem pour les précipitations à Paris. Les courbes grises indiquent le niveau de variance (puissance) saisonnier des échelles multi- et inter-décennale (50-80 et 16-23ans) dans l'indice NAO_r. Les contours fins indiquent les bandes spectrales significatives au seuil de 90% (5000 simulations Monte-Carlo d'un signal de même propriété autorégressive). Le trait gras représente le cône d'influence, i.e. la zone non affectée par les problèmes de zero-padding.

A l'échelle inter-décennale (16-23 ans), nous détectons significativement la phase B (1850-1920) dans les précipitations d'été à Kew-Garden (Fig. 4.2). De plus, cette phase de renforcement est concomitante du renforcement d'été de la variabilité 16-23 ans de l'indice NAO_r (Fig. 4.2). Inversement, si la phase C-C' (post-1940/50) est bien détecté à Kew-Garden et Paris au printemps, aucun renforcement du mode 16-23 ans n'est identifié au cours de cette saison sur l'indice NAO_r (Fig. 4.2). Cette relation pourrait cependant s'effectuer avec un décalage de quelques mois, *i.e.* avec le renforcement d'hiver de la variabilité inter-décennale de l'indice NAO_r (Fig. 4.2). Cependant, il resterait à expliquer pourquoi la connexion NAO/précipitations d'hiver n'est pas en phase.

Pour cela, nous pouvons chercher à **appréhender ces changements aux travers de modifications saisonnières de la distribution des SLPs**, associées aux phases positives de l'indice NAO_r, entre la période du LIA (1659-1840) et l'ère industrielle (1850-1999 ; Fig. 4.3). Nous avons donc sélectionné le champ reconstruit, jusqu'en 1659, des SLPs Nord-Atlantique (Luterbacher *et al.*, 2002). En complément, les données observées HadSLP2r ont été utilisées comme base de référence pour la période 1850-1999.

Concernant le champ de SLPs d'hiver (DJF) et surtout de printemps (MAM), par comparaison avec la période du LIA, les deux pôles du pattern NAO sont déplacés vers le SW (Fig. 4.3). Le maximum d'intensité de l'anticyclone des Açores est observé sur la partie occidentale de la zone méditerranéenne au LIA, tandis qu'il est détecté au cœur de l'Atlantique subtropical après 1850 (Fig. 4.3). Ainsi, sur le continent européen, la trajectoire du rail de dépressions (donc du Jet Stream), qui répond quasi-directement au gradient méridien maximum de pression, serait déviée vers la Scandinavie et l'Ecosse lors du LIA puis vers l'Angleterre et le Nord de la France après 1850 (Fig. 4.3).

Entre le LIA et l'ère industrielle, les configurations du champ de SLPs observées lors d'une phase positive de l'indice NAO_r montrent très peu de changements en été (JJA) et automne (SON) (Fig. 4.3). La dépression d'Islande semble centrée sur les îles britanniques tandis que l'anticyclone des Açores, identifié sur l'Atlantique subtropical, se décale vers le Nord sur l'Europe de l'Est (Fig. 4.3). Nous noterons, toutefois, un léger décalage vers le Nord de l'anticyclone des Açores, surtout en automne, après 1850 (Fig. 4.3).

En résumé, l'augmentation des précipitations d'hiver (Slonosky, 2002) et le renforcement de la variabilité multi-décennale (50-80ans) des précipitations entre décembre et mai (surtout MAM) s'accordent avec un déplacement vers le Sud-Ouest du pattern NAO. Cette modification se traduirait par un décalage vers l'Angleterre et le Nord de la France du rail de dépressions après 1850. De la même manière, lors du LIA, le gonflement hivernal de l'anticyclone des Açores sur la zone méditerranéenne contribuerait à décaler le rail de dépressions vers les latitudes Nord. Ainsi, les précipitations ne seraient observées, en Angleterre et au Nord de la France, qu'en été (Slonosky, 2002), d'où le renforcement de la variabilité 50-80ans des précipitations d'été et automne au LIA.

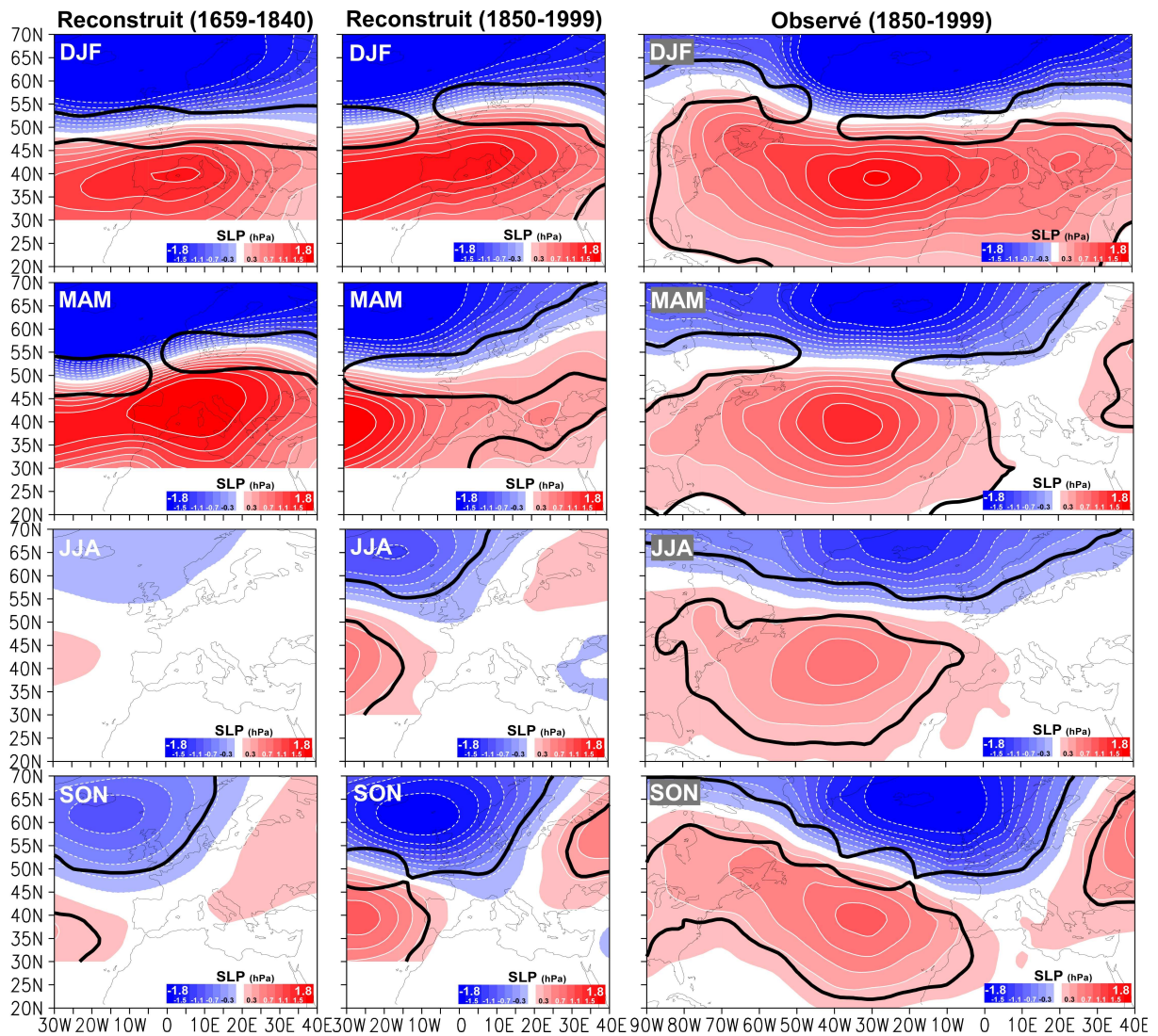


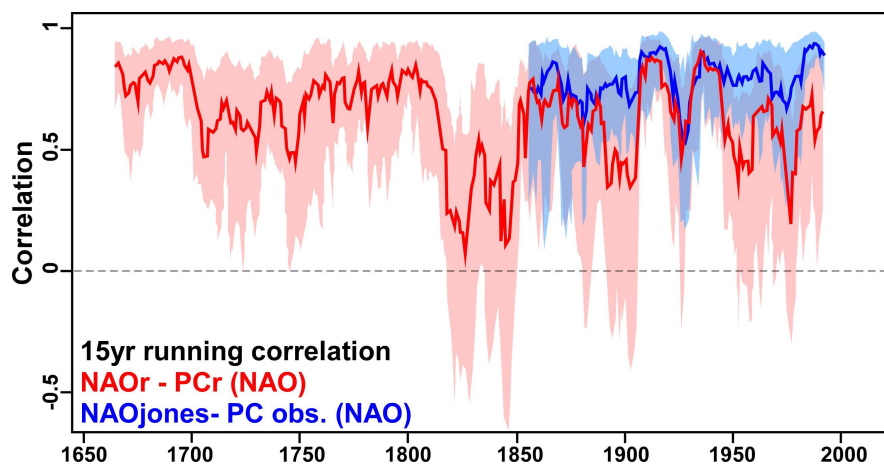
Figure 4.3. Evolution saisonnière des régimes NAO, statistiquement liés à l'indice NAO, entre le LIA et l'ère industrielle. A gauche : champ composite saisonnier (de haut en bas : DJF, MAM, JJA, SON) des SLPs reconstruites (Luterbacher et al., 2002) associées à une anomalie positive ($NAO+ : +0.4$) de l'indice NAO (Luterbacher et al., 1999) lors du LIA (1659-1840). Au milieu : idem pour la période 1850-1999. A droite : idem pour les SLPs observées (HadSLP2r ; Allan & Ansell, 2006). Les contours noirs indiquent les valeurs significatives au niveau 90% ($p\text{-value} < 10\%$; 5000 simulations Monte-Carlo d'un bruit blanc).

Toutefois, si ces derniers résultats illustrent assez bien les changements observés à l'échelle multi-décennale, cela n'explique pas les différences observées avec la variabilité inter-décennale (16-23ans). De plus, cette méthode ne permet pas de discuter de la relation en opposition de phase observée au LIA, puisqu'en moyenne, sur les deux périodes (1659-1840 et 1850-1999), l'indice NAO ne capture pas de manière optimale la variabilité du pattern NAO d'été et d'automne (bien que les configurations soient différentes).

4.2. Détection des anomalies multi- et inter-décennale dans les SLPs Nord Atlantique

Les indices NAO, calculés entre deux points fixes, ne peuvent capturer de manière optimale la variabilité associée aux régimes NAO. De ce fait, le niveau de corrélation linéaire entre l'indice NAO observé (reconstruit) et la composante principale (PC), construite par EOF,

associée au régime NAO observé (reconstruit) n'atteint qu'une valeur de 0.652 (0.770). De plus, cette représentativité de l'indice NAO évolue au cours du temps (Fig. 4.4). Certaines périodes paraissent même très peu représentatives dans les reconstructions, comme la première moitié et la fin du XIX^e siècle, la période 1920-1940 (également dans les observations) ou encore depuis 1940 (Fig. 4.4). Ces périodes peu représentatives sont le fait du déplacement des centres d'actions, tels que proposé dans la section précédente, ou encore à plus long-terme en raison de l'existence d'autres régimes de temps (*e.g.* Barnston & Livezey, 1987 ; Cassou *et al.*, 2004 ; Hurrell & Deser, 2009). Par exemple, entre 1920 et 1940, Glowienka (1985) montre une migration vers le Sud de l'anticyclone de Açores et de la dépression d'Islande. De ce fait, les indices NAO ne capturent pas la variabilité des régimes NAO, au moins sur une partie de l'année, mais également sous forme d'une tendance ou d'une échelle de variabilité à plus long-terme.



*Figure 4.4. Fluctuation temporelle de la corrélation entre les indices NAO à base stationnaire et les composantes principales (PC) du régime NAO dans l'observation et les reconstructions. Les courbes bleues et rouges représentent, respectivement, une corrélation glissante sur 15 ans entre l'indice NAO observé et reconstruit avec la PC, générée par EOF et associée aux régimes NAO du champ d'observation (Jones *et al.*, 1997 ; HadSLP2r, Allan & Ansell, 2006) et du champ reconstruit des SLPs Nord-Atlantique (Luterbacher *et al.*, 1999, 2002). Les contours représentent les corrélations glissantes aux quantiles 2.5 et 97.5%.*

On peut alors **étudier sur la période instrumentale la persistance des différents régimes de temps aux échelles multi- et inter-décennale (50-80 ans et 16-23 ans)**. Il s'agit ainsi d'étudier l'éventualité qu'une échelle de co-variabilité soit détectée entre l'indice NAOr et les précipitations en l'absence de régime NAO. Pour cela, nous avons comparé les régimes de temps désaisonnalisés, aux EOFs soumis à un filtrage multi- et inter-décennal par FFT (Fig. 4.5).

Premièrement, les fractions de variance exprimées par les 20 premiers EOFs pour les conditions normales désaisonnalisées et les échelles multi- et inter-décennale restent restreintes aux deux ou trois premiers EOFs (fractions de variance > 10% ; Fig. 4.5a). Les anomalies multi-décennales du champ de MSLP semblent être observées sur les deux premiers EOFs (Fig. 4.5a). A l'échelle inter-décennale, la courbe de fraction de variance des anomalies de SLPs se rapproche plus des conditions normales, c'est pourquoi nous retiendrons également le troisième EOFs présentant toujours plus de 10% de la variance totale (Fig. 4.5).

Deuxièmement, nous avons comparé la structure de ces anomalies multi- et inter-décennale du champ de SLPs, aux structures spatiales désaisonnalisées ou conditions normales (Fig. 4.5b-i). La structure des régimes de temps désaisonnalisés ainsi que leurs impacts moyens sur le rail de dépressions, la température et les précipitations du NW Europe ont été largement décrits dans la section 1.2, et ne seront pas détaillés ici. Néanmoins, les régimes NAO, SCAND et EA ont été détectés, et sont représentés à titre de contrôle (Fig. 4.5b-d). Par ailleurs, la détection de ces régimes est cohérente avec les régimes de temps reconstruits du champ de SLP Nord-Atlantique depuis 1774 (Slonosky *et al.*, 2000) et 1500 (Luterbacher *et al.*, 2002 ; Pauling *et al.*, 2006).

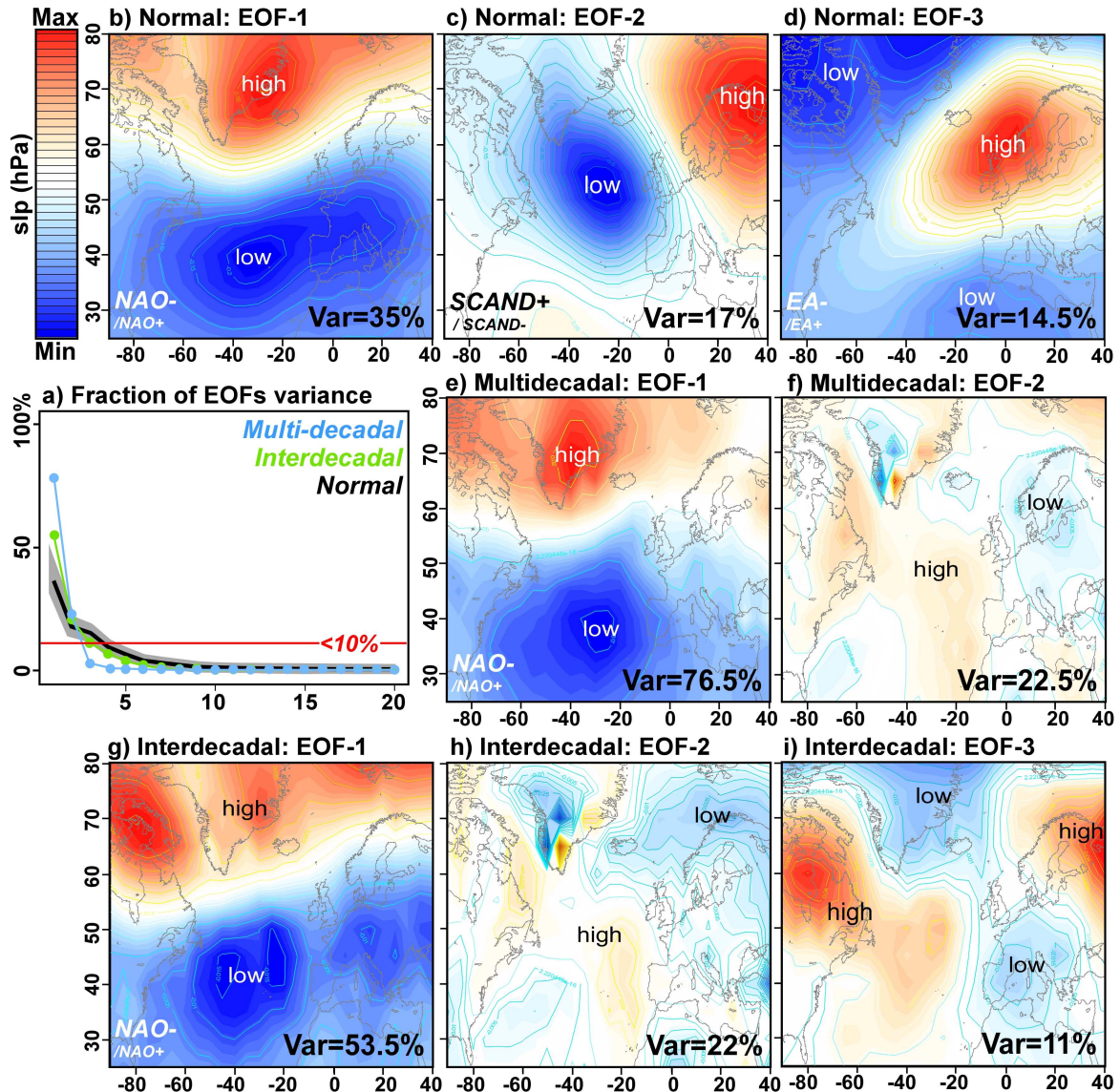


Figure 4.5. Fonction Orthogonale Empirique (EOF) appliquée au champ de SLPs Nord-Atlantique désaisonné et filtré sur les échelles multi- et inter-décennale (50-80 et 16-23ans) depuis 1850. (a) Fraction de variance exprimée par les 20^{es} EOFs à l'échelle multi-décennale (bleu), inter-décennale (vert) et selon les conditions normales désaisonnalisées (noir et écart-type en gris). (b-d) EOF-1, 2 et 3 des SLPs désaisonnalisées (hPa, HadSLP2r). (e-f) EOF-1 et 2 des anomalies multi-décennales. (g-i) EOF-1, 2 et 3 des anomalies inter-décennales. Les EOFs présentant moins de 10% de la variance totale n'ont pas été représentés.

Concernant les anomalies multi- et inter-décennale, la configuration spatiale dominante (EOF-1) est associée à une opposition N-S de type NAO, exprimant respectivement 76.5% et 53.5% de la variance totale (Fig. 4.5e, g). De plus, les circulations multi- et inter-décennale de type NAO présentent une expansion longitudinale réduite de l'anticyclone des Açores (Fig. 4.5e, g), ce qui s'accorde avec la détection d'une relation en phase avec nos séries de précipitations. Ainsi, sur les échelles 50-80 ans et 16-23 ans, la majorité de la variance capturée par l'indice NAO_r semblerait relative au régime NAO, particulièrement à l'échelle multi-décennale (76.5% de la variance totale) ; cela limiterait alors le risque d'erreur dans l'étude des relations avec les précipitations. Néanmoins, l'EOF-2 des anomalies multi- et inter-décennale du champ de SLPs (respectivement 22.5 et 22 % de la variance totale) présente une structure en dipôle NE-SW des centres d'actions s'étendant sur l'ensemble de la région d'étude (Fig. 4.5f, h). Cette anomalie semble particulièrement marquée par le décalage vers l'Est de la dépression d'Islande (Fig. 4.5f, h). Cette anomalie des SLPs n'est donc pas structurellement similaire aux régimes NAO (et EA), SCAND (ou blocage/dorsale). Ainsi, elle pourrait modifier à fois la circulation zonale associée aux régimes NAO et la circulation méridionale associée aux régimes de blocage et dorsale. Par ailleurs, à l'échelle inter-décennale, l'EOF-3 (11% de la variance totale) présente une anomalie du champ de SLPs caractérisée par une zone de basse pression depuis le Groenland jusqu'à l'Afrique du Nord et deux pôles de signes opposés sur l'Amérique du Nord et l'Europe de l'Est (Fig. 4.5i). En outre, aux échelles multi- et inter-décennale, respectivement 22.5% et 22+11% de la variance totale du champ de SLPs Nord-Atlantique pourraient être anormalement capturés par les indices NAO, et donc perturber l'étude des relations avec les précipitations.

On peut alors comparer **l'évolution temporelle des anomalies multi- et inter-décennale du champ de SLPs Nord-Atlantique** avec (Fig. 4.6a-b): i) la variabilité 50-80ans et 16-23 ans des EOF-1 à 3 désaisonnalisées relatives aux régimes NAO, SCAND et EA ; (ii) les périodes de renforcements de la variabilité 50-80 ans et 16-23 ans des précipitations statistiquement liées à l'indice NAO_r. L'objectif est d'identifier les régimes de temps affectés par ces anomalies et de vérifier que le renforcement de la variabilité des précipitations (sur ces échelles) est bien associé aux renforcements du pattern NAO (EOF-1 et PC-1).

A l'échelle multi-décennale, les fluctuations de la PC-1 des anomalies de SLPs Nord-Atlantique s'accordent parfaitement, et en toute logique, avec les variations du régime NAO (Fig. 4.6a). Ainsi, la relation en phase observée entre le renforcement de la variabilité 50-80ans des précipitations et l'indice NAO_r semble clairement associée au régime NAO, dont la variance est plus importante à cette période (Fig. 4.6a). Néanmoins, à la fin du dernier siècle, cette relation pourrait être perturbée par l'anomalie NE-SW du champ de SLPs (EOF-2, Fig. 4.5f), dont la variance est légèrement plus forte (PC-2, Fig. 4.6a). Cela pourrait être évident à Kew-Garden, Podehole et Lille dont la relation avec l'indice NAO_r apparaît plus tardivement (fin du XX^e siècle, Fig. 3.5a-b, f) qu'à Paris et Rouen (Fig. 3.5e, g). Cependant, les variations de l'anomalie NE-SW du champ de SLP ne s'accordent pas avec les fluctuations, de même rang, détectées dans les régimes SCAND et EA (Fig. 4.6a).

Concernant l'échelle inter-décennale, si les fluctuations de la PC-1 des anomalies de SLPs Nord-Atlantique s'accordent également avec les variations du régime NAO, elles ne sont pas cohérentes avec les phases de renforcement de la variabilité des précipitations (Fig. 4.6b): phase B (1850-1920) et phase C-C' (post-1940/50). Lors de ces deux périodes, le renforcement de la variabilité semble concomitant d'une amplification des variations de la PC-2 des anomalies de SLPs Nord-Atlantique (Fig. 4.6b), donc associé à l'anomalie en dipôle NE-SW (EOF-2, Fig. 4.5h) ; ce qui expliquerait en grande partie l'observation d'une relation en opposition de phase entre l'indice NAO_r et les précipitations. De plus, à l'échelle inter-décennale, cette anomalie semble associée à l'excitation du régime SCAND et, avec un retard plus important, du régime EA (EOF-2 et 3, Fig. 4.5c-d), dont la variance se renforce lors de ces deux périodes (Fig. 4.6b). Autrement dit, une excitation des régimes de dorsale et blocage (régime SCAND), et/ou une migration vers le SE du régime NAO (régime EA) pourraient être mises en jeu. Cette anomalie serait donc en lien avec une modification des circulations méridiennes associées aux régimes de dorsale et blocage, et/ou zonale associés au régime NAO.

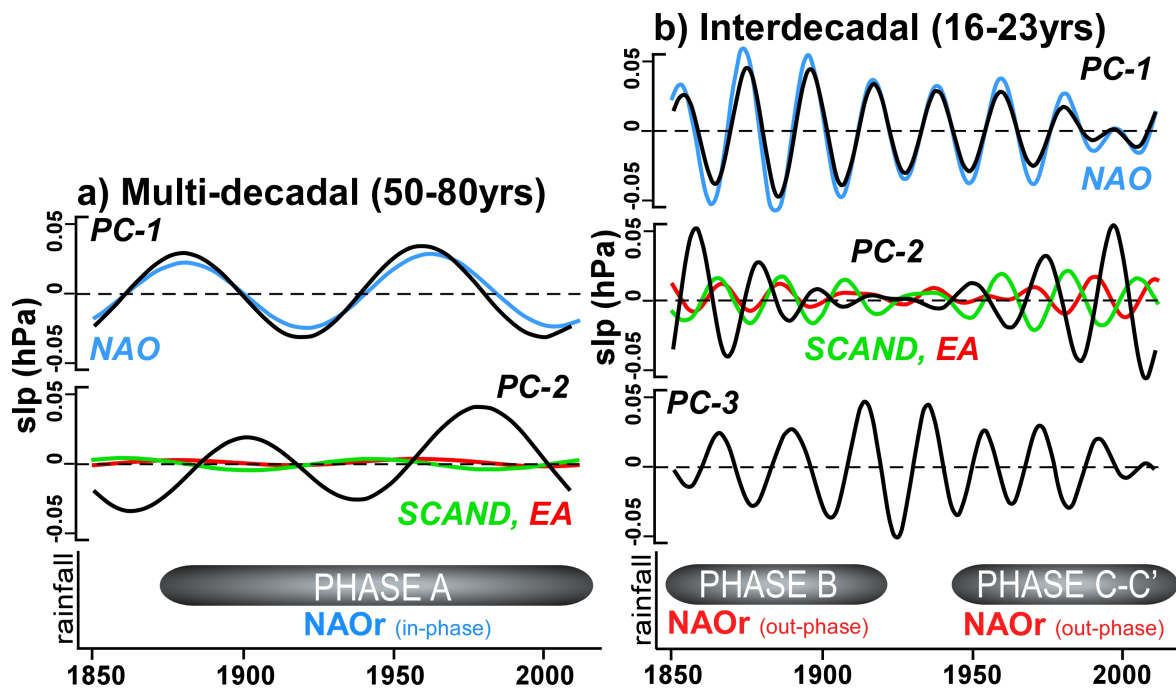


Figure 4.6. Comparaison des fluctuations multi- et inter-décennales (50-80 et 16-23 ans) détectées dans le champ de SLPs Nord-Atlantique et dans les précipitations depuis 1850. (a) Variations des anomalies multi-décennales (PC-1 et PC-2 ; courbes noires) superposées aux fluctuations de même rang des régimes de temps désaisonnalisés (NAO : bleu ; SCAND : vert ; EA : rouge) et comparées avec les phases de renforcement de la variabilité des précipitations (barres grises) cohérentes (en phase: bleu ; en opposition de phase: rouge) avec les indices NAO_r. (b) idem pour les variations inter-décennales.

5. Synthèse des résultats principaux

La tendance des températures et précipitations est-elle structurée dans le temps et/ou dans l'espace?

Une tendance significative à l'augmentation de la température est observée en Angleterre et au Nord de la France depuis le milieu du XVII^e siècle (Tab. 2.1). L'évolution temporelle de cette tendance s'accorde parfaitement avec les variations globales de température en Europe depuis 1500 (Fig. 2.4). Cette tendance apparaît positive depuis le début de XX^e siècle, et s'oppose à l'anomalie froide du LIA (1550-1710). De plus, cette tendance montre clairement une structuration temporelle, à laquelle se superposent également des fluctuations à plus court terme.

Les tendances de précipitations présentent un fort contraste de part et d'autre de la Manche. En effet, aucune tendance significative n'est détectée en Angleterre au contraire du Nord de la France, où une tendance à l'augmentation est détectée au XX^e siècle (Tab. 2.1). Par ailleurs, des fluctuations à plus court terme sont évidentes, avant 1900 en Angleterre, et après 1850 au Nord de la France (Fig. 2.5). Des résultats qui s'accordent globalement à l'évolution des précipitations reconstruites depuis 1500 qui, malgré certains biais dans la distribution de la variance, montrent plus clairement l'opposition entre le LIA et la période actuelle (Fig. 2.6).

Quelles sont les échelles de variabilité spécifiques dominantes? Comment ont-elles évolué depuis le XVII^e siècle aux échelles multi- et inter-décennale ?

La température de l'Angleterre et du Nord de la France présente plusieurs échelles de variabilité dominantes et cohérentes avec les températures reconstruites de l'Europe depuis 1500 (Fig. 2.7a-b): deux modes multi-décennaux à 50-120 ans (ou 40-90 ans) et 30-50 ans, une échelle inter-décennale à 16-30 ans, et des modes quasi-décennaux à interannuels de moindre importance. Différentes phases de renforcement de la variabilité multi- et inter-décennale sont détectées (Fig. 2.8a-c): i) phase A, renforcement des modes de variabilité 50-120 ans et 16-30 ans avant 1800 ; ii) phase A', renforcement du mode 30-50 ans au XIX^e siècle ; iii) phase B, deuxième renforcement de la variabilité 50-120 (ou 40-90 ans) au XX^e siècle.

Les échelles de variabilité dominantes sont différentes dans les précipitations anglaises et françaises. En Angleterre, trois échelles sont détectées dans les précipitations : un mode multi-décennal (30-60 ans), une échelle quasi-décennale (9-16 ans) et un mode interannuel à 4-8 ans (Fig. 2.7c-d). En France, les précipitations révèlent quatre échelles de variabilité (Fig. 2.7e-f): un mode multi-décennal (50-80 ans), une échelle inter-décennale à 16-23 ans, un mode quasi-décennal à 9-16 ans, et un mode interannuel à 4-8 ans. Une succession de nombreuses phases de renforcement des variabilités multi- et inter-décennale a été détectée dans les précipitations (commune ou non à l'ensemble des séries ; Fig. 2.8d-f). De plus, ces périodes de renforcement de la variabilité sont, pour la plupart, significatives (ou du moins reproduites) même en considérant une période plus longue décrite par les indices reconstruits depuis 1500 (Fig. 2.9).

Les échelles multi- et inter-décennale sont-elles en relation avec les variations climatiques globales du secteur Nord-Atlantique (AMOr-NAOr) ?

En Angleterre et au Nord de la France, le lien statistique entre la température et l'AMOr domine à l'échelle multi-décennale, tandis qu'il reste du même ordre pour l'AMOr et la NAOr aux échelles interannuelle à inter-décennale (Figs. 3.1-2). Ainsi, les périodes de renforcement de la variabilité de la température (A, A' et B ; Fig. 2.7a-c) sont cohérentes avec l'indice AMOr (Fig. 3.1). De plus, cette relation est caractérisée par un changement de phase important au cours du XIX^e siècle (en opposition puis en phase, *i.e.* des SSTs Nord-Atlantique plus chaudes en lien avec la température plus froide sur le continent puis inversement ; Fig. 3.1).

Les trois phases de renforcement de la variabilité 30-60 ans des précipitations (A : 1740-1800 en Angleterre ; B : 1780-1870 en France ; C : 1850-1950 en Angleterre ; Fig. 2.7e-f) sont cohérentes et en opposition de phase avec l'indice AMOr (*i.e.* des SSTs Nord-Atlantique plus chaudes en lien avec des conditions sèches sur le continent ; Fig. 3.4).

La variabilité multi-décennale (50-80ans) des précipitations est cohérente avec l'indice NAOr au Nord de la France, à Kew-Garden et Podehole (Fig. 3.5). Cette relation est en opposition de phase avant 1850 (uniquement à Kew-Garden et Podehole) puis en phase depuis la fin du XIX^e siècle, à Paris et Rouen ou, après 1950 à Lille, Kew-Garden et Podehole (*i.e.* un régime NAO- en relation avec moins de précipitations, puis inversement ; Fig. 3.5). Par ailleurs, à l'échelle inter-décennale, l'indice NAOr est cohérent et montre une opposition de phase avec la variabilité des précipitations en Angleterre lors de la phase B (1850-1920), et lors de la phase C-C' (post-1940/50) au Nord de la France, à Podehole et à Oxford (Fig. 3.5).

Comment interpréter les changements de phases observés dans ces relations ?

Concernant les relations avec l'indice AMOr, les changements de phase pourraient être en liens avec un changement à long-terme de circulation océanique entre le LIA et la période actuelle. De plus, ce changement pourrait se traduire par une modification saisonnière, anticorrélée entre l'hiver et l'été, de la connexion avec la température continentale. Ainsi, un changement à long-terme de l'aspect saisonnier de la connexion AMO/température du NW Europe (*i.e.* JJA vers DJF et/ou MAM) impliquerait un renforcement du lien avec la circulation atmosphérique de type NAO ou EA (configuration NAO décalée vers le SE) au LIA (Fig. 3.3). De plus, cette modification du cycle annuel pourrait également expliquer la relation en opposition de phase détectée entre l'AMOr et les précipitations à l'échelle 30-60 ans.

De multiples changements de phase sont également détectés dans l'étude des relations avec l'indice NAOr. Ces changements sont identifiés à la fois sur une échelle de variabilité donnée entre deux périodes, et/ou entre deux échelles sur une période donnée. Deux pistes ont été explorées pour expliquer ces switches : i) une modification à long-terme de l'aspect saisonnier, puisque la relation est inversée entre l'été et l'hiver ; ii) une échelle de co-variabilité non-NAO, puisque les indices NAO contiennent une grande part de bruit. Ainsi, une connexion

établie pendant l'été et l'automne tendrait vers une opposition de phase (*e.g.* avant 1850, à l'échelle multi-décennale et entre 1850-1920, à l'échelle inter-décennale); tandis qu'une relation en phase serait observée pendant l'hiver et le printemps (*e.g.* depuis la fin du XIX^e siècle à l'échelle multi-décennale; Fig. 4.1-2). De plus, l'apparition d'une relation en phase depuis la fin du XIX^e siècle à l'échelle multi-décennale semble associée à un décalage SW des régimes NAO d'hiver après le LIA (Fig. 4.3). D'autre part, le changement de phase observé entre échelles (50-80 ans et 16-23 ans) sur une période donnée (depuis 1950), pourrait être expliqué par l'occurrence d'une anomalie en dipôle NE-SW du champ de SLP Nord-Atlantique à l'échelle 16-23 ans (Fig. 4.5g-i). L'influence de cette anomalie sur la variabilité des régimes SCAND et EA reste à discuter, mais elle pourrait probablement se traduire par une excitation des régimes de blocage et dorsale (*cf.* SCAND), et/ou une migration vers le SE du régime NAO (*cf.* EA; Fig. 4.6b). Autrement dit, il s'agirait d'une modification de la circulation méridienne associée aux régimes de dorsale et blocage, et/ou une modification de la circulation zonale associée au régime NAO.

CHAPITRE IV

VARIABILITE DES PRECIPITATIONS AU SAHEL OUEST-AFRICAIN ET RELATIONS AVEC LES SSTs ATLANTIQUE



ARTICLES

Dieppoï B. et al. (soumis). Zonal contrast in low-frequency Sahel rainfall variability and Atlantic Sea Surface Temperature teleconnections during the last century. *Int. J. Climatol.* JOC-12-0401

Dieppoï B. et al. (2013). Quasi-decadal signals of Sahel rainfall and West African Monsoon since the mid-twentieth century. *Journal of Geophysical Research : Atmosphere*, accepted. 2013JD019681

1. Contexte climatique	104
1.1. La Mousson Ouest-Africaine (MOA)	104
1.1.1. Les composantes de la Mousson Ouest-Africaine.....	104
1.1.2. Les précipitations en Afrique de l'Ouest.....	106
1.2. Influence des conditions de surface	109
1.2.1. Description théorique.....	109
1.2.2. Rôle des SSTs : une interaction d'échelles.....	110
2. Tendances et variabilité des précipitations au Sahel ouest-africain	113
2.1. Des disparités zonales dans les tendances.....	113
2.2. Détection des échelles de variabilité.....	115
2.3. Complément sur la variabilité des précipitations.....	119
3. Relations avec les SSTs Atlantique	121
3.1. Identification multi-échelle des régions clés.....	121
3.2. Instabilité temps/fréquence des secteurs nord et sud.....	123
3.2.1. Relations avec l'Atlantique Nord (AMO/NATL).....	123
3.2.2. Relations avec l'Atlantique Tropical Sud (TSA).....	126
3.2.3. Résumé des téléconnexions avec les SSTs Atlantique.....	130
4. Les contrastes zonaux à l'échelle quasi-décennale dans la MOA	132
4.1. Contrastes zonaux dans les précipitations.....	132
4.2. Contrastes zonaux dans les flux d'humidité.....	133
4.3. Contrastes zonaux dans la circulation méridienne.....	136
4.4. Contrastes zonaux dans la circulation zonale.....	139
4.5. Téléconnexions avec les SSTs mondiales.....	141
4.6. Complément sur les anomalies quasi-décennales.....	145
5. Synthèse des résultats principaux	147
6. Proposition d'apports techniques pour l'analyse des sorties de modèles	150

1. Contexte climatique

Avant de présenter en détail les spécificités de la Mousson Ouest Africaine (MOA) et afin de mieux la comprendre, il est important de replacer ce phénomène à l'échelle plus large de la circulation atmosphérique (cf. Sect. I.1.2.1-2).

1.1. La Mousson Ouest-Africaine (MOA)

Dans les régions intertropicales, la redistribution méridienne de l'énergie est assurée par les cellules de Hadley dont les branches subsidentes limitent climatiquement le domaine ($\sim 30^\circ$ de latitude) et dont l'évolution saisonnière présente un déplacement vers le pôle d'été. Dans les basses couches, la convergence des flux des deux hémisphères, située à proximité des branches ascendantes des deux cellules de Hadley, forme la Zone de Convergence Inter-Tropicale (ZCIT). Cette zone est aussi une zone de basse pression où, en Afrique de l'Ouest, la vapeur d'eau advectée depuis l'Atlantique tropical se condense au sein des mouvements convectifs et forme les précipitations. Il faut également souligner que, le long de l'équateur se forment des cellules de circulation zonale en réponse aux contrastes énergétiques secondaires entre les océans et les continents. Ces cellules zonales ont un rôle non négligeable sur le climat tropical, notamment par une modulation des mouvements ascendants et subsidents.

1.1.1. Les composantes de la Mousson Ouest-Africaine

La mousson africaine est le résultat d'un fort couplage entre l'Océan, l'atmosphère et le continent. La circulation de mousson est organisée, dans les basses couches, autour de deux flux clés qui sont le **flux de mousson**, flux de SW venant du Golfe de Guinée, et l'**Harmattan**, flux de NE venant des zones désertiques (Fig. 1.1). Au printemps, l'élévation du soleil entraîne une augmentation des températures de surface de l'Atlantique Tropical Nord et du continent africain. L'Océan ayant une plus grande inertie thermique que le continent, la température de surface du continent est plus élevée que celle de l'Océan. Cette différence crée un gradient thermique méridien essentiel dans la dynamique de la mousson africaine. Ce gradient de température renforce les alizés de l'hémisphère sud (vents de SE) qui peuvent alors traverser l'équateur. Une fois dans l'hémisphère nord, ces vents chargés d'humidité sont déviés vers l'Est par la force de Coriolis et amènent sur le continent l'humidité nécessaire à la formation de zones de convection nuageuse ($\sim 80\%$ des précipitations sahéliennes ; Mathon & Laurent, 2001). De la même manière, les alizés de l'hémisphère nord sont renforcés. La rencontre du flux de mousson (air humide) et de l'harmattan (air sec) forme une zone de convergence près de la surface appelée **Front Inter-Tropical** (FIT), positionnée autour de 20°N en juillet, et correspondant à la **ZCIT** dans la troposphère moyenne (Fig. 1.1).

En altitude, la circulation atmosphérique est caractérisée par la présence de courants jets (Fig. 1.1) : le **Jet d'Est Tropical** (JET), le **Jet d'Est Africain** (JEA) et le **Jet d'Ouest Sub-Tropical** (JOST). De plus, les fluctuations du JET et du JEA sont considérées dans certaines publications comme les éléments fondamentaux de la variabilité interannuelle des

précipitations en Afrique de l'Ouest (e.g. Grist & Nicholson, 2001 ; Nicholson, 2008, 2009). Au Sahel ouest-africain une année humide (sèche) serait alors associée à : i) un renforcement (affaiblissement) du JET, et ii) un affaiblissement (renforcement) du JEA, ainsi qu'un décalage vers le Nord (Sud) de sa position latitudinale moyenne.

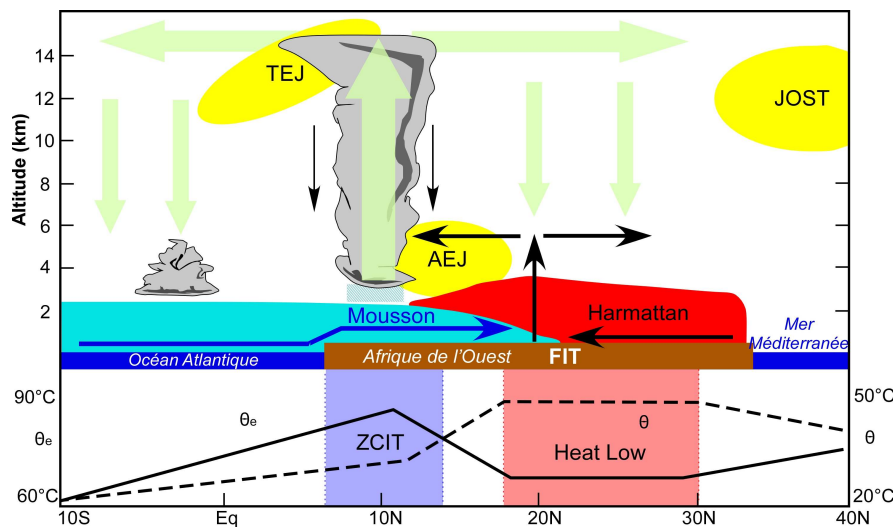


Figure 1.1. Schéma conceptuel représentant les éléments clés de la MOA en moyenne zonale pendant l'été boréal : la circulation méridienne et les vents zonaux dominants (d'après Peyrillé, 2006). Le graphique du bas représente les profils méridiens de température potentielle (θ) et de température potentielle équivalente (θ_e) dans la couche limite atmosphérique.

Le JET est un jet de haute troposphère situé entre 100 et 200 hPa. Entre fin juin et début septembre, il se positionne sur l'Afrique de l'Ouest entre 5°N et 15°N et atteint une vitesse moyenne de 16-20 m.s⁻¹ (Fig. 1.1). Ce vent thermique se forme en réponse au gradient thermique établi entre l'océan Indien et les hauts plateaux tibétains qui introduit une source de chaleur dans les couches moyennes et élevées de la troposphère pendant l'été (Fontaine & Janicot, 1993). Ainsi à grande échelle, la mousson indienne alimente le JET via la cellule de Walker appelée également mousson transverse, mais également par la convection indienne (Sathiyamoorthy *et al.*, 2007). Cette cellule permet de transporter de l'énergie potentielle sur des grandes distances et participe ainsi au maintien du JET jusqu'en Afrique de l'Est. Le JET se renforce à nouveau sur l'Afrique de l'Ouest sous l'influence des mouvements ascendants et de la convection profonde (libérant de la chaleur latente).

Le JEA est formé en réponse aux gradients de température (Burpee, 1972 ; Thorncroft & Blackburn, 1999) et d'humidité de surface (Cook, 1999), ainsi qu'aux mécanismes de feedback liés au couvert végétal (incluant l'albédo ; Wu *et al.*, 2009). Il est localisé entre 15°W et 15°E dans la moyenne troposphère, entre 600 et 700 hPa, et atteint une vitesse moyenne de 13 à 15 m.s⁻¹ pendant l'été boréal (Fig. 1.1). Par ailleurs, le JEA organise la convection et, notamment, les Systèmes Convectifs de Mésos-échelle (MCS ou lignes de grains), soit en orientant le système, soit en augmentant le cisaillement dans les basses couches (Lafore & Moncrief, 1989 ; Weisman & Rotunno, 2004 ; Mohr & Thorncroft, 2006). De plus, cette organisation est en grande partie liée à la génération de perturbations d'échelles synoptiques, se propageant vers l'Ouest, appelées ondes d'Est africaines (Burpee, 1972 ; Leroux & Hall, 2009). En effet, les MCS se positionnent souvent en des endroits privilégiés

de l'onde et se propagent également vers l'Ouest, à peu près à la même vitesse que le JEA.

Le **JOST** est observé dans la haute troposphère subtropicale, *i.e.* vers 200 hPa et 30°N (Fig. 1.1). Ce jet est lié à la circulation de Hadley et a pour origine la conservation du moment angulaire d'Ouest sur le côté polaire de la cellule de Hadley. Contrairement à ce qui se passe l'hiver, le JOST s'affaiblit en été du fait du gradient de température moins intense entre le pôle nord et l'équateur (Peyrillé, 2006).

Les deux structures convectives essentielles dans le fonctionnement de la mousson africaine sont la ZCIT, zone de convection humide, et la **dépression thermique Saharienne** ou « Heat Low », zone de convection sèche (Fig. 1.1). Ces deux structures correspondent respectivement à un maximum de température potentielle équivalente (θ_e) et à un maximum de température de surface (θ ; Fig. 1.1). Contrairement à la situation sur l'Océan, la ZCIT continentale ne se positionne pas à la verticale du FIT (Fig. 1.1), en raison de la forte inhibition convective associée à la sécheresse de l'atmosphère sahélienne.

1.1.2. Les précipitations en Afrique de l'Ouest

Le cycle saisonnier des précipitations en Afrique de l'Ouest est modulé, entre autres, par le balancement saisonnier méridien de la ZCIT. La figure 1.2 présente l'évolution des précipitations journalières (lissées sur 5jrs) au cours de l'année sur les côtes guinéennes et la bande sahélienne. Cet ensemble caractérise les deux régimes pluviométriques principaux (Fig. 1.2) : i) le régime guinéen affiche un cycle bimodal dominé par deux pics pluviométriques (en avril et décembre sur la partie côtière) et une petite saison sèche de juillet à septembre ; ii) le régime sahélien (ou soudano-sahélien) présente un cycle unimodal entre juillet et septembre.

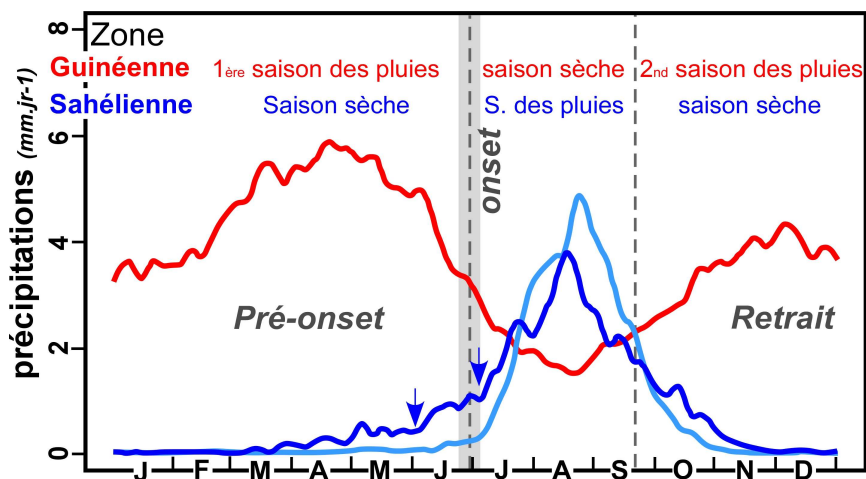


Figure 1.2. Evolution saisonnière des régimes pluviométriques dominant en Afrique de l'Ouest. La courbe rouge représente les précipitations journalières moyennes (mm.jr⁻¹ : données NCEP-NCAR-1) sur les côtes de Guinée (0-6°N, 10°W-10°E) lissées sur 5 jrs par filtrage LOESS sur la période 1948-2010. Idem en bleu foncé et clair, respectivement pour les précipitations au Sahel ouest-africain oriental (12.5-18°N, 2-10°E) et occidental (12.5-18°N, 18.5-2.5°W). Les flèches marquent les ruptures de pente.

Cependant, le déplacement de la bande de précipitations ne se fait pas de manière régulière et continue. En effet, bien que la migration de la ZCIT suive le mouvement apparent du Soleil, les interactions avec la surface terrestre, l'atmosphère et l'Océan perturbent son évolution (Li

& Philander, 1997 ; Sultan & Janicot, 2000 ; Chou *et al.*, 2001 ; Okumura & Xie, 2004). Ainsi, Thorncroft *et al.* (2011), en se fondant sur les déplacements annuels du maximum de précipitations, mettent en évidence quatre phases clés. La mise en place des précipitations associées à la mousson au travers du déplacement méridien de la ZCIT apparaît très clairement en figure 1.3.

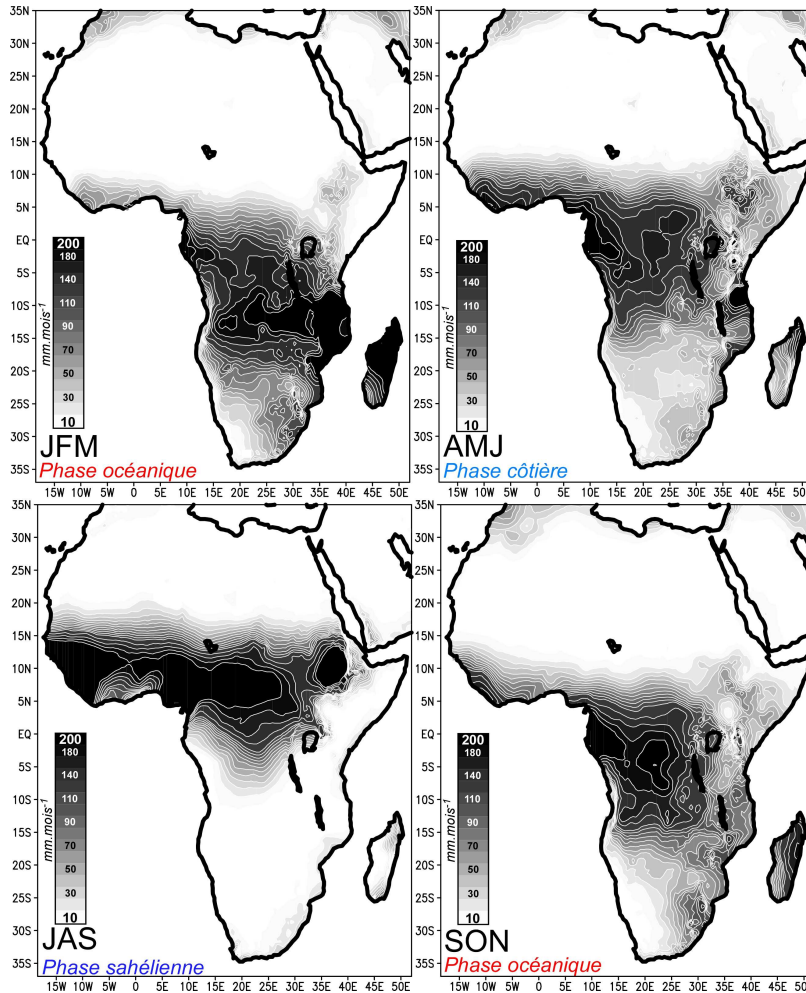


Figure 1.3. Cycle saisonnier moyen des précipitations en Afrique sur la période 1901-2009. Les précipitations mensuelles (mm.mois^{-1} ; CRU TS 3.10.1; Mitchell & Jones, 2005) sont représentées en niveau de gris pour les mois de janvier à mars (JFM : phase océanique), avril à juin (AMJ : phase côtière), juillet à septembre (JAS : phase sahélienne) et octobre à novembre (SON : phase océanique).

En hiver boréal (JFM sur la Fig. 1.3), c'est la grande saison sèche en Afrique de l'Ouest. Les précipitations moyennes sont très faibles ($50\text{-}70 \text{ mm.mois}^{-1}$ sur la côte guinéenne), voire nulles sur le reste de la région. Cette répartition est due à la présence de la ZCIT sur l'Océan, d'où l'appellation de **phase océanique** ; c'est également la période où la ZCIT occupe sa position la plus méridionale.

La première saison des pluies observée sur la zone guinéenne correspond à un premier saut de la ZCIT qui migre brusquement de 2°N à 5°N début mai (AMJ sur Figs. 1.2-3 ; Sultan & Janicot, 2000; 2003) : c'est la **phase de pré-mousson appelée « pré-onset » ou phase côtière**. Pendant cette période, le FIT remonte jusqu'à 15°N et le JEA se renforce et migre vers 10°N . Au Sahel, cette remontée printanière du FIT s'accompagne d'une instabilité locale et de phénomènes pluvieux intermittents marquant les premières pluies de la saison (Sultan & Janicot, 2000 ; Figs. 1.2-3). Ainsi, si l'on se reporte à la distribution journalière moyenne des précipitations du Sahel (et surtout la partie orientale), cela se traduit par une rupture de pente

au sein du cycle saisonnier entre mai et juin (Fig. 1.2). – *c'est la vision traditionnelle du démarrage de la saison humide au Sahel* –

La seconde période correspond à la saison des pluies au Sahel et à la petite saison sèche sur les côtes de Guinée (JAS ; Figs. 1.2-3). Une deuxième rupture de pente est détectée dans l'évolution saisonnière des pluies au Sahel (seconde flèche sur Fig. 1.2). Elle correspond au déplacement rapide, vers la fin juin (24 juin avec un écart-type de 7jr), de la ZCIT sur les latitudes les plus au Nord (10°N ; Sultan & Janicot, 2000) et est accompagnée par la formation des nuages à fort développement vertical associés aux MCS (Le Barbé *et al.*, 2002). **La période de progression rapide ou « saut » de la ZCIT est alors appelée « Onset »** et correspond à la période de mise en place de la mousson sur le domaine sahélien ; par conséquent, cette partie de la saison est également nommée **phase sahélienne**. Nous ne détaillerons pas ici les différents mécanismes associés à la mise en place de la mousson ; cette information est disponible dans de nombreux travaux (*e.g.* Sultan & Janicot, 2003 ; Drobinski *et al.*, 2005 ; Janicot *et al.*, 2009, 2011 ; Chauvin *et al.*, 2010 ; Flaounas, 2010).

Enfin, à partir de fin août ou début septembre, la ZCIT débute sa **phase de retrait**. De ce fait, la zone de pluie se retire vers le Sud (observée en SON sur la Fig. 1.3). Cette période correspond alors à la seconde saison des pluies sur les côtes de Guinée, et donc à une très forte diminution des pluies au Sahel (Figs. 1.2).

Toutefois, d'année en année, la pluviométrie saisonnière en Afrique de l'Ouest est soumise à une certaine variabilité. La figure 1.4 présente la distribution moyenne des cumuls annuels de précipitations en Afrique de l'Ouest pour la période 1901-2009, sur laquelle sont superposées les isohyètes 300 à 900 mm.an⁻¹ des périodes humide (1950-1968) et aride (1969-1990).

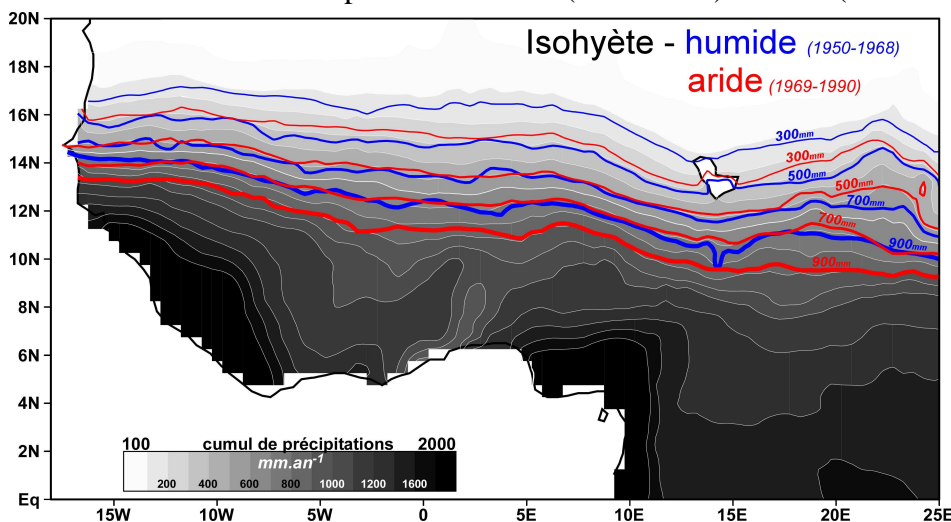


Figure 1.4. Distribution moyenne des cumuls annuels de précipitations en Afrique de l'Ouest entre 1901 et 2009 et ses modifications lors des périodes humides et arides. Les précipitations mensuelles (mm.mois⁻¹ ; CRU TS 3.10.1 ; Mitchell & Jones, 2005) sont représentées en niveau de gris. Les lignes bleues et rouges indiquent la position des isohyètes 300, 500, 700 et 900 mm.an⁻¹, respectivement pour la période humide (1950-1968) et aride (1969-1990).

Comme déjà discuté en section II.2.2.2, en moyenne depuis le début du XX^e siècle, cette zone possède **une variabilité cohérente et distribuée selon un gradient nord-sud** (Fig. 1.4). Ainsi, suivant cette cohérence méridienne, les deux périodes 1950-1968 et 1969-1990

présentent respectivement un décalage vers le Nord et le Sud (Fig. 1.4). Cette réorganisation spatiale de la cohérence méridienne des précipitations au Sahel marque la transition brutale entre un état pluviométrique excédentaire avant 1969 et un état déficitaire après 1970 (*e.g.* Hulme, 1992 ; L'Hôte *et al.*, 2002 ; Dai *et al.*, 2004) ; cet état déficitaire est notamment marqué par une période anormalement aride durant les années 1980.

Par ailleurs, les travaux de Nicholson (1993), Lebel *et al.* (2000) et Le Barbé *et al.* (2002) montrent que cette sécheresse n'a pas été limitée au Sahel mais s'est étendue jusqu'à la côte du Golfe de Guinée. Sur le réseau d'observation AMMA-CATCH, ce déficit moyen est estimé à 180 mm.an^{-1} (Le Barbé *et al.*, 2002). De plus, Le Barbé & Lebel (1997) montrent que, dans la région sahélienne, le déficit pluviométrique correspond à une diminution du nombre des évènements pluvieux surtout au cours des mois de juillet et août. Sur la région guinéenne, la baisse du nombre d'évènements est aussi observée au cours de la deuxième saison des pluies (Le Barbé *et al.*, 2002). De plus, cette variabilité spatio-temporelle dépasse le cadre strictement méridien. Nicholson (1986), puis Janicot (1992a, b) distinguent plusieurs structures pluviométriques décrivant l'occurrence d'anomalies dipolaires de signes opposés entre le Sahel et la région guinéenne (+/- et -/+).

1.2. Influence des conditions de surface

1.2.1. Description théorique

Les fluctuations pluviométriques décrites dans la section précédente ont le plus souvent été reliées aux variations des SSTs mondiales (*e.g.* Lamb, 1978 ; Folland *et al.*, 1986 ; Ward *et al.*, 1990 ; Bader & Latif, 2003 ; Giannini *et al.*, 2003 ; Lu & Delworth, 2005). Pourtant, avant de décrire en détail le bilan de ces études, il est nécessaire d'établir son cadre physique, qui implique également l'influence d'autres variables (*e.g.* couvert végétal ou humidité du sol).

Selon Webster *et al.* (1998), **le gradient de température entre l'Océan et le continent est à la base de la circulation de mousson**, qui est à son tour renforcée si le gradient d'humidité est pris en considération. Le rôle de ces gradients dans les basses couches de l'atmosphère sur la dynamique de la MOA a été mis en évidence par Eltahir & Gong (1996), puis par Fontaine *et al.* (2002). Ils montrent que l'évolution du flux de mousson correspondrait d'une part à une réponse dynamique de l'atmosphère aux contrastes énergétiques et, d'autre part, à l'intensité du gradient d'entropie des basses couches (Fig. 1.5). De cette façon, une circulation intense du flux de mousson est associée à un important gradient de température dans les basses couches, et inversement (Fig. 1.5).

Ce gradient fait ainsi intervenir des transferts énergétiques méridiens et verticaux en introduisant la notion d'énergie statique humide (ESH : Riehl, 1969) qui se définit comme la somme de l'énergie potentielle, sensible et latente. En ce sens, Peyrillé (2006) souligne l'importance de l'ESH et l'impact de ces gradients à deux échelles différentes : i) à l'échelle locale où le gradient vertical d'ESH joue sur les systèmes pluvio-gènes ; ii) à l'échelle régionale où le gradient horizontal d'ESH affecte l'intensité de la MOA. Par ailleurs, Eltahir (1996) précise que, sur le continent, le gradient horizontal d'ESH reflète la distribution de la

végétation et de l'humidité du sol. Ainsi, Zheng et Eltahir (1998) constatent qu'une modification de la végétation (*e.g.* déforestation) sur la côte guinéenne a un impact significatif direct sur la dynamique atmosphérique associée à la circulation de mousson *via* les gradients d'ESH. D'autre part, Philippon & Fontaine (2002) montrent qu'une anomalie positive d'humidité du sol renforcerait la circulation de mousson au travers d'une modification de la couche limite et de l'augmentation des flux de chaleurs depuis la surface vers l'atmosphère.

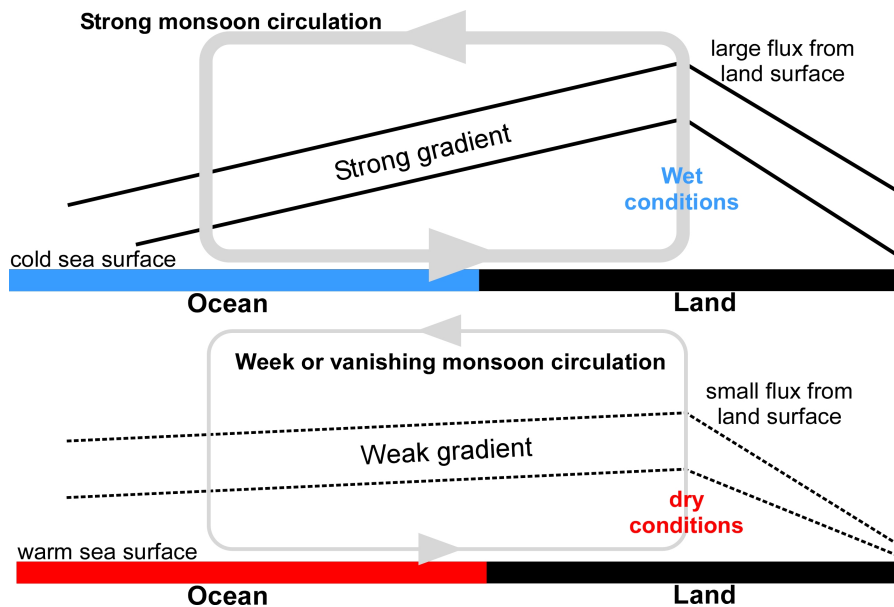


Figure 1.5. Schéma conceptuel des interactions océan-continent-atmosphère impliquées dans la variabilité de la MOA (adapté d'Eltahir & Gong, 1996). En haut : un gradient énergétique plus prononcé qui génère une circulation de mousson plus forte et des conditions humides. En bas : inversement.

1.2.2. Rôle des SSTs : une interaction d'échelles

La MOA, et donc également le signal pluviométrique ouest-africain, présentent une large gamme de variabilité climatique, allant de l'échelle intra-saisonnière (>10 jrs) aux échelles quasi-décennale à multi-décennale. Néanmoins, si l'on omet le rôle de la langue d'eaux froides dans les mécanismes associés à la mise en place de la mousson (Caniaux *et al.*, 2011), les interactions entre les SSTs océaniques et la MOA s'observent préférentiellement de l'échelle interannuelle (2-8 ans) à l'échelle multi-décennale (ici <20 ans). Les caractéristiques intra- et inter-bassin ont été décrites dans les sections I.2.2-3. Cette section discutera donc exclusivement des téléconnexions basse-fréquence SST/précipitations. Cependant, plus d'informations sur les signaux intra-saisonniers isolés au sein de l'activité convective et des précipitations sont disponibles dans Janicot *et al.* (2011).

A l'échelle interannuelle, le phénomène ENSO (Janicot *et al.*, 2001 ; *cf.* I.2.3.1), l'Atlantique Niño ou mode Equatorial (Giannini *et al.*, 2003 ; *cf.* I.2.2.3) et la mer Méditerranée (Rowell, 2003 ; Raicich *et al.*, 2003) ont un impact important dans le système de la MOA. Le tableau 1.1 proposé par Rodrigez-Fonseca *et al.* (2011) synthétise les mécanismes impliqués dans ces téléconnexions. Sous les tropiques, le premier mode de co-variabilité interannuelle montre une réduction des précipitations au Sahel associée à un réchauffement du Pacifique tropical (*e.g.* Giannini *et al.*, 2003 ; Joly *et al.*, 2007 ; Tab. 1.1c-d). Cependant, cette relation n'est pas

stationnaire et l'influence des SSTs Pacifique augmente depuis les années 1970 (Janicot *et al.*, 2001). Les résultats des Modèles de Circulation Atmosphérique Générale (AGCM) montrent une faible réponse de la MOA à la variabilité pacifique tropicale. Au cours la période pré-onset (AMJ), un réchauffement sur le Pacifique équatorial influe sur les précipitations de la zone guinéenne au travers d'une augmentation de la subsidence sur l'Atlantique équatorial (Tab.1.1d). Au cœur de la saison de mousson (JAS) et lors de la période de retrait, cette même anomalie réduit les précipitations au Sahel via la génération d'ondes équatoriales de Rossby depuis le Pacifique occidental (région du « Warm-pool » ; Mohino *et al.*, 2011a), et une augmentation de la subsidence sur cette région (Tab.1.1c).

Le second mode de co-variabilité interannuelle relie la MOA à l'Atlantique Niño ou mode équatorial (Joly *et al.*, 2007). Sur la base des résultats des travaux antérieurs (Vizy & Cook, 2002 ; Polo *et al.*, 2008 ; Garcia-Serrano *et al.*, 2008), les études de sensibilité de Losada *et al.* (2009a) montrent que la réponse atmosphérique à un réchauffement des SSTs dans le Golfe de Guinée est une diminution du gradient méridien de pression entre l'équateur et la dépression thermique Saharienne (Tab. 1.1b). Il en résulte une migration vers le Sud de la ZCIT associée à des anomalies pluvieuses dipolaires entre le Golfe de Guinée et le Sahel (Tab 1.1b).

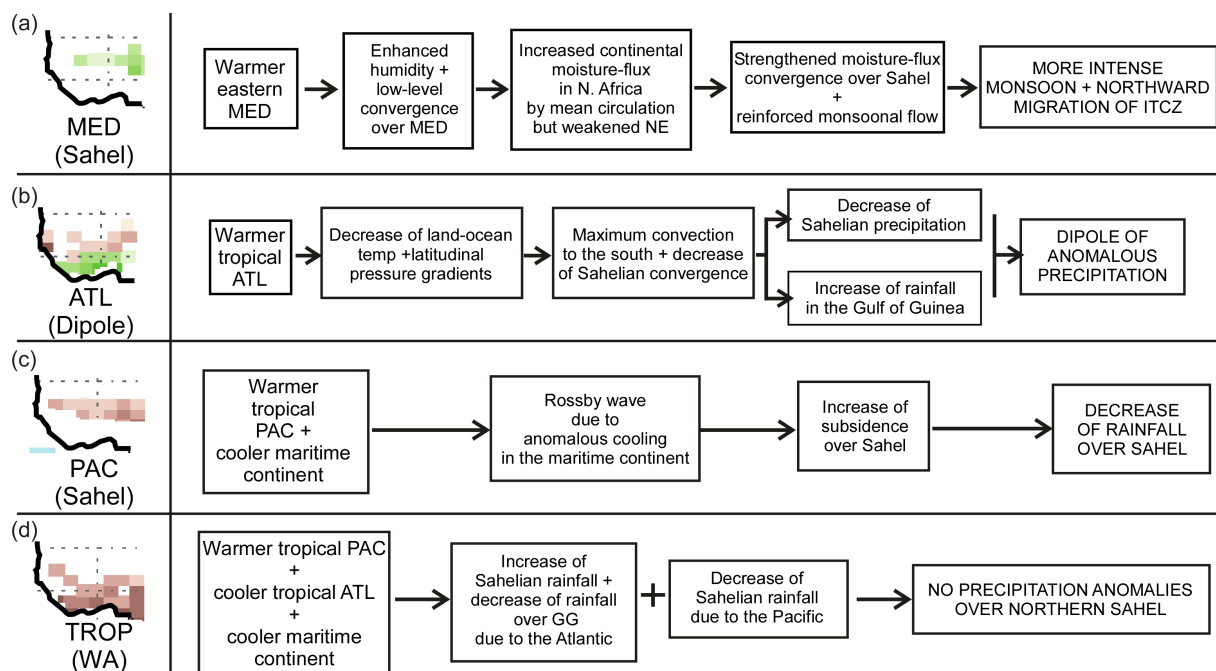


Table 1.1. Principaux mécanismes impliqués dans les téléconnexions entre la Méditerranée, l'Atlantique et le Pacifique, et les précipitations en Afrique de l'Ouest (d'après Rodriguez-Fonseca *et al.*, 2011). Les acronymes MED, ATL, PAC TROP réfèrent, respectivement, aux SSTs de la Méditerranée, de l'Atlantique, du Pacifique, et de l'ensemble des bassins tropicaux.

Depuis les années 1970, les anomalies pluvieuses associées au mode équatorial sont de même signe au Sahel comme sur le long des côtes de Guinée. Or, avant les années 1970, les anomalies de SSTs du mode équatorial étaient principalement restreintes à l'Atlantique Tropical, tandis qu'après cette période, ces anomalies se conjuguent avec les anomalies de température du Pacifique équatorial (Polo *et al.*, 2008 ; Rodriguez-Fonseca *et al.*, 2009 ; Tab.

1.1d). Ainsi, une diminution considérable du niveau de corrélation entre les SSTs Atlantique et les précipitations sahéliennes après 1970 (Janicot *et al.*, 1996) pourrait être un contre-effet lié à l'influence conjuguée des SSTs Pacifique et Atlantique (Joly & Voltaire, 2010). Losada *et al.* (2009b) ajoutent que l'impact post-1970 du mode équatorial s'effectue au travers de la circulation de Walker et de la circulation atmosphérique pacifique et indienne. Ainsi, après les années 1970, une diminution des précipitations ouest-africaines est principalement liée à des SSTs plus froides dans le Golfe de Guinée et le Pacifique occidental et des SSTs plus chaudes dans le Pacifique oriental et l'océan Indien (Tab.1.1d).

Sur la période post-1979, une augmentation des précipitations au Sahel apparaît en relation avec le réchauffement des SSTs de la Méditerranée orientale (eMED) en été (Polo *et al.*, 2008 ; Fontaine *et al.*, 2009, 2011c, d). Selon ces travaux, le réchauffement de la Méditerranée ne semble pas associé à un autre signal SST tropical, au contraire de la période 1957-1968 où le signal SST de la Méditerranée semble s'inscrire dans un schéma global. Le résultat des simulations, forcées par ces conditions post-1979 sur la Méditerranée, montre que ce réchauffement de la Méditerranée orientale produirait un renforcement des vents de mousson et un décalage vers le Nord de la ZCIT sur l'Afrique de l'Ouest (Fontaine *et al.*, 2009 ; Tab. 1.1a). Par ailleurs, il est intéressant de noter que Fontaine *et al.* (2003) et Rowell (2003) montrent qu'une Méditerranée anormalement chaude augmente l'humidité de basse couche par évaporation, et dans la circulation moyenne le transport de cette humidité au dessus du Sahara, et ainsi contribue au renforcement de la convergence d'humidité sur le Sahel.

La variabilité décennale à multi-décennale des précipitations semble, en accord avec de nombreuses observations (*e.g.* Folland *et al.*, 1986 ; Fontaine *et al.*, 1998 ; 2011b ; Giannini *et al.*, 2003), en relation avec le mode inter-hémisphérique des SSTs, dont le signal est particulièrement marqué dans le bassin atlantique (*cf.* Sect. I.2.2.3). Cependant, Joly *et al.* (2007) suggèrent que le mode inter-hémisphérique est induit par un forçage anthropique. Biassutti *et al.* (2008) proposent que le signal décennal de la sécheresse au Sahel soit associé à la fois à l'AMO (*cf.* I.2.2.1) -dont la structure est proche du mode inter-hémisphérique- et à l'IPO (*cf.* I.2.3.1). Enfin, Bader & Latif (2003) identifient également le réchauffement de l'océan Indien comme un facteur potentiel de la sécheresse.

Néanmoins, l'étude de sensibilité de Mohino *et al.* (2011b) montre que la variabilité décennale des précipitations sahéliennes peut être interprétée comme l'effet de trois facteurs concurrentiels, contribuant différemment dans la signature inter-hémisphérique des SSTs (Fig. 1.6): le réchauffement global et multi-décennal des SSTs (GW), et deux structures spatiales de variabilité décennale, l'AMO et l'IPO. Ces résultats montrent notamment qu'une phase positive du GW et de l'IPO conduirait à une MOA plus faible, tandis qu'une phase positive de l'AMO mènerait à un décalage vers le Nord de la ZCIT et des conditions humides au Sahel.

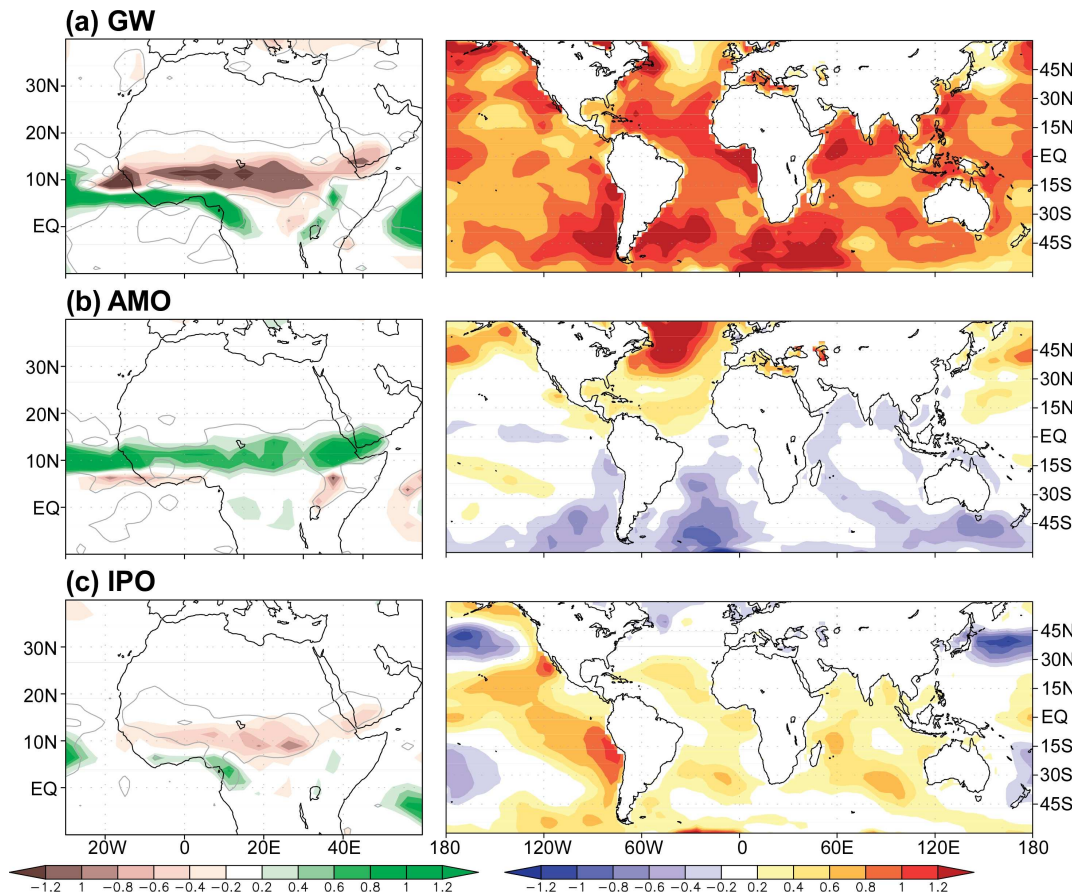


Figure 1.6. Anomalies de précipitations simulées par le modèle LMDZ en réponse aux structures d'anomalies décennales des SSTs mondiales (d'après Mohino et al., 2011b). (a) Anomalies des précipitations (mm.jour^{-1} , à gauche) répondant au réchauffement global (GW) des SSTs (K, à droite). (b) Idem en réponse à l'AMO ou mode inter-hémisphérique. (c) Idem en réponse à l'IPO (cf. Sect. 1.2.3.1). Les contours gris indiquent les anomalies significatives à 95% au regard du t-test de Student.

2. Tendances et variabilité des précipitations au Sahel ouest-africain

A l'image de l'étude des longues chroniques européennes, cette section ne vise pas à discuter de la tendance passée des précipitations au Sahel (e.g. son intensité et sa significativité), déjà largement étudiée, mais plutôt de sa variabilité.

2.1. Des disparités zonales dans les tendances

La figure 2.1 affiche la répartition spatiale de l'anomalie de précipitations enregistrée de mai à septembre entre la période humide (1950-1967) et la période aride (1968-1992). Nous remarquons qu'au cours de la saison des pluies au Sahel, le déficit pluviométrique n'est pas uniforme à l'échelle de l'Afrique de l'Ouest. Premièrement, le déficit pluviométrique semble restreint à la région Sahélienne (Fig. 2.1). Ce constat signifie également que, au cours de la période aride, plus de précipitations sont enregistrées sur la côte guinéenne lors de la petite saison sèche (jusqu'à plus de 50mm.mois^{-1} ; Fig. 2.1). Deuxièmement, sur la région sahélienne le déficit apparaît en moyenne plus intense sur la côte Atlantique qu'au-delà de 4°W .

Ce type d'organisation zonale dans la variabilité spatio-temporelle des précipitations ouest-africaines a déjà été proposé à l'aide d'EOF (Moron, 1994). Nous proposons ici d'examiner la

structuration temporelle des échelles de variabilité basse-fréquence des précipitations suivant un plan Est-Ouest de la côte Atlantique au bassin du lac Tchad. Pour cela, bien que cette analyse ait été validée par une étude préliminaire de nombreuses stations ouest-africaines, nos résultats seront ici résumés au travers de six stations (A-F sur la Fig. 2.1), dont les informations techniques sont détaillées en section II.2.1.

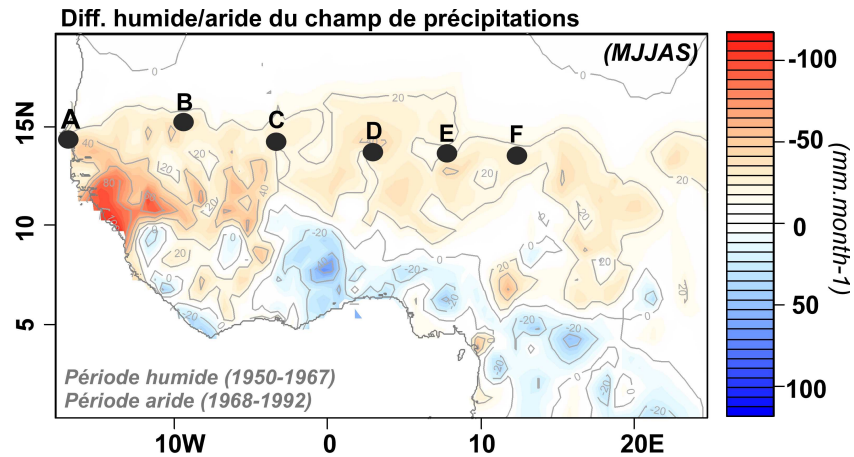


Figure 2.1. Différence des moyennes de précipitations en Afrique de l'Ouest enregistrées de mai à septembre entre la période humide et aride. La significativité de la différence des moyennes de précipitations (mm.mois^{-1} ; CRU TS 3.10.1; Mitchell & Jones, 2005) entre les périodes humide (1950-1967) et aride (1968-1992) a été évaluée au niveau 95% par le *t*-test de Student : seule la région sahélienne apparaît significative (non montré). Les lettres A-F indiquent la localisation des stations utilisées dans cette première partie de l'étude.

La figure 2.2a-f montre l'évolution temporelle de ces six séries pluviométriques. Sur toutes les stations, les précipitations montrent une tendance excédentaire puis déficitaire marquée par une transition dans les années 1960 (courbe noire, Fig. 2.2a-f). Cependant, l'application du lissage à ~15ans, *i.e.* l'observation des fluctuations décennales, montre que l'occurrence, la longueur et l'intensité des anomalies humides et arides dépendent de la série chronologique étudiée (Fig. 2.2a-f). Premièrement, la longueur de l'anomalie humide des années 1960 est différente (bleu sur la Fig. 2.1a-f : Dakar, 1923-1965 ; Nioro : 1949-1967 ; Mopti : 1948-1963 ; Niamey : 1948-1969 ; Maradi : 1931-1968 ; Mainé-Soroa : 1948-1967). Deuxièmement, une courte anomalie humide est observée dans les précipitations du Sahel oriental (Niamey : 1974-1979 ; Maradi : 1977-1978 ; Mainé-Soroa : 1976-1978 ; Fig. 2.1d-f).

Cependant, la longueur variable de nos chroniques ne permet pas d'évaluer avec précision ces disparités zonales, puisque la variance n'est pas distribuée de manière identique. Ainsi, les contrastes zonaux tels que décrits au Sahel sur la période récente ne sont que partiellement observés (Nicholson, 2005 ; Lebel & Ali, 2009 ; Fontaine *et al.*, 2011b). Pour cela, et dans l'objectif de confirmer nos premières observations, deux indices ont été générés au Sahel ouest-africain (Fig. 2.2g, f ; *cf.* Sect. II.2.2.2). L'application du lissage décennal à ces deux zones montre un retour partiel des précipitations plus précoce à l'Est (Fig. 2.3g, f). En effet, depuis 1990, dix années excédentaires sont répertoriées à l'Est, contre six à l'Ouest (Fig. 2.3g, f). Par ailleurs, ce lissage confirme également l'existence, au Sahel oriental, d'une courte anomalie humide au milieu des années 1970 (Fig. 2.3g, f).

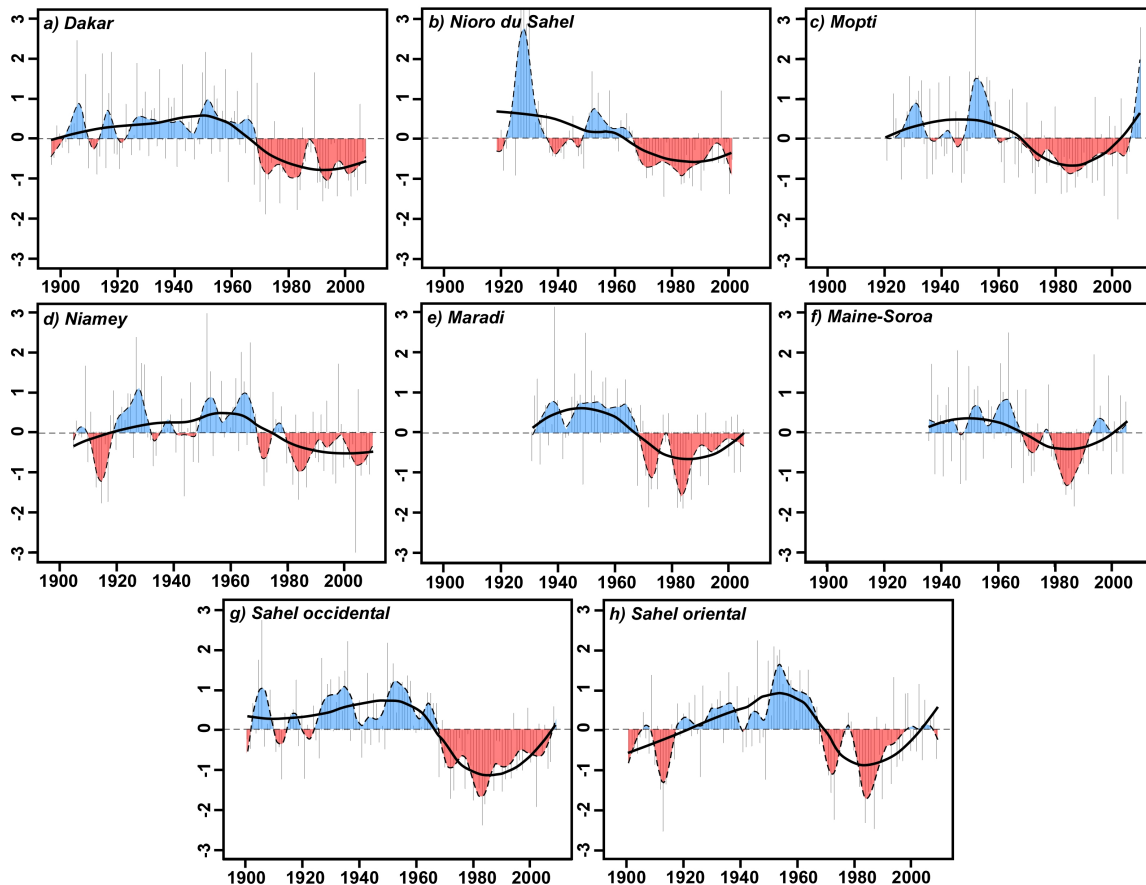


Figure 2.2. Evolution des cumuls mensuels de précipitations au Sahel ouest-africain depuis 1901. (a-f) Tendence générale (ligne continue ; pondérée suivant la longueur de la chronique la plus courte : 69 ans) et lissage à ~15ans (pointillé et remplissage) des séries pluviométriques annuelles centrées réduites (Dakar, Nioro du Sahel, Mopti, Niamey, Maradi, Mainé-Soroa). (g-h) idem pour deux indices régionalisés de précipitations (CRU TS 3.10.1 ; Mitchell & Jones, 2005) au Sahel occidental (13-15°N, 18.5-2.5°W) et oriental (12-14°N, 2-20°E).

Une certaine hétérogénéité est donc présente dans les mesures historiques de précipitations au Sahel ouest-africain. De plus, cette zonalité semble structurée dans le temps, comme l'illustre par exemple, la courte anomalie pluvieuse du milieu des années 1970. Cette dernière anomalie, qui apparaît bornée par deux séquences d'années sèches entre les années 1960 et 1980, pourrait alors s'inscrire dans des fluctuations à long-terme caractéristiques du développement de la sécheresse tel que décrit par Le Barbé & Lebel (1997) et d'Amato & Lebel (1998). D'autre part, cela suggère des disparités dans la distribution de la variance des précipitations sahéniennes ; nous allons étudier cette hypothèse dans la section suivante.

2.2. Détection des échelles de variabilité

L'hétérogénéité zonale du contenu spectral des séries pluviométriques sahéniennes a été évaluée par CWT (Fig. 2.3). L'observation des spectres en ondelettes met en évidence plusieurs échelles de variabilité pour les différentes stations (Fig. 2.3): saisonnière (6 mois-1 an), interannuelle (2-3, 2-4, 3-6 et 5-8 ans), quasi-décennale (8-14, 10-16, 8-18 et 12-18 ans) et multi-décennale (19-30 et 16-36 ans). Le cycle annuel est dominant dans les séries mensuelles où il atteint entre 41.7 et 56.1% de la variance totale des signaux (Tab. 2.1). Ce

cycle traduit le contraste entre les saisons sèches (novembre à mars) et humides (avril à octobre), et apparaît donc étroitement lié au balancement saisonnier de la ZCIT (cf. Sect. 1.1.2). Par ailleurs, ce cycle annuel présente également des fluctuations d'année en année (Fig. 2.3): les modes saisonniers s'affaiblissent (se renforcent) lors des années arides (humides). Ces fluctuations du cycle saisonnier témoignent alors de l'existence de variations à plus long-terme dont la contribution n'excède pas 3.6% à l'échelle mensuelle, mais contribuant plus fortement aux variations du climat d'une année à l'autre (Tab. 2.1). Ces variations basses-fréquences apparaissent, en moyenne, dominées par une échelle de variabilité interannuelle (40.5 à 77.1% ; Tab. 2.1).

Variability scale	% Average contribution of the total variance					
	Dakar	Nioro du Sahel	Mopti	Niamey	Maradi	Maine-Soroa
Seasonal monthly 1yr	41.7 %	51.5 %	56.1 %	56 %	52.6 %	45.1 %
Interannual monthly (annual) 2-8yrs	2.3 (73.9) %	1.4 (40.5) %	1.8 (77.1) %	1.7 (64.5) %	1.3 (73) %	2.2 (73) %
Quasi-Decadal monthly (annual) 9-19yrs	0.4 (12.1) %	0.3 (7.9) %	0.2 (9.5) %	0.2 (8.7) %	0.3 (8.3) %	0.2 (9.6) %
Multi-Decadal monthly (annual) >20yrs	0.1 (4.5) %	0.9 (22.8) %	0.2 (7.9) %	0.2 (6.1) %	0 (1.8)* %	0 (1.8)* %
Low-Frequency monthly >2yrs	3 %	3.6 %	2.2 %	2.6 %	1.7 %	2.6 %

* time-series too short

Table 2.1. Contribution des échelles de variabilité détectées au Sahel ouest-africain dans les précipitations mensuelles (annuelles) exprimée en pourcentage de variance totale capturée par le filtre FFT.

Néanmoins, ces échelles de variabilité fluctuent au cours du temps (Fig. 2.3). L'analyse de la distribution temporelle des échelles de variabilité basse-fréquence, *i.e.*, selon leur concomitance avec une anomalie humide (fort cycle annuel) ou aride (faible cycle annuel) a permis de délimiter trois régions ouest-africaine dont le contenu spectral était cohérent (Fig. 2.3):

- Sur la côte atlantique (Dakar ; Fig. 2.3a), les anomalies humides sont caractérisées par une forte variance de l'échelle de variabilité interannuelle (soumise néanmoins à une forte intermittence ; modes de variabilité 2-3, 2-4 et 3-6 ans) tandis que les anomalies arides sont marquées par le renforcement d'un mode quasi-décennal (8-14 ans) et multi-décennal (19-30 ans).
- Au Sahel central (Nioro du Sahel et Mopti ; Fig. 2.3b, c), l'ensemble de la variabilité basse-fréquence (interannuelle : 2-4 et 4-8 ans ; quasi-décennale : 10-16 ans ; multi-décennale : 19-36 ans) montre un haut niveau de variance lors des années humides, et inversement lors des années arides.
- Au Sahel oriental (Niamey, Maradi, Mainé-Soroa ; Fig. 2.3d-f), l'échelle interannuelle (2-3, 2-4 et 5-8 ans) est plus forte lors des anomalies humides et un mode quasi-décennal (12-18 ans ou 8-18 ans à Maradi) se renforce lors de l'anomalie aride des années 1960. Par ailleurs, une échelle de variabilité multi-décennale (16-36 ans) est également détectée, mais ne peut être observée à Maradi et Mainé-Soroa dont les séries sont trop courtes.

Sur la base de l'analyse des séries temporelles, le rang des échelles de variabilité permet de distinguer trois secteurs : la côte Atlantique, le Sahel central et oriental. Ainsi, sur la côte

Atlantique et au Sahel central la transition entre la période humide et aride est marquée par un changement d'échelles de variabilité : variations interannuelles puis quasi-décennales. Au Sahel central, cette transition est marquée par une baisse généralisée de la variabilité des précipitations.

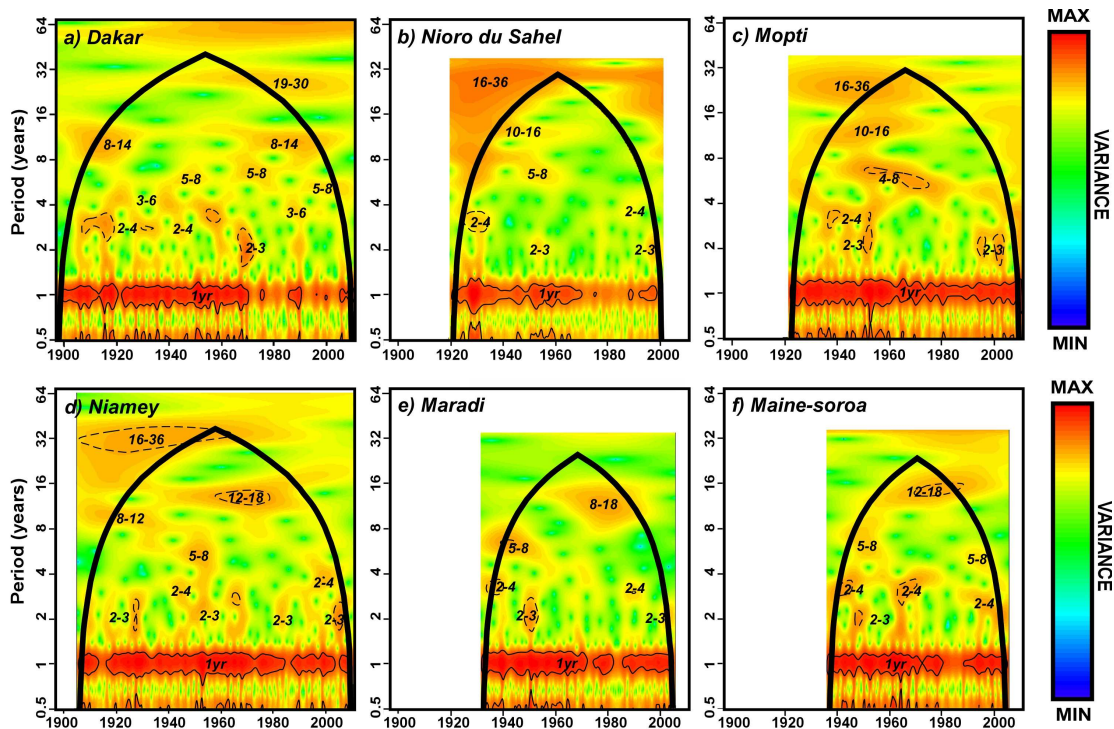


Figure 2.3. Détection des échelles de variabilité dominantes en fonction du temps dans les cumuls mensuels de précipitations au Sahel ouest-africain. (a-f) CWT appliquées aux cumuls mensuels de précipitations des stations pluviométriques de Dakar, Nioro du Sahel, Mopti, Niamey, Maradi et Mainé-Soroa. Les contours fins et les pointillés indiquent respectivement les bandes spectrales significatives au seuil de 90% avant et après suppression du cycle annuel (5000 simulations Monte-Carlo d'un signal de même propriété autorégressive). Le trait gras représente le cône d'influence i.e. la zone non affectée par les problèmes de zero-padding.

Cette étude ne pouvant se limiter à quelques stations, bien que le rang des échelles de variabilité soit inégale, la **distribution spatio-temporelle des échelles de variabilité** a pu être examinée en fixant trois échelles globales permettant de capturer le maximum de variance dans les trois secteurs : l'échelle multi-décennale (19-40 ans), quasi-décennale (9-18 ans) et interannuelle (2-8ans).

A l'échelle multi-décennale, l'utilisation d'un diagramme de Hovmöller (latitude/temps) moyenné entre 12 et 15°N montre une variabilité multi-décennale plus forte depuis la côte Atlantique jusqu'à 8°W (particulièrement à proximité de la station de Nioro, i.e., à 9.5°W; Fig. 2.4a1). Elle est néanmoins détectée sur l'ensemble du Sahel ouest-africain (Fig. 2.4a1). Cette variabilité semble toutefois s'affaiblir depuis la deuxième moitié du XX^e siècle (Fig. 2.4a1). De plus, en se basant sur la différence de variance capturée dans la période humide et aride, le déclin de la variabilité décennale de cette échelle apparaît quasi-généralisé à l'ensemble de l'Afrique de l'Ouest (Fig. 2.4a2).

A l'échelle quasi-décennale, en accord avec le diagramme de Hovmöller, les longitudes 5°W-0° semblent séparer le Sahel occidental et oriental, plus précisément au cours des

périodes humide (moins de variance à l'Est) et aride (moins de variance à l'Ouest ; Fig. 2.4b1). La carte de différence entre les années humides et arides affiche donc parfaitement cette disparité (Fig. 2.4b2). En effet, sur l'ensemble du contexte ouest-africain, nous notons d'une part, une diminution de la variabilité quasi-décennale sur la partie occidentale (zone guinéenne incluse), et d'autre part, un renforcement sur le Sahel oriental (Fig. 2.4b2).

La variabilité interannuelle est plus prononcée à l'Ouest du Sahel (Fig. 2.4c1). Cependant, l'anomalie humide des années 1950 est marquée par un renforcement de l'extension longitudinale de cette variabilité, couvrant alors l'ensemble du Sahel ouest-africain (Fig. 2.4c1). Comme l'échelle multi-décennale, la variabilité interannuelle montre un déficit quasi-généralisé sur l'ensemble du contexte ouest-africain entre les périodes humide et aride (Fig. 2.4c2).

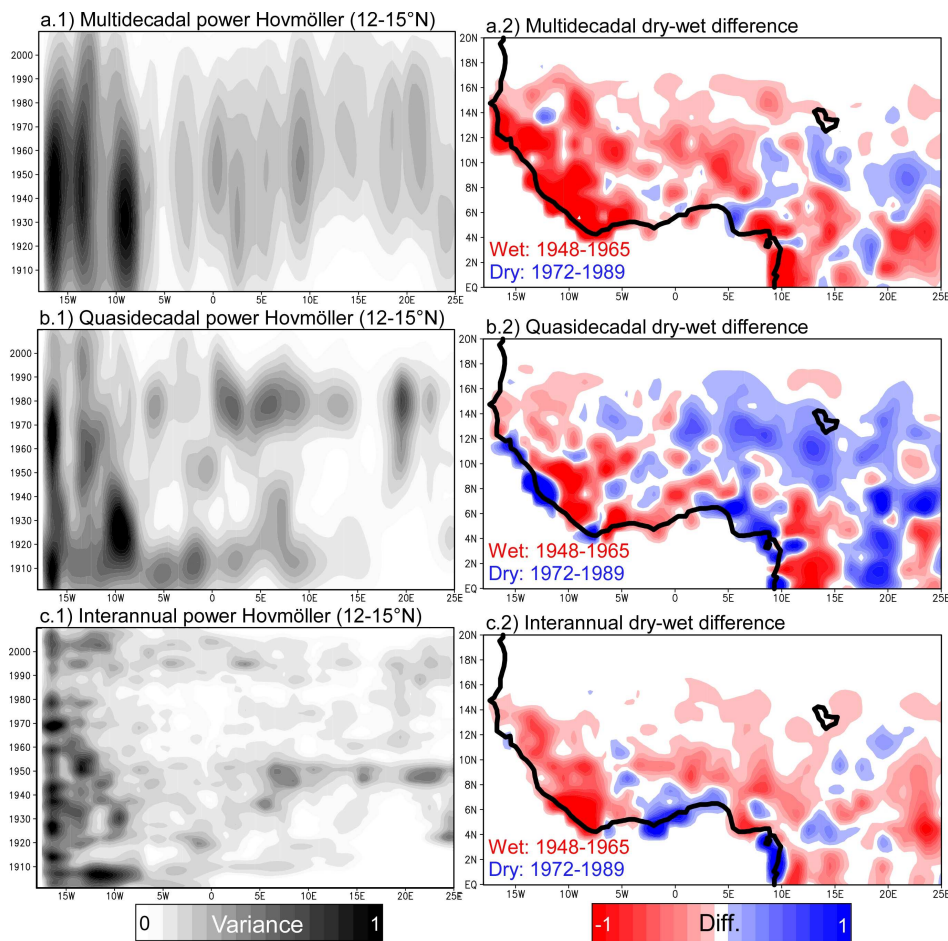


Figure 2.4. Distribution spatio-temporelle de la puissance des échelles de variabilité dans les précipitations au Sahel ouest-africain, et sur l'ensemble de l'Afrique de l'Ouest. A gauche : (1). Diagramme de Hovmöller de puissance (variance) moyenné sur la région sahélienne (12-15°N) pour les échelles de variabilité multi-décennale (a), quasi-décennale (b) et interannuelle (c) des précipitations (CRU TS 3.10.1 ; Mitchell & Jones, 2005). A droite : (2). Evaluation de la différence de variance pour les trois échelles entre la période humide (1948-1965) et aride (1972-1989) sur l'ensemble du contexte ouest-africain.

L'analyse de ces échelles de variabilité dans le champ de précipitations ouest-africain montre préférentiellement un contraste entre les régions orientales et occidentales. Il n'est donc pas exclu que le secteur côte atlantique soit faiblement étendu dans l'espace – et éventuellement à lier à l'interface océan/continent, même si cela reste à étudier –. En résumé, la variabilité des

précipitations au Sahel ouest-africain est fortement non-stationnaire et les limites entre ces régions fluctuent dans le temps et l'espace en fonction des échelles de variabilité.

2.3. Complément sur la variabilité des précipitations

Les analyses de cette section restent, au moment de la rédaction de ce manuscrit, des résultats préliminaires destinés à répondre à certaines questions posées lors des différents séminaires auxquels j'ai participé au cours de mon doctorat (Annexe 2).

Ces échelles de variabilité basse-fréquence sont-elles détectées à partir d'un indice compilé par l'agrégation de nombreuses stations journalières ? Pour cela, nous présentons ici un exemple d'application de la CWT à deux indices de précipitations au Sahel : l'un basé sur les données mensuelles CRU TS 3.10.1 et l'autre sur l'agrégation annuelle de stations journalières du réseau AMMA-CATCH (*com. pers.* G. Panthou : doctorant LTHE, Grenoble). Ces deux indices reproduisent parfaitement les échelles de variabilité décrites dans la section précédente (Figs. 2.3, 5) : interannuelle, quasi-décennale, multi-décennale. D'autre part, l'indice CRU montre qu'à une échelle plus large, englobant l'ensemble du Sahel le contenu fréquentiel type du Sahel oriental est dominant, *i.e.* que la variabilité quasi-décennale se renforce au cours la période aride (Fig. 2.5a). De la même manière, l'indice AMMA-CATCH présente les mêmes caractéristiques fréquentielles (avec une variance quasi-décennale plus prononcée dans les années 1950 ; Fig. 2.5b).

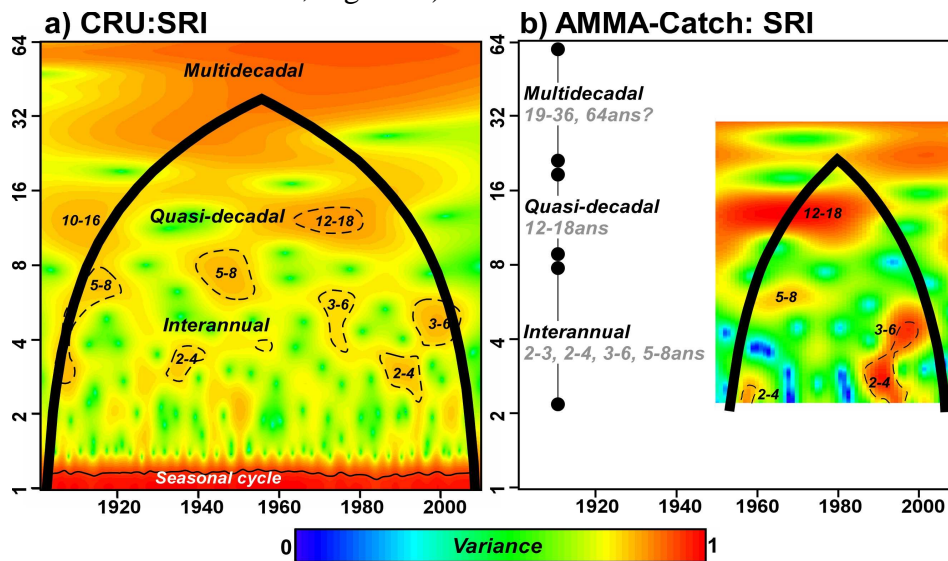


Figure 2.5. Détection des échelles de variabilité dominantes en fonction du temps dans des indices compilés par l'agrégation de stations journalières. (a-b) CWT appliquées aux indices régionalisés de précipitations au Sahel (SRI) de la base de données CRU TS 3.10.1 (10-20°N, 20°W-20°E) et AMMA-Catch (9.5-15.5°N, 5°W-7°E). Les contours fins et les pointillés indiquent respectivement les bandes spectrales significatives au seuil de 90% avant et après suppression du cycle annuel (5000 simulations Monte-Carlo d'un signal de même propriété autorégressive). Le trait gras représente le cône d'influence *i.e.* la zone non affectée par les problèmes de zero-padding.

Les échelles de variabilité basse-fréquence s'expriment-elles différemment selon la période de la saison ? Pour cela, nous présentons l'exemple d'une application de la CWT à l'indice de précipitations au Sahel (CRU TS 3.10.1) pour la phase côtière (AMJ) et sahélienne (JAS ; Fig. 2.6 ; *cf.* Sect. IV.1.1.2). Le contenu spectral des précipitations change selon la phase de la

saison des pluies (Fig. 2.6). Aucun renforcement de la variabilité interannuelle n'est commun aux deux phases de la saison, à l'exception du mode 3-6 ans dans les années 1990 (Fig. 2.6). Même constat pour les échelles multi- et inter-décennale (Fig. 2.6): le renforcement des variabilités 19-36 (avant 1950) et 12-18 ans (années 1970/80) est presque exclusivement détecté lors de la phase sahélienne ; au contraire, la variabilité 10-16 ans est plus prononcée dans la phase côtière.

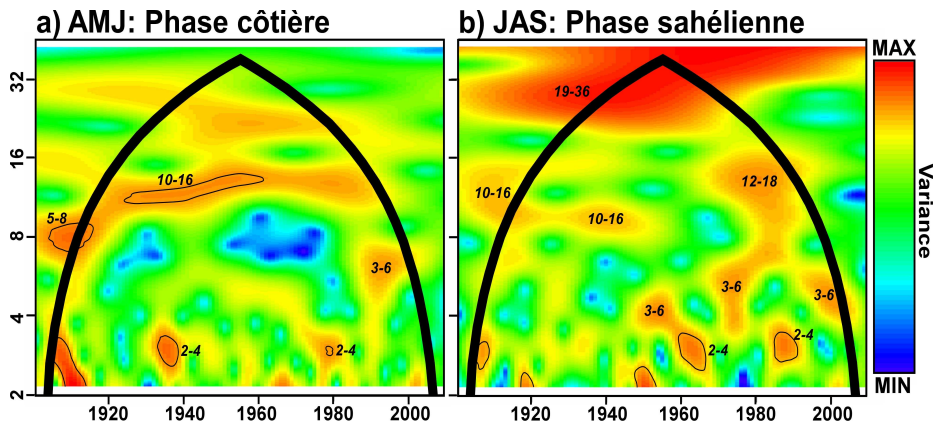


Figure 2.6. Comparaison des fluctuations de variance des échelles de variabilité dans les précipitations au Sahel entre les phases côtière et sahélienne. (a-b) CWT appliquées à l'indice de la base CRU TS 3.10.1 au cours de la phase côtière (AMJ) et de la phase sahélienne (JAS) de la saison des pluies. Les contours fins et les pointillés indiquent les bandes spectrales significatives au seuil de 90% (5000 simulations Monte-Carlo d'un signal de même propriété autorégressive). Le trait gras représente le cône d'influence i.e. la zone non affectée par les problèmes de zero-padding.

Ces échelles de variabilité s'expriment-elles en terme d'intensité des précipitations ou en terme d'occurrence d'évènements pluvieux ? Pour tenter de répondre à cette question, nous présentons ici l'application de la CWT au nombre de jours pluvieux (N) et à l'intensité des périodes pluvieuses (rapport entre les cumuls de précipitations [P] et N) observé et calculé à Maïné-Soroa (Fig. 2.7).

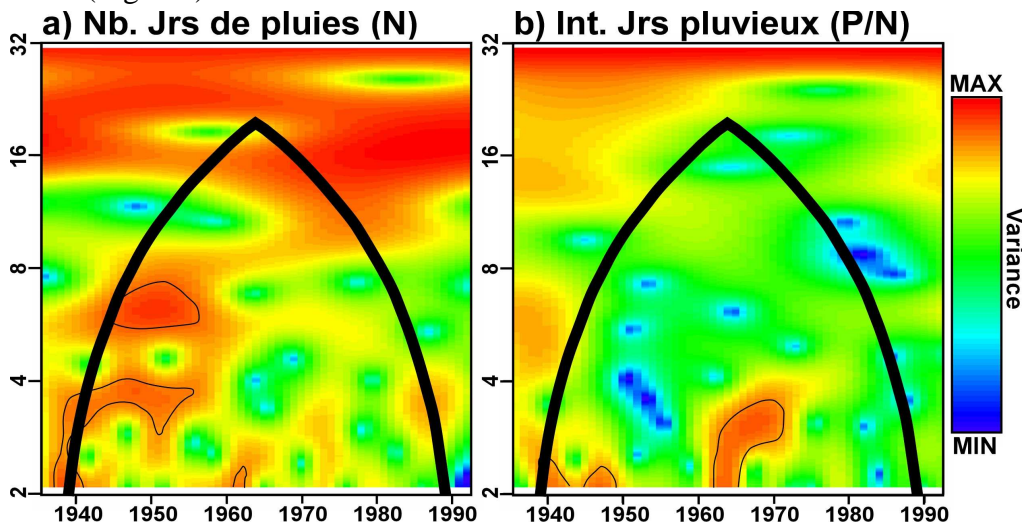


Figure 2.7. Comparaison des fluctuations de variance des échelles de variabilité dans le nombre de jours de pluie et dans l'intensité des jours pluvieux à Maïné-Soroa (SE Niger). (a-b) CWT appliquées au nombre de jours de pluie (N) et à l'intensité des périodes pluvieuses (P/N) observées à Maïné-Soroa entre 1936 et 1992. Les contours fins et les pointillés indiquent les bandes spectrales significatives au seuil de 90% (5000 simulations Monte-Carlo d'un signal de même propriété autorégressive). Le trait gras représente le cône d'influence i.e. la zone non affectée par les problèmes de zero-padding.

Comparé aux cumuls de précipitations, le nombre de jours de pluie présenterait un contenu spectral plus cohérent que l'intensité des jours pluvieux (Figs. 2.5, 7a). Par exemple, aucune variabilité quasi-décennale n'est détectée dans l'intensité des jours pluvieux (Fig. 2.7b). Par ailleurs, en accord avec Le Barbé & Lebel (1997), cette analyse montre qu'au cours de la période aride la variabilité des précipitations s'exprimerait quasi-exclusivement en terme d'occurrence des évènements (Fig. 2.7b). Au contraire, avant cette période, les variations d'occurrence et d'intensité des évènements pourraient être mêlées (Fig. 2.7b).

3. Relations avec les SSTs Atlantique

Très peu d'études discutent de l'influence du forçage des SSTs sur les contrastes zonaux du climat sahélien. Ward (1998) fut le premier à discuter de ceux-ci en montrant une téléconnection indo-pacifique (atlantique) plus importante, respectivement au Sahel oriental (occidental). Les études qui suivirent discutèrent principalement de l'influence des SSTs indienne et pacifique (Bader & Latif, 2003), ou encore du réchauffement de la Méditerranée (Fontaine *et al.*, 2011c, d). Pourtant, l'Atlantique est considéré comme la principale source d'humidité pour l'Afrique de l'Ouest. D'autre part, comme présenté dans la section IV.1.2.2, l'influence des SSTs Atlantique peut varier à la fois selon les échelles de variabilité (interannuelle ou décennale) et au cours du temps. Pour cela, cette section discute de l'influence du bassin Atlantique dans les contrastes zonaux observés au Sahel au travers de différentes échelles de variabilité et au cours du temps.

3.1. Identification multi-échelle des régions clés

Sur la figure 3.1, l'analyse par composite permet de construire des états moyens des SSTs de l'Atlantique répondant aux variations des précipitations sahéliennes de la côte jusqu'au bassin du lac Tchad pour différentes échelles de variabilité. Afin de réaliser cette analyse, le champ de SSTs ainsi que les six stations pluviométriques sahéliennes ont été préalablement filtrés par FFT à l'échelle multi-décennale (19-40 ans), quasi-décennale (9-18 ans) et interannuelle (2 - 8 ans).

A l'échelle multi-décennale, le dipôle SST inter-hémisphérique est observé sur toutes les stations (Fig. 3.1a). De ce fait, les anomalies positives de précipitations au Sahel sont associées à des SSTs plus chaudes dans l'Atlantique Nord et plus froides dans l'Atlantique Sud (Fig. 3.1a). Cependant, d'Ouest (Dakar à Mopti) en Est (Niamey à Maïné-Soroa), le poids de l'Atlantique Sud est moins robuste, tandis que celui de l'Atlantique Nord est plus clair (Fig. 3.1a). De plus, la variabilité multi-décennale des précipitations à Dakar présente, dans l'Atlantique Nord, une structure SST en « Fer à Cheval » (Fig. 3.1a1): une anomalie tripolaire présentant des SSTs froides au Sud-Est de Terre-Neuve, ceinturées par des SSTs plus chaudes dans les subtropiques et l'Est du bassin atlantique. Ainsi, à l'échelle multi-décennale, les précipitations de la côte atlantique seraient en relation, au moins indirectement, avec la NAO. C'est ce que concluent différents auteurs (*e.g.* Czaja & Frankignoul, 2002 ; Hurrell *et al.*, 2003, 2004 ; Cassou *et al.*, 2004 ; Kushnir *et al.*, 2006) pour lesquels les structures en « Fer à Cheval » seraient les précurseurs estivaux d'un régime NAO-.

Les champs composites quasi-décennaux sont beaucoup plus complexes (Fig. 3.1b). Généralement, les anomalies quasi-décennales positives de précipitations sont associées à des SSTs Atlantique Nord (Sud) plus chaudes (froides ; Fig. 3.1b). Cependant, la relation avec les SSTs Atlantique Sud est de plus en plus marquée de Dakar, où la relation n'est pas significative, à Mainé-Soroa (Fig. 3.1b). De plus, à cette variation d' « intensité » de la téléconnexion s'ajoute un renforcement et un affaiblissement du lien, respectivement sur la côte brésilienne et le Golfe de Guinée (Fig. 3.1b2-6). Plus simplement, la composante basse-fréquence de l'Atlantique Niño disparaît (*cf.* Joly *et al.*, 2007 et Sect. I.2.2.3). Par ailleurs, la variabilité quasi-décennale des précipitations au Sahel central présente également une relation avec une structure SST en « Fer à cheval » dans l'Atlantique Nord (Fig. 3.1b2-3). L'ensemble de la configuration SST observée au Sahel central apparaît alors fortement similaire à l'Oscillation Pan-Atlantique décennale décrite par Xie & Tanimoto (1998) et Mehta (1998).

Une anomalie positive dans la **variabilité interannuelle** des précipitations sahéliennes apparaît en relation avec deux structures SST dans l'Atlantique (Fig. 3.1c) : i) des SSTs plus froides dans le Golfe de Guinée, ce qui rappelle forcément le mode Equatorial (ou Atlantique Niño) ; ii) des structures SSTs en tripôle dans l'Atlantique Nord, mais dont la significativité est inconstante, et dont le sens s'inverse d'Ouest en Est.

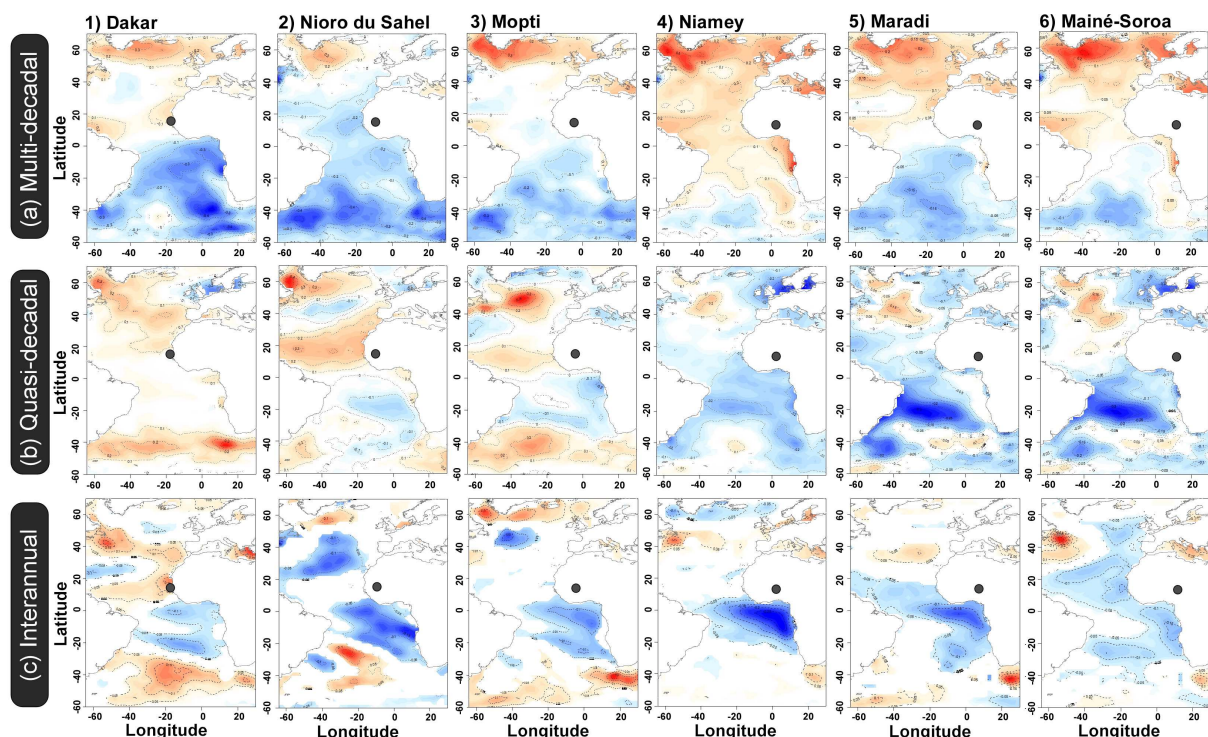


Figure 3.1. États moyens des SSTs Atlantique répondant aux variations multi-décennale à interannuelle des précipitations au Sahel ouest-africain. (a) Champs composites multi-décennales (19-40 ans) des SSTs Atlantique (°C, ERSST V3b ; Smith *et al.*, 2008) répondant aux variations multi-décennales (écart-type* 0.45) des précipitations sahéliennes (1 : Dakar ; 2 : Nioro du Sahel ; 3 : Mopti ; 4 : Niamey ; 5 : Maradi ; 6 : Mainé-Soroa), tout deux filtrés par FFT. (b-c) *idem*, respectivement, pour les échelles quasi-décennale (9-18 ans) et interannuelle (2-8 ans). La couleur bleue (rouge) indique des SSTs froides (chaudes). Les régions non significatives au seuil de 95% au regard du t-test de Student (p -value<0.05) ne sont pas représentées.

Les téléconnexions entre les précipitations au Sahel ouest-africain et les SSTs Atlantique sont très variables d'Est en Ouest et pourraient donc expliquer une part des contrastes zonaux,

surtout aux échelles multi- et quasi-décennale. En accord avec les travaux récents (*cf.* Sect. IV.1.2.2), les téléconnexions SST/pluie varient selon les échelles de variabilité. Cependant, ces états moyens des SSTs Atlantique peuvent aussi fluctuer au cours du temps, ainsi, les téléconnexions pourraient s'établir indépendamment avec les parties nord et sud du bassin. C'est l'objet de la section suivante.

3.2. Instabilité temps/fréquence des secteurs nord et sud

3.2.1. Relations avec l'Atlantique Nord (AMO/NATL)

Discutons en premier lieu de l'influence des SSTs Atlantique Nord sur les précipitations sahéniennes. Pour cela nous avons retenu l'indice AMO de van Oldenborg *et al.* (2009) afin de minorer l'influence de l'Atlantique Tropical Nord. En accord avec les études antérieures (*e.g.* Knight *et al.*, 2006 ; Zhang & Delworth, 2006 ; Mohino *et al.*, 2011b), une augmentation des précipitations au Sahel serait en relation avec une phase positive de l'AMO, en réponse au déplacement vers le Nord de la ZCIT ; autrement dit la relation est en phase.

L'instabilité des relations entre les précipitations et les SSTs de l'Atlantique Nord a d'abord été examinée par cohérence et phase en ondelettes dans nos séries temporelles (Fig. 3.2). L'indice AMO et les précipitations au Sahel ouest-africain sont cohérents aux échelles de variabilité multi- et quasi-décennale du Sahel occidental (Dakar + Sahel central) jusqu'à Niamey (Fig. 3.2a1-d1). Au contraire, le niveau de cohérence entre les précipitations et l'indice AMO est généralement bas à Mainé-Soroa et Maradi (Fig. 3.2e-f), comme à l'échelle interannuelle (Fig. 3.2). Comme attendu, la cohérence entre l'indice AMO et les précipitations sahéniennes est le plus souvent en phase (*i.e.* des SSTs Atlantique Nord plus chaudes associées à une anomalie humide ; Fig. 3.2a1-f1).

Cependant, l'échelle de co-variabilité multi-décennale observée à Dakar (19-30 ans), qui est significative depuis les années 1970, présente une opposition de phase (*i.e.* des SSTs Atlantique Nord plus chaudes associées à une anomalie aride ; Fig. 3.2a). D'autre part, plus à l'Est (Nioro, Mopti et Niamey), cette co-variabilité multi-décennale (16-36 ans), qui apparaît cohérente avant les années 1970, présente un retard important (quadrature de phase) plus ou moins positif, ce qui limite l'interprétation physique des résultats (en bleu foncé sur la Fig. 3.2b-d). Ainsi, la disparité zonale identifiée dans la section précédente sur les structures de téléconnexions multi-décennales s'observe également ici (Dakar : Fer à Cheval ; Nioro, Mopti et Niamey : variation homogène de l'ensemble du bassin atlantique nord). Cela impliquerait alors que les mécanismes atmosphériques mis en jeu dans cette relation soient différents. Cependant, ces résultats sont en désaccord avec le « renforcement », d'Ouest en Est, de la relation multi-décennale AMO/pluie.

A l'échelle quasi-décennale, la variabilité 8-14 ans des précipitations à Dakar est cohérente avec l'indice AMO avant les années 1920 et depuis les années 1940 (Fig. 3.2a). De plus, à Nioro, Mopti et Niamey, cette échelle de co-variabilité (ici à 10-16 ans) est détectée entre 1930 et 1980. Ainsi, bien que, dans l'Atlantique Nord, les structures de téléconnexions quasi-décennales soient différentes pour ces quatre stations, la relation AMO/pluie reste inchangée.

Nous pouvons admettre, qu'à l'échelle quasi-décennale, cette relation s'effectue uniquement par une modification du contraste thermique méridien ; une structure en « Fer à Cheval » étant également associée à une augmentation des SSTs sur l'Atlantique Tropical Nord (Fig. 3.1b2, 3).

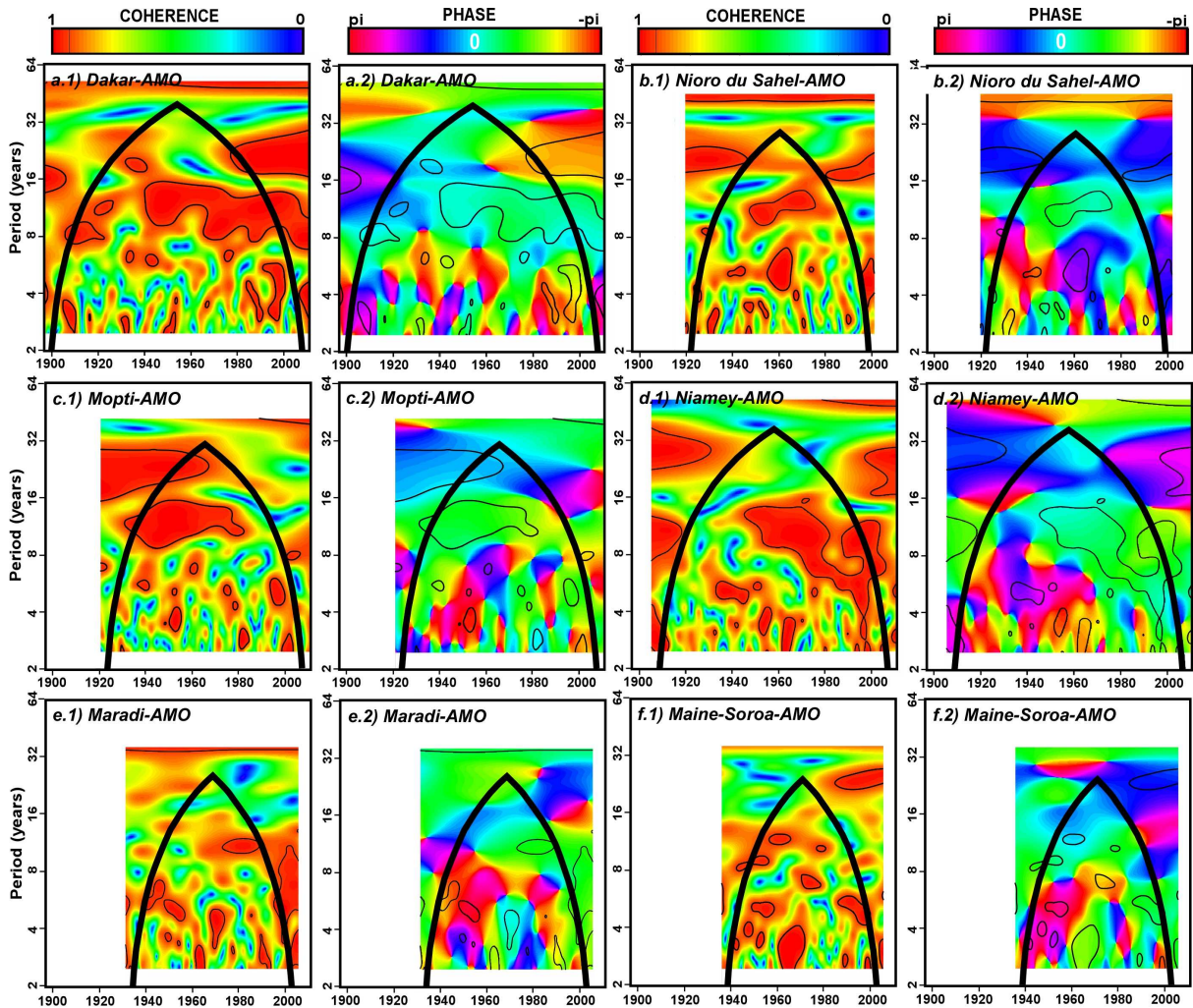


Figure 3.2. Détection de co-oscillations entre l'indice AMO et les précipitations au Sahel ouest-africain en fonction du temps. (a-f) Cohérence (1) et phase (2) par ondelettes appliquées entre l'indice AMO (25-60°N, 7-75°W) et les cumuls mensuels de précipitations à Dakar, Nioro du Sahel, Mopti, Niamey, Maradi, Mainé-Soroa. Les contours fins indiquent les échelles de co-variabilité significatives au seuil de 90%. Le trait gras représente le cône d'influence i.e. la zone non affectée par les problèmes de zero-padding.

Sur la base de l'analyse des séries chronologiques, la cohérence avec les SSTs Atlantique Nord montre des différences zonales entre la côte Atlantique, le Sahel central (ici jusqu'à Niamey) et le Sahel oriental (où la relation est très faible). Ces premiers résultats permettent de discuter de l'existence d'une limite d'influence des SSTs Nord Atlantique sur les précipitations sahéniennes qui ne peut être discutée à partir de l'analyse de séries chronologiques dont les stations sont distantes d'approximativement 1000 km. De plus, à partir de l'analyse des séries chronologiques certaines incohérences sont apparues et pourraient être liées à la longueur des séries (notamment à l'échelle multi-décennale) ou à leur manque de représentativité spatiale.

Nous avons donc appliqué la **cohérence en ondelettes** sur l'ensemble du champ de **précipitations ouest-africain** en suivant le même procédé qu'en section IV.2.2 (Fig. 3.3). Les résultats de l'échelle interannuelle étant peu significatifs, ou présentant une quadrature de phase, nous avons choisi de montrer uniquement les résultats des échelles multi- et quasi-décennale (Fig. 3.3).

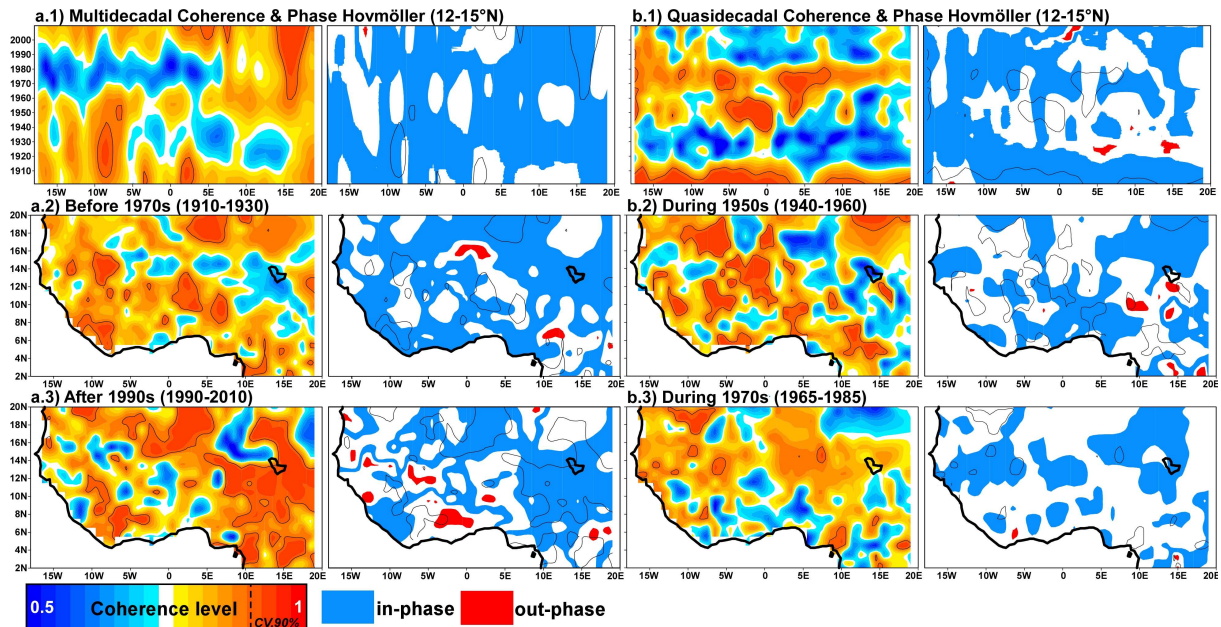


Figure 3.3. Variabilité spatio-temporelle de la cohérence et phase par ondelettes entre le champ de précipitations ouest-africain et l'indice AMO pour les échelles multi- et quasi-décennale. En haut : (1). Diagramme de Hovmöller de la cohérence et phase moyenné sur la région sahélienne (12-15°N) pour les échelles multi- (a) et quasi-décennale (b). Au milieu et en bas : (2-3). Représentations des périodes cohérentes dans la région sahélienne, sur l'ensemble de l'Afrique de l'Ouest (les périodes sont moyennées sur 20 ans) pour les échelles multi- (a) et quasi-décennale (b). Sur les colonnes de droite, une échelle de couleur du bleu au rouge indique le niveau de cohérence et les contours fins représentent le seuil de significativité à 90% (valeur critique : 0.921). Sur la colonne de gauche, la couleur bleue (rouge) indique une relation en phase (en opposition de phase). Le champ de précipitations CRU TS 3.10.1 (Mitchell & Jones, 2005) est utilisé.

A l'échelle multi-décennale, l'indice AMO est cohérent avec le champ de précipitations sahélien au cours de deux périodes (Fig. 3.3a): avant 1970 sur la partie occidentale et après 1990 sur la partie orientale (Fig. 3.3a.1). Au Sahel, cette relation multi-décennale est le plus souvent en phase, bien qu'en accord avec les résultats des séries temporelles le retard soit important – *de nombreuses régions montrent une quadrature de phase : en blanc* - (Figs. 3.2, 3a). Par ailleurs, cette téléconnexion multi-décennale ne semble pas restreinte au Sahel. Avant 1950, cette relation s'étend sur l'ensemble du continent, depuis la région sahélienne (jusqu'à 6°W) jusqu'au Cameroun. Après 1990, cette téléconnexion, toujours orientée NW-SE, s'étend au Sahel oriental (Fig. 3.3a3). De plus, à cette période, la cohérence avec l'AMO présente un dipôle entre le Sahel oriental (en phase) et la partie ouest du continent (en opposition de phase ; Fig. 3.3a3). Premièrement, cette dernière configuration illustrerait correctement l'implication de l'AMO dans les décalages N/S (ici NE/SW) de la ZCIT, comme le proposaient pour la même période Mohino *et al.* (2011b). Cela impliquerait alors qu'à l'échelle multi-décennale une augmentation (diminution) de la température de l'Atlantique Nord conduirait à un décalage NE (SW), donc à plus de précipitations au Sahel oriental (sur le

flanc ouest ou partie côtière, du continent). Deuxièmement, l'observation d'une relation en opposition de phase sur la partie occidentale de l'Afrique de l'Ouest s'accorde avec les observations de Dakar (Figs. 3.2a, 3a3).

La variabilité quasi-décennale de l'indice AMO est cohérente et en phase lors de trois périodes avec le champ de précipitations sahélien (Fig. 3.2b1) : au début du XX^e siècle (1901-1920 : plus prononcé à l'Ouest), sur la période 1940-1960 au Sahel central et dans les années 1970 jusqu'au Sahel oriental. La téléconnexion quasi-décennale observée sur la période 1940-1960 sur le Sahel central s'accorde avec les résultats de l'analyse des séries chronologiques, mais semble présenter un retard plus important (Figs. 3.2b-d, 3.3b.1). De plus, comme à l'échelle multi-décennale, cette téléconnexion s'étend à l'ensemble du continent ouest africain selon une orientation NW-SE depuis la région sahélienne (jusqu'à 2°E) jusqu'au Cameroun (Fig. 3.3b2). Au contraire, dans les années 1970, la téléconnexion quasi-décennale semble restreinte à la région sahélienne, mais semble faiblement significative (Fig. 3b3). – *ce qui explique probablement pourquoi cette relation n'est pas détectée sur les séries temporelles* –

En résumé, les téléconnexions entre les précipitations au Sahel ouest-africain et les SSTs Nord-Atlantique (indice AMO) s'observent préférentiellement aux échelles multi- et quasi-décennales. Au cours de la période humide, les fluctuations de température sur l'Atlantique Nord pourraient contribuer au renforcement de la variabilité multi- et quasi-décennale des précipitations du Sahel occidental jusqu'à 6°W/2°E, et à plus large échelle sur la partie occidentale de l'Afrique de l'Ouest. Au contraire, en accord avec Hodson *et al.* (2010), au cours de la période aride, la contribution des SSTs Nord-Atlantique dans la variabilité des précipitations est faible. Depuis les années 1990, à l'échelle multi-décennale, en accord avec Mohino *et al.* (2011b), le même type de téléconnexions semble s'observer à l'échelle multi-décennale jusqu'au Sahel oriental, et pourrait contribuer au retour partiel des précipitations dans ce secteur (Lebel & Ali, 2009 ; Fontaine *et al.*, 2011b). Par ailleurs, si l'on se réfère aux travaux antérieurs (*e.g.* Knight *et al.*, 2006 ; Zhang & Delworth, 2006 ; Mohino *et al.*, 2011b), cette téléconnexion impliquerait des déplacements N/S de la ZCIT. Selon nos résultats, nous pouvons émettre l'hypothèse que l'influence thermique de l'Atlantique Nord conduit à un déplacement non uniforme de la ZCIT, incliné selon une direction NW-SE, et pouvant conduire à des contrastes zonaux sur les latitudes sahéliennes.

3.2.2. Relations avec l'Atlantique Tropical Sud (TSA)

Pour rappel (*cf.* Sect. IV.1.2.2), la téléconnexion entre la variabilité des SSTs Atlantique Tropical et les précipitations au Sahel est instationnaire, au moins à l'échelle interannuelle, où l'influence du Pacifique est croissante depuis les années 1970 (Janicot *et al.*, 2001). En accord avec les travaux de Losada *et al.* (2009a), des anomalies de SSTs restreintes à l'Atlantique Tropical Sud (*i.e.* région TSA, ou à plus petite échelle le Cold-Tongue ; *cf.* I.2.2.3) conduisent à une anomalie de même signe sur la côte de Guinée et de signe opposé sur le Sahel. Autrement dit, sur notre spectre de cohérence et de phase (Figs. 3.4, 5), une relation en opposition de phase devrait être observée au Sahel.

La figure 3.4 affiche les spectres de cohérence et phase par ondelette entre nos séries temporelles et l'indice TSA. La variabilité multi-décennale des précipitations à Dakar (19-30 ans), Nioro et Mopti (16-36 ans) est cohérente et en opposition de phase avant les années 1950 (plus tardivement à Mopti ; Fig. 3.4a-c). Plus à l'Est (Niamey, Maradi, Maïné-Soroa), la variabilité multi-décennale n'est pas toujours cohérente, et apparaît parfois en quadrature de phase. Ces résultats sont donc en parfait accord avec l'observation d'une relation plus prononcée dans l'Atlantique Sud pour les précipitations du Sahel occidental (Dakar, Nioro et Mopti ; Fig. 3.1a1-3).

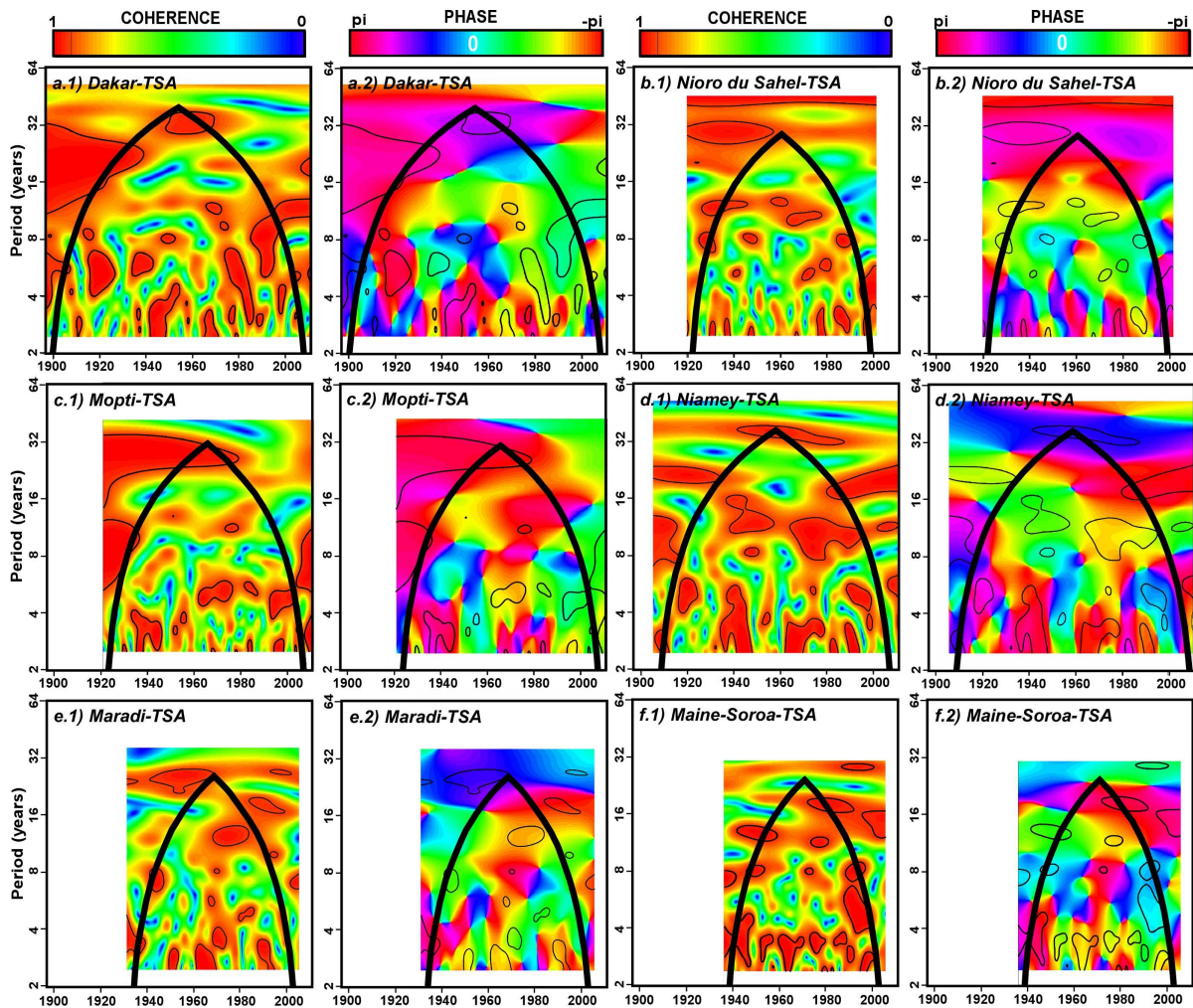


Figure 3.4. Détection de co-oscillations entre l'indice TSA et les précipitations au Sahel ouest-africain en fonction du temps. (a-f) Cohérence (1) et phase (2) par ondelettes appliquée entre l'indice TSA (20°S-0°, 30°W-10°E) et les cumuls mensuels de précipitations à Dakar, Nioro du Sahel, Mopti, Niamey, Maradi, Maïné-Soroa. Les contours fins indiquent les échelles de co-variabilité significatives au seuil de 90%. Le trait gras représente le cône d'influence i.e. la zone non affectée par les problèmes de zero-padding.

A l'échelle quasi-décennale, la variabilité 12-18 ans des précipitations du Sahel oriental (Niamey, Maradi, Maïné-Soroa) est cohérente et en opposition de phase avec l'indice TSA depuis les années 1970 (Fig. 3.4d-f). Au contraire, la variabilité quasi-décennale des précipitations à Dakar et au Sahel central (8-14 et 10-16 ans) ne montre pas de périodes cohérentes avec l'indice TSA à l'exception peut être du début du siècle (Fig. 3.4a-c). Ces résultats confirment alors le renforcement du lien quasi-décennal vers le Sahel oriental, mais

montrent également que le décalage spatial de la téléconnexion avec les SSTs Atlantique Tropical Sud s'effectue au cours du temps (Fig. 3.1b).

L'étude des relations statistiques entre l'indice TSA et les précipitations sahéniennes dans nos séries temporelles révèlent donc une disparité zonale entre un Sahel occidental (Dakar + Sahel central) et oriental. Pour les mêmes raisons que citées dans la section précédente, nous avons **appliqué la cohérence en ondelette sur l'ensemble du champ de précipitations ouest-africain**. Par ailleurs, cette analyse du champ de précipitations permet également de contrôler si nos relations en opposition de phase (en phase) sont associées à une relation de signe opposé (même signe) sur le Golfe de Guinée. Autrement dit, il s'agit de rechercher si une structure dipolaire s'établit entre ces deux régions, comme cela est observé lorsque l'anomalie de SSTs est restreinte à la région TSA.

A l'échelle multi-décennale, l'indice TSA est cohérent et en opposition de phase avec le champ de précipitations sahélien sur deux périodes (Fig. 3.5a1): au début du XX^e siècle (avec plus de retard) sur la partie occidentale et dans les années 1960/70 sur la partie orientale. Avant 1950, cette téléconnexion multi-décennale observée sur le Sahel occidental est cohérente avec le résultat des séries chronologiques (Figs 3.4a-c, 5a1). Par ailleurs, cette relation en opposition de phase semble s'étendre à l'ensemble du flanc occidental de l'Afrique de l'Ouest (Fig. 3.5a2). Au cours des années 1960/70, cette téléconnexion en opposition de phase est décalée vers l'Est, et semble restreinte à la région sahélienne (Fig. 3.5a3). Cependant, bien que la cohérence soit restreinte à la région sahélienne, une relation de signe opposé est observée sur la zone guinéenne (Fig. 3.5a3). Toutefois, nous noterons que cette relation n'est pas détectée dans l'analyse des séries temporelles, probablement en raison de son aspect très localisé sur la région sahélienne (Fig. 3.5a3).

A l'échelle quasi-décennale, l'indice TSA est également cohérent et en opposition de phase avec le champ de précipitations sahélien sur deux périodes (Fig. 3.5b1) : au début du XX^e siècle sur la partie occidentale et dans les années 1970/80 sur la partie orientale. Ainsi, la téléconnexion avec les températures de l'Atlantique Tropical Sud s'est décalée d'Ouest en Est sur les échelles multi- et quasi-décennales (Fig. 3.5a, b). De plus, au cours de ces deux périodes, la téléconnexion est restreinte à la zone sahélienne et présente une relation (non significative) de même signe sur la zone guinéenne (Fig. 3.5b).

A l'échelle interannuelle, la forte instationnarité en échelle et en temps des relations observées dans l'analyse des séries chronologiques est probablement un élément limitant de notre application au champ de précipitations (Fig. 3.4). Ainsi, nous remarquons que le niveau de cohérence capturé par notre filtre sur l'ensemble du champ de précipitations est assez bas (Fig. 3.5c). Cependant, l'analyse du diagramme d'Hovmöller permet quelques précisions (Fig. 3.5c1): i) les téléconnexions interannuelles en opposition de phase sont absentes après 1980 ; ii) après 1980, la relation est le plus souvent en quadrature de phase ce qui limite son interprétation ; iii) avant (après) les années 1950, les relations en opposition de phase sont observées sur le Sahel oriental (occidental), *i.e.* une modification spatiale inversée comparée aux échelles de rang supérieur. De plus, avant 1980, la téléconnexion en opposition de phase est restreinte à la région sahélienne, mais présente une relation (non significative) de signe

opposé sur les côtes de Guinée (Fig. 3.5c2). Après 1980, aucune structure dipolaire n'est observée (Fig. 3.5c3). Cette différence observée dans les téléconnexions interannuelles, avant et après 1980, s'accorde alors presque parfaitement avec les travaux de Polo *et al.* (2008), Rodriguez-Fonseca *et al.* (2009) montrant que ces différences sont liées à la concomitance d'anomalies SSTs dans le Pacifique tropical (*i.e.* ENSO) après 1980.

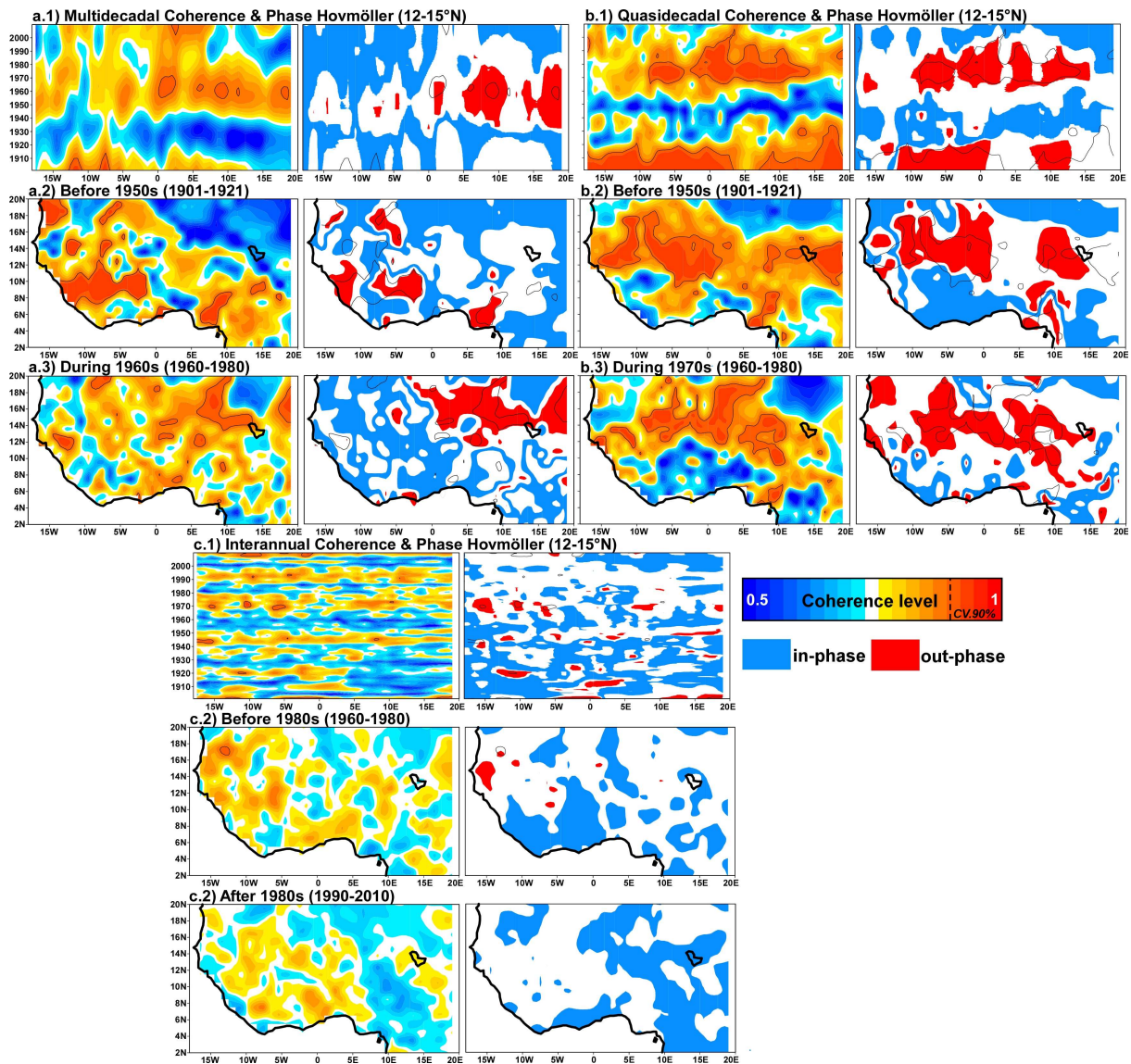


Figure 3.5. Variabilité spatio-temporelle de la cohérence et phase par ondelettes entre le champ de précipitations ouest-africain et l'indice TSA. En haut : (1). Diagramme de Hovmöller de la cohérence et phase moyenné sur la région sahélienne (12-15°N) pour les échelles multi- (a) et quasi-décennale (b). Au milieu et en bas : (2-3). Représentations des périodes cohérentes dans la région sahélienne, sur l'ensemble de l'Afrique de l'Ouest (les périodes sont moyennées sur 20 ans) pour les échelles multi- (a) et quasi-décennale (b). Sur les colonnes de droite, une échelle de couleur du bleu au rouge indique le niveau de cohérence et les contours fins représentent le seuil de significativité à 90% (valeur critique : 0.921). Sur la colonne de gauche, la couleur bleue (rouge) indique une relation en phase (en opposition de phase). Le champ de précipitations CRU TS 3.10.1 (Mitchell & Jones, 2005) est utilisé.

Pour résumer, la variabilité des SSTs Atlantique Tropical est le plus souvent (à l'exception de la variabilité multi-décennale avant 1950 – qui pourrait cependant être liée au manque de représentativité du champ CRU TS 3.10.1 à cette période –) associée à une configuration

dipolaire des précipitations ouest-africaines, *i.e.* en opposition de phase au Sahel et en phase sur la zone guinéenne. Ces résultats s'accordent avec les travaux de Losada *et al.* (2009a) ajoutant qu'une telle téléconnexion s'établit en réponse à des anomalies SSTs restreintes à l'Atlantique, et conduisant à des migrations N/S de la ZCIT. Ainsi, suivant nos travaux, les déplacements N/S de la ZCIT contrôlés par la variabilité des SSTs Atlantique Tropicale Sud ne devraient pas être uniformes en fonction de la période de temps et des échelles considérées.

3.2.3. Résumé des téléconnexions avec les SSTs Atlantique

Ainsi, bien que fortement instationnaires, les téléconnexions avec les SSTs Atlantique Nord et/ou Tropical Sud s'effectuent sur l'ensemble du XX^e siècle. Cependant, une relation synchrone avec les SSTs des deux hémisphères (comme le voudrait le mode inter-hémisphérique) ne s'établit que très rarement sur les mêmes échelles de variabilité avec le même secteur pluviométrique sahélien : au début du siècle sur les échelles multi- et quasi-décennales sur la partie occidentale ; au milieu des années 1970 sur le Sahel oriental, même si la relation avec l'AMO est faible. En outre, la plupart du temps, des téléconnexions s'établissent au Sahel occidental et oriental de manière indépendante avec l'Atlantique Nord et l'Atlantique Tropical Sud.

La superposition de ces diverses téléconnexions avec les SSTs Atlantique module la variabilité des précipitations pour conduire à des anomalies humides ou au contraire arides (Fig. 3.6). Par exemple, au cours de la période humide (années 1950/60), un renforcement multi-décennal du gradient SST inter-hémisphérique (Atlantique Nord et Sud respectivement plus chaud et plus froid) cumulé à un réchauffement quasi-décennal de l'Atlantique Nord serait associé à des conditions plus humides au Sahel occidental (Fig. 3.6a, b). Selon nos travaux et les travaux antérieurs, cette configuration impliquerait un décalage NW de la ZCIT. Aux échelles interannuelle et multi-décennale, une téléconnexion est également observée entre les SSTs Atlantique Tropical Sud et les précipitations du Sahel oriental (Fig. 3.6a, c). En accord avec les travaux de Losada *et al.* (2009a), *i.e.* avec l'observation d'une structure en dipôle entre les régions sahéliennes et guinéennes, ces téléconnexions seraient conduites par un déplacement NE de la ZCIT.

Au cours de la période aride (1970/80), bien qu'un faible niveau de cohérence soit observé à l'échelle quasi-décennale, la variabilité de l'Atlantique Tropical Sud semble généralement dominante dans la conduite des fluctuations des précipitations au Sahel (Fig. 3.6). De plus, la variabilité interannuelle étant généralement faible sur l'ensemble de la région sahélienne, ces variations s'effectuent principalement aux échelles multi- et quasi-décennale (Fig. 3.6). Ainsi, à l'échelle multi-décennale, un réchauffement de l'Atlantique Tropical Sud serait associé aux conditions plus sèches observées, à cette période, au Sahel central et oriental (Fig. 3.6a). Toujours en accord avec Losada *et al.* (2009a), cette relation impliquerait un déplacement NE de la ZCIT. A l'échelle quasi-décennale, des variations de la position latitudinale de la ZCIT seraient également conduites par un affaiblissement (renforcement) du gradient SST inter-hémisphérique sur les périodes 1969-1975 et 1981-1990 (1976-1980), et seraient alors associées aux conditions plus sèches (humides) observées au Sahel oriental (Fig. 3.6b).

Depuis les années 1990, comme proposé par Mohino *et al.* (2011b), la variabilité multi-décennale des SSTs Nord-Atlantique pourrait contribuer au retour partiel des précipitations sur le Sahel oriental (Lebel & Ali, 2009 ; Fontaine *et al.*, 2011b ; Fig. 3.6c). Cependant, à cette période la variabilité multi-décennale est très peu exprimée par comparaison avec la variabilité interannuelle (Figs. 2.3-5). Notre analyse ne montre cependant pas de relations statistiques avec les SSTs de l'Atlantique, en partie du fait de l'augmentation de l'influence du Pacifique (Janicot *et al.*, 2001 ; Polo *et al.*, 2008 ; Rodriguez-Fonseca *et al.*, 2009). En ce sens, l'influence des SSTs de la Méditerranée (Polo *et al.*, 2008 ; Fontaine *et al.*, 2009, 2011c, d), du Pacifique (seul), ou encore le gradient thermique entre l'océan Indien et la mer Méditerranée (Fontaine *et al.*, 2011d) sont des pistes à explorer.

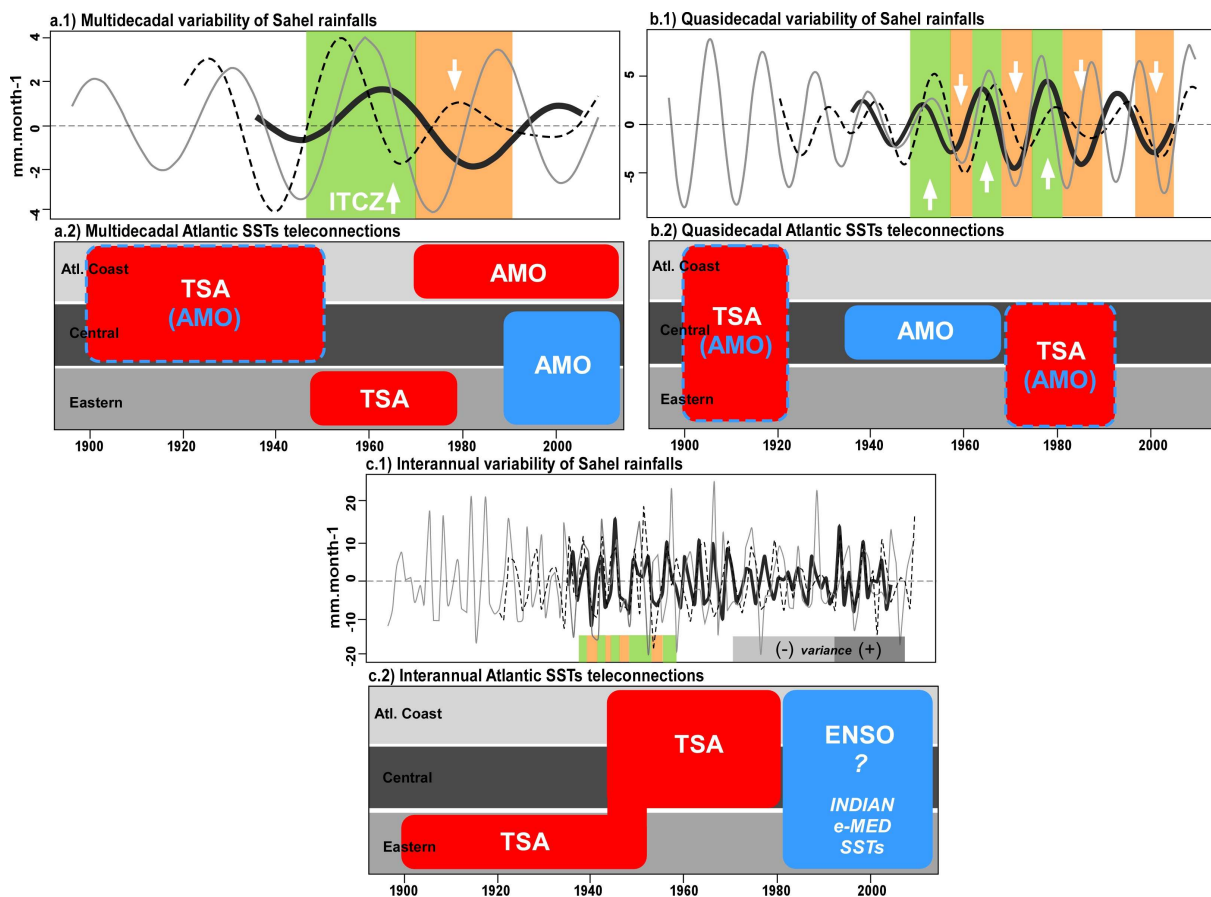


Figure 3.6. Récapitulatif des téléconnexions multi-décennale à interannuelle entre les SSTs de l'Atlantique et les précipitations au Sahel ouest-africain. (a-c) Représentation, respective, des échelles multi-décennale, quasi-décennale et interannuelle des précipitations (1, en haut) au Sahel reconstruite par FFT, ainsi que des téléconnexions avec les SSTs Atlantique (2, en bas). Les secteurs côte Atlantique, Sahel central et oriental sont, respectivement représenté en gris clair, pointillé et gras. Les blocs rouges (bleu) indiquent une relation en opposition de phase (en phase).

Toutefois, l'association de l'ensemble de ces téléconnexions aux variations latitudinales non uniformes de la ZCIT reste une vision assez simpliste qui implique forcément des variations dans de nombreuses composantes de la MOA. Par exemple, un déplacement NE de la ZCIT impliquerait, en toute logique, une augmentation (diminution) du flux de mousson, des mouvements ascendants jusqu'à la troposphère libre (*i.e.* au dessus du niveau de condensation : ~600 hPa) ou encore de la convergence d'humidité sur le Sahel oriental

(occidental). Or, toutes ces composantes n'ont pas été étudiées directement dans cette partie de l'étude, mais seront traitées pour l'échelle quasi-décennale dans la section qui suit.

4. Les contrastes zonaux à l'échelle quasi-décennale dans la MOA

Le choix de cette échelle n'est pas fortuit. Premièrement, les variations futures du climat en Afrique de l'Ouest, qui s'inscrivent logiquement dans la problématique du changement climatique, sont marquées par des contrastes zonaux comme en attestent les travaux de Fontaine *et al.* (2011a) et Monerie *et al.* (2012a, b). Deuxièmement, depuis 1970, l'échelle de variabilité quasi-décennale semblent se renforcer (s'affaiblir) sur la partie orientale (occidentale). De ce fait, la compréhension des variations zonales futures du climat au Sahel semblerait pouvoir être étudiée au travers de l'échelle quasi-décennale.

4.1. Contrastes zonaux dans les précipitations

Nous décrivons tout d'abord plus en détail les variations quasi-décennales (QDV) enregistrées dans les précipitations du Sahel ouest-africain occidental et oriental au cours du XX^e siècle (Fig. 4.1a). L'écart-type moyen de 1.4 à 2 mm.mois⁻¹ capturé par les indices régionaux du Sahel occidental et oriental, semble considérablement réduit comparé aux mesures des stations dont l'écart-type oscille entre 2 et 5 mm.mois⁻¹. Comme nous l'avons vu dans la section IV.2.2, cet écart-type n'est pas constant puisque des variations d'amplitude sont détectées au cours du temps. Au Sahel occidental, le signal quasi-décennal est renforcé lors des années 1940 à 1960, et est associé à des anomalies de précipitations comprises entre -9 et +10 mm.mois⁻¹ (sur la base des mesures de stations ; Fig. 4.1a1). Cette phase de renforcement est reliée à des conditions plus humides sur la période 1949-1954 et à des conditions plus sèches dans les années 1940 et sur la période 1957-1962 (Fig. 4.1a1). Au Sahel oriental, le signal quasi-décennal est renforcé dans les années 1970/80, et contribue à des anomalies de précipitations comprises entre -9 et +9 mm.mois⁻¹ (sur la base des mesures de stations ; Fig. 4.1a2). Cette phase de renforcement de la QDV est alors liée à des conditions plus humides sur la période 1976-1981 et des conditions plus sèches sur les période 1968-1974 et 1983-1989 (Fig. 4a2).

Par ailleurs, nous avons également analysé la contribution saisonnière de la QDV (Fig. 4.1b). Ainsi, sur les deux secteurs, la QDV peut contribuer à plus de 10% des précipitations au cours d'une année (Fig. 4.1b). La contribution de la QDV serait plus importante au cours de la saison ASO (avec un maximum en septembre); elle ne serait donc pas parfaitement cohérente avec la saison des pluies moyennes (entre 1901-2009 ; Fig. 4.1b1). Au Sahel oriental, la contribution saisonnière de la QDV est plus cohérente avec la saison des pluies (Fig. 4.1b2), avec une contribution plus forte entre juin et juillet (Fig. 4.1b2). Ainsi, la contribution de la variabilité plus forte dans les années 1970/80 au cours des mois de juin et juillet pourrait parfaitement avoir contribué au décalage de la saison des pluies (Chaouche, 1988), ou à la décroissance des pluies du mois d'août (Le Barbé & Lebel, 1997 ; Le Barbé *et al.*, 2002) entre la période humide et aride.

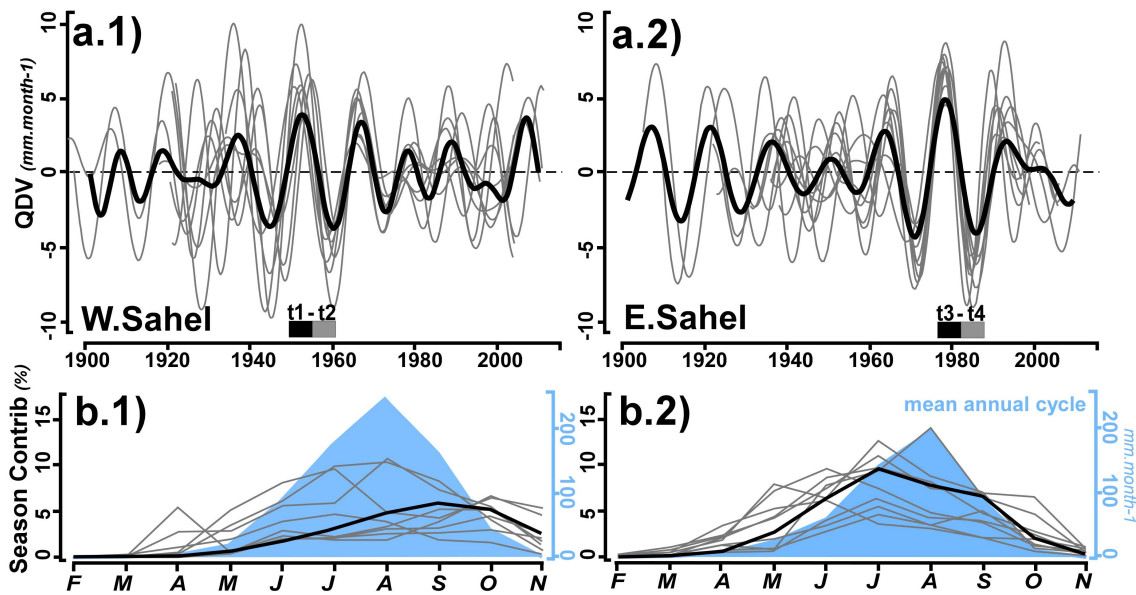


Figure 4.1. Expression de la variabilité quasi-décennale dans les précipitations au Sahel ouest-africain occidental et oriental. En haut: (a). Reconstruction de la variabilité quasi-décennale des précipitations du Sahel occidental (1) et oriental (2) par FFT. En bas: (b) contribution saisonnière au cycle annuel des précipitations du secteur ouest (1) et est (2). Comparaison entre le cycle annuel (fond bleu) et la variabilité quasi-décennale est exprimée en pourcentage des cumuls de précipitations annuels. Les lignes grises et noires font références respectivement aux stations pluviométriques sélectionnées (Ouest: Dakar, St-Louis, Kaolack, Linguère, Matam, Bakel, Mopti, Ouahigouya; Est: Tillabéri, Niamey, Tahoua, Maradi, Magaria, Goure, Maïné-Soroa, Maiduguri, N'Djamena; cf. Sect. II.2.1.1) et à la moyenne des reconstructions corrigée avec les indices régionaux calculés à partir du champ d'observations CRU TS.3.10.1 (Ouest: 13-15°N, 18-2.5°W; Est: 12-14°N, 2-20°E; Mitchell & Jones, 2005).

Dans la suite de cette étude, nous avons pu détecter les signaux quasi-décennaux par la différence des anomalies quasi-décennales humides et sèches des années 1950/60 (**t1** : 1948-1952 vs **t2** : 1955-1960) et 1970/80 (**t3** : 1976-1980 vs **t4** : 1984-1988 ; Fig. 4.1a). Pour cela, l'ensemble des points de grilles du jeu de données NCEP/NCAR-1 est soumis à un filtrage passe-bande suivant la procédure décrite en section II. 3.1.3. Cette stratégie composite a principalement comme objectif d'éviter deux problèmes : i) le mélange entre les signaux des années 1950/60 et des années 1970/80 dont les distributions géographique et saisonnière sont différentes –nous pouvons supposer que les processus physiques le sont également– et, ii) la comparaison quantitative des signaux atmosphériques, issus des réanalyses NCEP/NCAR-1, avant et après le shift « artificiel » des années 1967-1968 (cf. Sect. II.2.2.3).

4.2. Contrastes zonaux dans les flux d'humidité

Dans la basse troposphère d'été, le flux de mousson (SW) se renforce depuis l'anticyclone de Ste Hélène (Fig. 4.2a1). Dans l'hémisphère nord, ce flux de mousson fournit l'humidité nécessaire à la formation des nuages convectifs sur la région sahélienne. A la même période, le flux d'Harmattan (NE) est également renforcé depuis la Méditerranée orientale (Fig. 4.2a1). La convergence entre ces deux flux opposés forme alors dans la basse troposphère le FIT (ou ITD [Inter-Tropical Discontinuity] en anglais ; Fig. 4.2a1). En été, le FIT se situe en moyenne à 19°N sur le sahel occidental (ici 18°W-8°E) et, plus à l'Est, à la latitude 15°N (8-35°E ; Fig. 4.2a1). Nous noterons cependant, que les réanalyses NCEP/NCAR-1 semblent sous-estimer

l'intensité des flux d'Harmattan et de mousson, et donc également la convergence d'humidité sur le flanc occidental du continent comparé aux longitudes les plus orientales (Fig. 4.2a1).

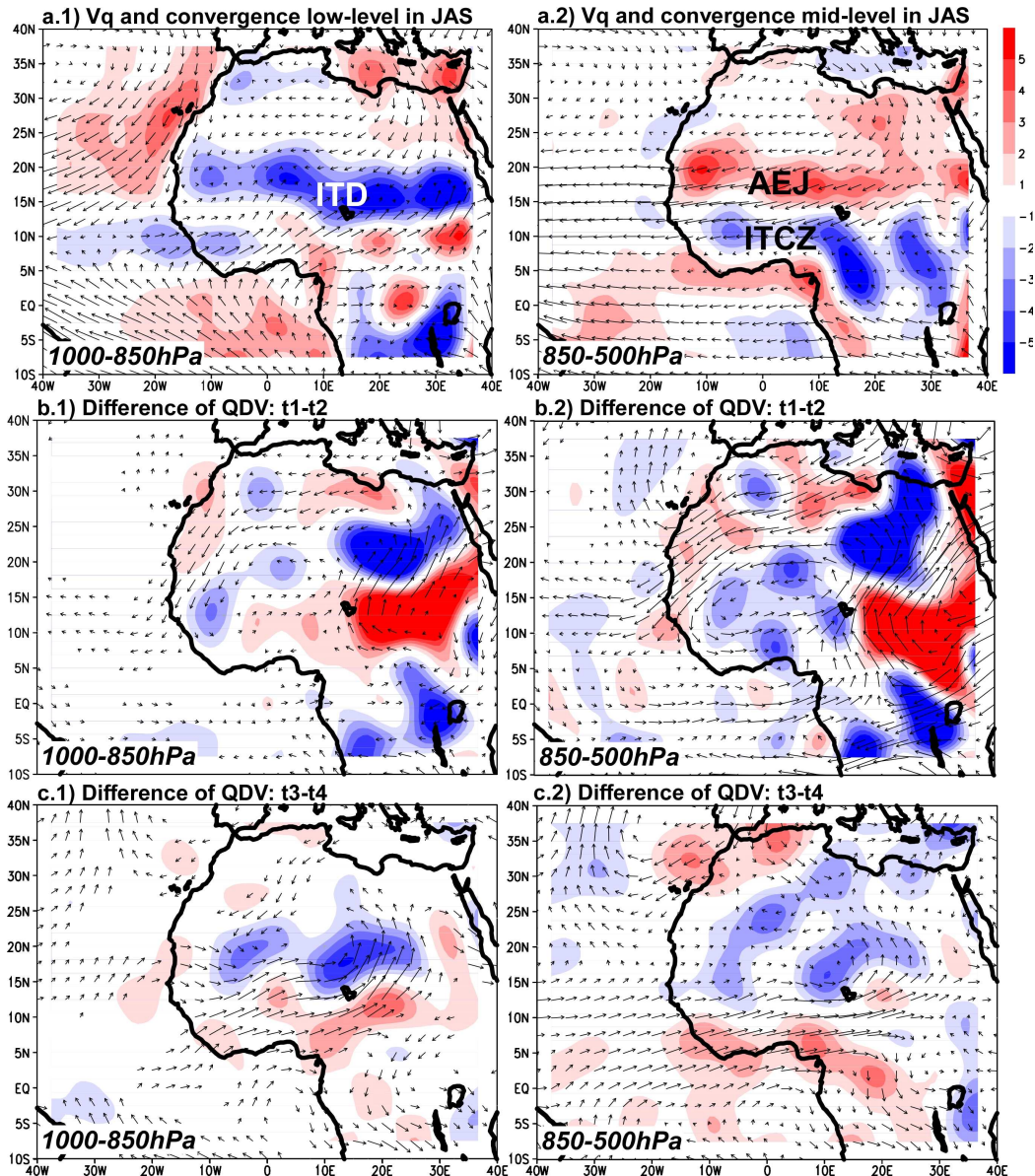


Figure 4.2. Les anomalies quasi-décennales des flux d'humidité dans la basse et moyenne troposphère. En haut: (a). Flux (flèche : $g.kg^{-1}.m.s^{-1}$) et convergence (divergence) : bleu (rouge) ; $g.kg^{-1}.s^{-1}$ moyenne d'humidité intégrée dans la basse (Vq à 1000-850 hPa, 1) et moyenne troposphère (850-500 hPa, 2) entre juillet et septembre (données : NCEP/NCAR-1 ; Kalnay et al., 1996). Au milieu et en bas : (b-c). Différence des flux et de la convergences d'humidité à l'échelle quasi-décennale dans la basse (1) et moyenne troposphère (2) entre les années 1950-1960 (t1-t2) et 1970-1980 (t3-t4). La significativité statistique de la différence entre les deux périodes est estimée par le t-test de Student au seuil 95% (p -value=0.05). La convergence d'humidité est multipliée par 300 pour plus de clarté.

La figure 4.2b1 affiche la différence entre les **anomalies quasi-décennales humides et sèches dans la basse troposphère** (1000-850 hPa) durant une période de haute amplitude de la QDV au Sahel ouest-africain occidental (**t1**: 1948–1952 vs **t2**: 1955–1960). Une augmentation significative des flux de Nord-Est depuis la Méditerranée orientale s'étend sur l'ensemble du flanc occidental ($5-20^{\circ}W$; Fig. 4.2b1). A la même période, le flux de mousson se renforce significativement à l'Est du lac Tchad ($12-35^{\circ}E$) entre $10-30^{\circ}N$ (Fig. 4.2b1). Lors

des années 1950/60, aucune différence significative de convergence d'humidité n'est détectée sur la région sahélienne (Fig. 4.2b1). Néanmoins, sur le flanc occidental, la convergence d'humidité de basse couche augmente légèrement sur les secteurs soudano-guinéen et sahélien (5° - 15° N ; 18° W- 2° W ; Fig. 4.2b1). A l'Est du lac Tchad, la convergence d'humidité de basse couche se renforce entre 18° - 30° N, tandis que de la divergence est détectée dans les régions soudano-guinéenne et sahélienne. Ainsi, dans les années 1950/60, ces anomalies quasi-décennales reflètent un décalage nord ($\sim 5^{\circ}$ plus au Nord) et sud ($\sim 9^{\circ}$ plus au Sud) du FIT, respectivement sur les secteurs est et ouest.

Au cours d'une période d'amplitude maximale de la variabilité quasi-décennale au Sahel ouest-africain oriental (**t3** : 1976-1980 vs **t4** : 1984-1988), le flux de mousson se renforce significativement sur une grande partie de l'Afrique de l'Ouest (Fig. 4.2c1). Dans une moindre mesure, un renforcement des flux de Nord-Est depuis la Méditerranée orientale est identifié sur la partie occidentale (Fig. 4.2c1). A cette période, les différences dans la convergence d'humidité de basse couche sont également non significatives (Fig. 4.2c1). Néanmoins, la convergence (divergence) d'humidité augmente (diminue) légèrement sur l'ensemble du Sahel (la région soudano-guinéenne), et plus particulièrement au Sahel oriental (Fig. 4.2c1). Cette configuration tendrait alors à un décalage vers le Nord du FIT sur le Sahel oriental ($\sim 5^{\circ}$ plus au Nord), mais présenterait peu de variations sur le Sahel occidental (Fig. 4.2c1).

Dans la troposphère moyenne d'été, les principales zones de divergence et convergence sont situées respectivement sur les zones sahélienne et soudano-guinéenne (Fig. 4.2a2). La zone de divergence est alors associée au JEA qui exporte l'humidité atmosphérique depuis le Sahel vers l'océan Atlantique (Fig. 4.2a2). En raison du fort cisaillement vertical des vents sous le JEA, la zone de convergence est liée aux processus de convection profonde humide. En d'autres mots, la ZCIT se localise au Sud de l'axe du jet (Fig. 4.2a2).

La figure 4.2b2 présente la différence entre **les anomalies quasi-décennales humide et sèche dans la moyenne troposphère** (850-500 hPa) au cours d'un maximum d'amplitude de la QDV au Sahel occidental (**t1** : 1948-1952 vs **t2** : 1955-1960). Un renforcement significatif du flux divergent de Nord-Est depuis la Méditerranée orientale s'étend sur le flanc ouest jusqu'à 8° N (Fig. 4.2b2). A l'Est du lac Tchad, des flux divergents de Sud-Ouest depuis l'Atlantique et l'océan Indien augmentent significativement dans la moyenne troposphère (Fig. 4.2b2). A cette période, une légère augmentation, *i.e.* non significative, de la convergence (divergence) d'humidité est détectée entre 10° W- 15° E (18° - 10° W) sur les zones soudano-guinéenne et sahélienne (Fig. 4.2b2). A l'Est du lac Tchad, la convergence d'humidité dans la troposphère libre est détectée entre 18° - 30° N, tandis que, plus au Sud, la divergence augmente (Fig. 4.2b2). Ainsi, depuis la côte atlantique jusqu'à 15° E, un décalage latitudinal de la ZCIT n'est pas évident (Fig. 4.2b2). Au contraire, la ZCIT présente un décalage important vers le Nord (~ 12.5 - 20° plus au Nord) à l'Est du lac Tchad.

La figure 4.2c2 présente la différence entre les anomalies quasi-décennales humide et sèche dans la moyenne troposphère (850-500 hPa) au cours d'un maximum d'amplitude de la QDV au Sahel ouest-africain oriental (**t3** : 1976-1980 vs **t4** : 1984-1988). Le renforcement

significatif d'un flux équatorial d'Ouest est détecté entre l'équateur et le Sahel (Fig. 4.2c2). Deux hypothèses formulées dans les travaux précédents pourraient alors expliquer un tel type d'anomalie : i) la période aride serait marquée par un affaiblissement de la vitesse du JEA au cours de la saison des pluies au Sahel (Newell & Kidson, 1984 ; Fontaine *et al.*, 1995 ; Grist & Nicholson, 2001) ; ii) le flux de mousson pourrait s'étendre jusqu'à la moyenne troposphère (approximativement vers ~850 hPa), et pourrait contribuer à décaler le JEA vers le Nord (Nicholson & Webster, 2007 ; Nicholson, 2009). Cette anomalie est alors cohérente avec un renforcement de la convergence (divergence) d'humidité dans la moyenne troposphère sur le Sahel (la zone soudano-guinéenne), et semblerait plus prononcée sur le Sahel oriental (Fig. 4.2c2). Par ailleurs, le gradient de pression inter-hémisphérique semble se renforcer puisque la circulation anticyclonique est intensifiée au niveau des hautes pressions subtropicales (anticyclone de Ste Hélène non montré ici; Fig. 4.2c2). Ainsi, Thomas & Webster (1997) montrent que le développement d'un jet équatorial d'Ouest, *i.e.* l'extension du flux de mousson en altitude, est dépendant d'un fort gradient de pression de surface sur l'Atlantique tropical. Cela s'accorde alors parfaitement avec la seconde hypothèse.

4.3. Contrastes zonaux dans la circulation méridienne

Les circulations méridiennes d'été présentent de nombreuses similarités sur les sections verticales d'Ouest (15-5°W) et d'Est (5-15°E) entre 1948 et 2012 (Fig. 4.3a). Ces deux sections sont marquées par une zone d'ascendance entre l'équateur et 22°N, qui atteint cependant la troposphère libre (~600 hPa) entre 5-15°N, flanquée par deux cellules de type Hadley dont les circulations sont opposées (Fig. 4.3a ; cf. Sect. I.1.2.1). La branche subsidente de la cellule sud (nord) est localisée approximativement entre 30 et 20°S (25-45°N), tandis que la branche des basses couches est associée au flux de mousson de Sud-Ouest (d'Harmattan de Nord-Est ; Fig. 4.3a). La convergence entre ces deux cellules situe à proximité de la surface le FIT et la ZCIT dans la troposphère libre (Fig. 4.3a). Cependant, la ZCIT se positionne plus au Sud que le FIT (Fig. 4.3a) en raison de la forte inhibition convective associée à la sécheresse de l'atmosphère sahéenne (Sect. IV.1.1.1). Généralement, les hauts niveaux d'humidité atmosphérique sont détectés depuis l'océan Atlantique Tropical Sud (la source principale) avec un pic à proximité de la ZCIT (Fig. 4.3a), ou encore entre les noyaux du JEA et du JET (Nicholson, 2009). Par ailleurs, il est important de noter qu'au Sud de 5°N, la forêt tropicale et la savane constituent une large partie des conditions de surface dans la section transversale d'Est. Par conséquent, des mouvements ascendants sont détectés dans les basses couches depuis 20°S jusqu'à l'équateur (Fig. 4.3a2). D'autre part, l'air saharien semble plus sec sur le flanc est (Fig. 4.3a2). Ainsi, l'asymétrie verticale entre la ZCIT et le FIT est plus prononcée sur la circulation méridienne d'Est (Fig. 4.3a2).

La figure 4.3b1 illustre la différence entre **les anomalies quasi-décennales humide et sèche de la circulation méridienne** sur le flanc ouest (15-5°W), au cours d'une période de forte amplitude de la QDV au Sahel occidental (t1: 1948-1952 vs t2: 1955-1960). Un affaiblissement significatif des mouvements subsidents entre 1000 hPa et 300 hPa est détecté

sur l'Atlantique Sud (Fig. 4.3b1). Cette anomalie apparaît plus prononcée entre 10°S et l'équateur, et apparaît associée à un déficit d'humidité atmosphérique jusqu'à la zone soudano-guinéenne (Fig. 4.3b1). Au-dessus de la région sahélienne, nous notons une augmentation des mouvements ascendants au-delà de 900 hPa (Fig. 4.3b1). De plus, cette augmentation des mouvements ascendants sur la région sahélienne apparaît directement liée au renforcement de la subsidence au niveau de la branche subtropicale de Hadley Nord, *i.e.* approximativement entre 20 et 40°N (Fig. 4.3b1).

A la même période, la section verticale d'Est (5-15°E) présente une circulation méridienne totalement différente (Fig. 4.3b2). Dans l'hémisphère sud, un affaiblissement et un renforcement significatif des mouvements subsidents sont détectés, respectivement, entre 40-27°S et 27-12°S (Fig. 4.3b2). Les flux de Sud-Ouest se renforcent significativement à partir de 15°S jusqu'à la région sahélienne et peuvent atteindre la troposphère moyenne (entre 700-500 hPa) juste au-dessus de l'équateur (Fig. 4.3b2). Sur la partie orientale de l'Afrique de l'Ouest, nous observons alors une baisse des mouvements ascendants (en dessous de 700 hPa) sur les régions soudano-guinéenne et sahélienne (Fig. 4.3b2). Néanmoins, comme les positions latitudinales de la ZCIT et du FIT sont asymétriques, une augmentation significative des mouvements ascendants jusqu'à la troposphère libre est détectée au Nord du Sahel (Fig. 4.3b2). Une anomalie positive de l'humidité atmosphérique est alors identifiée sur une grande partie du flanc oriental de l'Afrique de l'Ouest. Par ailleurs, les mouvements subsidents se renforcent au niveau de la branche subtropicale de la cellule de Hadley Nord, *i.e.* entre 22-33°N (Fig. 4.3b2). Ainsi, la ZCIT semblerait effectuer des mouvements non uniformes d'Est en Ouest, et serait décalée très largement au Nord sur la partie orientale durant une anomalie positive de la QDV au Sahel occidental (Fig. 4.2b2).

La figure 4.3c1 présente la différence entre les anomalies quasi-décennales humides et sèches de la circulation méridienne sur le flanc ouest (15-5°W), au cours d'une période de forte amplitude de la QDV au Sahel oriental (t3 : 1976-1980 vs t4 : 1984-1988). Dans l'hémisphère sud, un renforcement significatif des mouvements subsidents et un déficit d'humidité atmosphérique sont identifiés entre 40-10°S (Fig. 4.3c1). Le flux de mousson s'intensifie et atteint la moyenne troposphère (entre 850-700 hPa) entre 10°S et l'équateur (Fig. 4.3c1). La région sahélienne affiche alors une augmentation significative des mouvements ascendants jusqu'à la troposphère libre et, donc, de l'humidité atmosphérique (Fig. 4.3c1). Ainsi, comme les mouvements subsidents et le flux de basse couche se renforcent également au niveau de la cellule de Hadley Nord (Fig. 4.3c1), la convergence d'humidité augmente (diminue) sur le Sahel occidental (zone soudano-guinéenne ; Fig. 4.2c).

Néanmoins, à cette période, les signaux quasi-décennaux sont plus clairs dans la section verticale d'Est (Fig. 4.2c2). Ainsi, une intensification significative des mouvements subsidents est également détectée dans la région subtropicale sud entre 40-10°S (Fig. 4.2c2). Le flux de mousson augmente plus fortement entre 20°S et l'équateur (Fig. 4.2c2). La zone soudano-guinéenne présente un affaiblissement significatif des mouvements ascendants et de l'humidité atmosphérique (Fig. 4.2c2). Au contraire, la région sahélienne présente une augmentation (plus prononcée qu'à l'Ouest) des mouvements ascendants jusqu'à la

troposphère libre et, par conséquent, également de l'humidité atmosphérique (Fig. 4.2c2). Dans l'hémisphère nord, la circulation méridienne s'intensifie également (Fig. 4.2c2). De ce fait, et en accord avec la circulation du flanc ouest (Fig. 4.3c1), la convergence d'humidité augmente (diminue) sur l'ensemble du Sahel (la zone soudano-guinéenne ; Fig. 4.2c). Cette anomalie quasi-décennale, plus prononcée à l'Est, apparaît donc logiquement associée à un décalage quasi-uniforme de la ZCIT vers le Nord durant une anomalie positive de la QDV.

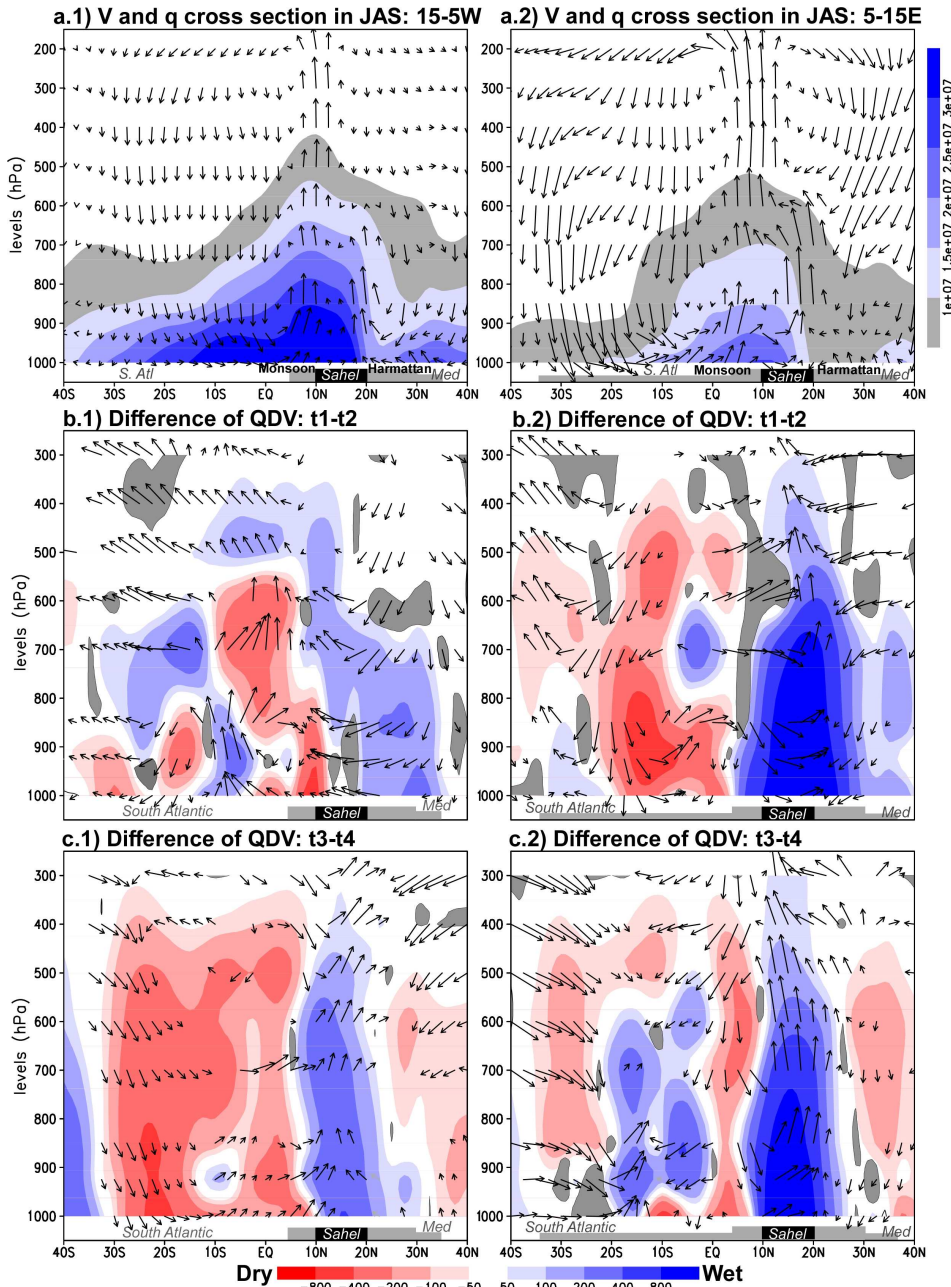


Figure 4.3. Les anomalies quasi-décennales de vents et d'humidité dans les circulations méridiennes d'Ouest et d'Est au-dessus de la région ouest-africaine. En haut: (a). Section verticale de la circulation méridienne moyenne des vents (flèches ; $V : m.s^{-1}$) et de l'humidité atmosphérique (humide (sec): bleu (rouge) ; $q : g.kg^{-1} .s^{-1}$) intégrée sur le flanc occidental ($15-5^{\circ}W$; 1) et oriental ($5-15^{\circ}E$; 2) entre juillet et septembre (données : NCEP/NCAR-1 ; Kalnay et al., 1996). Au milieu et en bas : (b-c). Différence des anomalies quasi-décennales dans les sections méridienne d'Ouest (1) et d'Est (2) au cours des années 1950-1960 (t1-t2) et 1970-1980 (t3-t4). Les signaux non significatifs au seuil 95% (p -value=0.05) par le t-test de Student ne sont pas représentés pour les vents, et masqués de gris pour l'humidité. La vitesse verticale (omega) est multipliée par 200 pour plus de clarté.

En résumé, les anomalies quasi-décennales modifient la circulation méridienne au cours des périodes de forte amplitude et conduisent à des contrastes zonaux. Au cours de la période 1948-1960, la circulation méridienne est complètement asymétrique d'Est en Ouest ; nous notons : i) à l'Est, des fluctuations de la position latitudinale de la ZCIT (phase positive/négative : décalage vers le Nord/Sud), et peut être à une échelle régionale de la cellule de Hadley Sud ; ii) à l'Ouest, une anomalie humide reliée à l'intensité des mouvements subsidents de la branche subtropical de Hadley Nord. La période 1976-1988 est, elle, marquée par des fluctuations uniformes de la ZCIT en réponse à une intensification du gradient inter-hémisphérique de pression et, probablement, de la circulation de Hadley. Ainsi, le fait que la QDV soit plus prononcée au Sahel oriental qu'occidental ne s'explique pas par les déplacements de la ZCIT, mais plutôt par l'intensité des processus formant celle-ci. Il reste alors encore à comprendre les éléments qui réduisent la puissance de ce signal sur la partie occidentale ; parmi les réponses possibles, par exemple, nous avons déjà observé un renforcement du flux d'Harmattan sur ce secteur (Fig. 4.2c1).

4.4. Contrastes zonaux dans la circulation zonale

Pour rappel, la **circulation de type Walker** orientée d'Est en Ouest est une réponse atmosphérique zonale aux contrastes de température à proximité de l'équateur (*cf.* Sect. I.1.2.2). D'une manière générale, toute évolution de la circulation zonale influence la MOA au travers de la génération d'anomalies subsidentes ou ascendantes (Caminade & Terray, 2010). Dans la région sahélienne, cela pourrait alors expliquer une partie de la variabilité décennale observée au cours de la période aride (années 1970 et 1980), ou encore le retour partiel des précipitations depuis les années 1990 (Hagos & Cook, 2008). La figure 4.4a présente la configuration estivale moyenne de la circulation zonale des vents ainsi que la distribution de l'humidité atmosphérique entre l'équateur et 20°N. En été, au-dessus de l'océan Pacifique, la circulation de type Walker s'intensifie et devient mieux structurée. Elle présente alors une branche ascendante de large ampleur concentrée approximativement vers 130°E, ainsi que des mouvements subsidents dans la troposphère moyenne au-dessus de l'océan Indien occidental entre 48-58°E (Fig. 4.4a). Par la suite, ces mouvements subsidents se connectent aux vents de basses couches se propageant d'Ouest en Est depuis l'océan Indien vers le Pacifique occidental, pour rejoindre la branche ascendante du Pacifique (Fig. 4.4a). La circulation cellulaire est alors bouclée par un courant de retour d'Est dans la haute troposphère jusqu'à la branche subsidente de l'Atlantique (Fig. 4.4a). Au-dessus de l'Afrique de l'Ouest, deux cellules zonales secondaires sont présentes entre l'Atlantique et l'océan Indien. Ces cellules conduisent des mouvements ascendants jusqu'à la troposphère libre (Fig. 4.4a), cette dernière favorisant à son tour la génération des processus liés à la convection profonde humide.

La figure 4.4b affiche la différence entre **les anomalies quasi-décennales humide et aride de la circulation zonale** intégrées entre l'équateur et 20°N, au cours d'un maximum d'amplitude de la QDV au Sahel occidental (t1: 1948–1952 vs t2: 1955–1960). Sur l'océan Pacifique, une diminution (augmentation) significative des mouvements ascendants, et donc

également une diminution de l'humidité atmosphérique, sont détectées entre 150-180°E (110-130°E ; Fig. 4.4b). Cela indique alors un décalage vers l'Ouest de la branche ascendante du Pacifique. Par ailleurs, différentes anomalies significatives sont également détectées au-dessus de l'océan Indien (Fig. 4.4b) : i) une augmentation (diminution) des mouvements ascendants entre 80-105°E (105-130°E) décrit un décalage vers l'Est de la branche ascendante sur l'océan Indien ; ii) entre 35-80°E, un affaiblissement des vents d'Ouest dans la basse et moyenne troposphère et un renforcement des vents d'Est dans la haute troposphère ; iii) les mouvements ascendants de basses couches et subsidents de moyennes et hautes couches se renforcent sur la partie occidentale de l'océan Indien et en Afrique de l'Est. En résumé, lors d'une anomalie positive de la QDV, nous observons une intensification de la circulation zonale sur l'océan Indien marquée notamment par le resserrement des mouvements ascendants dans la région du « Warm-Pool » (*i.e.* Asie du SE). Sur l'Afrique de l'Ouest, une diminution significative des mouvements ascendants est détectée entre 10-35°E, tandis qu'une augmentation significative des mouvements ascendants est identifiée au-dessus de 700 hPa entre 15°W et 10°E (Fig. 4.4b). Cela contribuerait alors à augmenter le signal quasi-décennal dans les précipitations sahéliennes entre 15°W et 10°E, et inversement entre 10 et 35°E ; ce qui s'accorde assez bien avec le résultat des sections IV.2.2 et 4.1. En ce sens, une anomalie positive de l'humidité atmosphérique est observée sur la quasi-totalité de l'Afrique de l'Ouest.

Concernant la période de haute amplitude de la QDV au Sahel oriental (**t3** : 1976-1980 vs **t4** : 1984-1988 ; Fig. 4.4c), sur l'océan Pacifique, une augmentation (diminution) des mouvements ascendants et de l'humidité atmosphérique est identifiée entre 140-180°E (110-140°E). A la même période, sur l'océan Indien, les signaux quasi-décennaux sont plus faibles que dans les années 1950, mais nous pouvons noter différentes anomalies significatives (Fig. 4.4c) : i) une diminution des mouvements ascendants entre 80-110°E ; ii) entre 40-80°E, une diminution des vents d'Ouest et des courants d'Est, respectivement, dans la basse et haute troposphère ; iii) une diminution générale des mouvements subsidents au-dessus de l'océan Indien occidental et de l'Afrique de l'Est. Plus simplement, nous observons un affaiblissement de la circulation de type Walker sur l'océan Indien, et un décalage vers l'Ouest de la cellule zonale du Pacifique. Ainsi, sur l'océan Atlantique, une augmentation des mouvements subsidents est détectée depuis les côtes d'Amérique du Sud (~60°W) jusqu'à 10°W, d'où la diminution significative de l'humidité atmosphérique sur la partie occidentale de l'Afrique de l'Ouest (Fig. 4.4c). Au contraire, plus à l'Est sur le continent africain, une augmentation significative des mouvements ascendants jusqu'à la troposphère libre est identifiée. Cela pourrait donc expliquer la différence d'intensité dans le signal quasi-décennal des précipitations au Sahel ouest-africain occidental et oriental (*cf.* Sect. IV.2.2, 4.1). Par ailleurs, les vents d'Ouest détectés dans la moyenne et haute troposphère entre l'océan Indien et le continent ouest-africain pourraient également être cohérents avec une diminution de vitesse du JEA et JET (Fig. 4.4c).

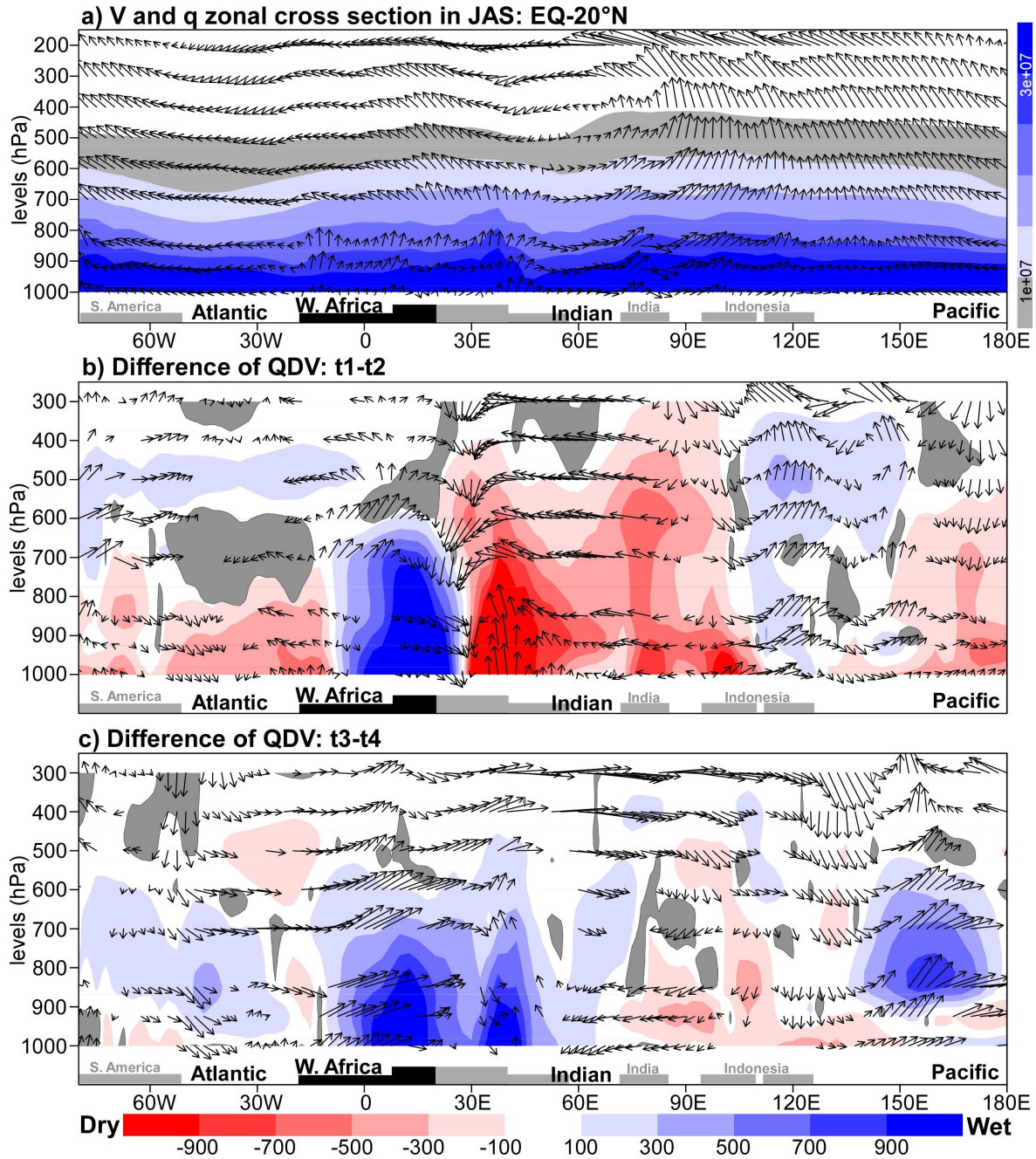


Figure 4.4. Les anomalies quasi-décennales de vents et d'humidité dans la circulation zonale entre l'équateur et 20°N. En haut: (a). Section verticale de la circulation zonale moyenne des vents (flèche ; $V : m.s^{-1}$) et de l'humidité atmosphérique (humide (sec): bleu (rouge) ; $q : g.kg^{-1} .s^{-1}$) intégrée entre l'équateur et 20°N de juillet à septembre (données : NCEP/NCAR-1 ; Kalnay et al., 1996). Au milieu et en bas : (b-c). Différence des anomalies quasi-décennales dans les sections zonales au cours des années 1950-1960 (t1-t2) et 1970-1980 (t3-t4). Les signaux non significatifs au seuil 95% (p -value=0.05) par le t-test de Student ne sont pas représentés pour les vents, et masqués de gris pour l'humidité. La vitesse verticale (omega) est multipliée par 150 pour plus de clarté.

4.5. Téléconnexions avec les SSTs mondiales

Comme décrit dans la section précédente, les anomalies quasi-décennales sont loin d'être restreintes au bassin Atlantique mais mettent en jeu des interactions ou téléconnexions interbassins (cf. section I.2.3). Pour cette raison, dans cette dernière partie, nous discuterons de l'évolution temporelle du forçage quasi-décennal des SSTs mondiales sur la variabilité des

précipitations ouest-africaines, ainsi que de leurs associations aux anomalies décrites dans les sections précédentes. Comparée à la section IV.3, notre analyse inclut également les bassins pacifique (Nino 3.4 : 5°S-5°N ; 170°W-120°W), indien (IND : 24°S-24°N ; 35°-90°E), méditerranéen (MED : 29-45°N ; 1°W-45°E), atlantique tropical nord (TNA : 5°N-24°N ; 50°W-15°W) et le contraste méridien entre l'Atlantique tropical nord et sud (TNA-TSA). Par ailleurs, bien que nous utilisions une nouvelle fois la cohérence en phase par ondelettes, l'étude de la phase, *i.e.* du retard, sera ici plus détaillée puisque constituant la première étape d'une étude à venir destinée à séparer les différents stades de la QDV dans la MOA.

Les cohérences entre le champ de précipitations ouest-africain et les SSTs des bassins indien et méditerranéen ne sont pas significatives au seuil de 90%, à l'échelle quasi-décennale et pour les deux périodes considérées. Elles ne seront donc pas montrées ici, mais leurs éventuelles implications seront discutées dans la section 4.6. Lors des années 1950/60, le champ quasi-décennal de précipitations en Afrique de l'Ouest est uniquement significatif avec les SSTs extratropicales de l'Atlantique Nord (NATL ou AMO ; Fig. 4.5a1). En accord avec les résultats de la section IV.3.2.2, la cohérence est observée sur le Sahel occidental et présente un retard en phase. Le signal SST de l'Atlantique Nord présente donc un retard compris entre -3 ans et +1 an avec le signal des précipitations du Sahel occidental (Fig. 4.5a1). Autrement dit, bien que le sens de la relation soit assez mal défini, la tendance dominante présente une modulation de la variabilité des précipitations par les SSTs Atlantique Nord. Vu la proximité des structures spatiales, cette relation pourrait être associée à certaines anomalies quasi-décennales détectées sur le Sahel occidental (Figs 4.2-4) : i) un renforcement/affaiblissement (*i.e.* lors des anomalies positives/négatives de la QDV) du flux d'Harmattan, et un décalage vers le Sud/Nord du FIT ; ii) une augmentation/diminution des mouvements ascendants au-delà de 900 hPa ; iii) et une diminution/augmentation (augmentation/diminution) des mouvements subsidents dans la région subtropicale sud (nord). De plus, les SSTs Nord-Atlantique présentent également une zone cohérente à l'Est du lac Tchad (Fig. 4.5a1). Cela impliquerait des changements dans la circulation méridienne et zonale dans les régions de mousson bien que cela ne soit pas directement prouvé dans ce travail. Néanmoins, nous notons dans cette région (Figs. 4.2-4) : i) un renforcement/affaiblissement des flux de mousson et de l'océan Indien associé à un décalage vers le Nord/Sud du FIT et de la ZCIT ; ii) dans la circulation méridienne, une augmentation/diminution des mouvements ascendants au Nord de la région sahélienne (ce qui contribue en partie à affaiblir la QDV au Sahel ouest-africain oriental) ; iii) dans la circulation zonale, une augmentation/diminution de la subsidence entre 10-30°E (contribuant également à réduire la QDV au Sahel ouest-africain oriental).

Ainsi, l'ensemble de la configuration observée dans les années 1950/60 met en avant une relation de large-échelle impactant à la fois les secteurs africain et indien. Il apparaît alors que, à l'échelle quasi-décennale, la variabilité des SSTs Nord-Atlantique contribue à réguler une part du gradient de température inter-tropical contrôlant, dans ces régions, la pénétration vers le Nord de la mousson. Sur l'Afrique de l'Ouest, cela contribuerait alors à des fluctuations non uniformes, d'Est en Ouest, de la position latitudinale de la ZCIT comme

proposée dans les sections IV. 3.2.1, 3. Cependant, d'une manière générale, l'association de cette anomalie quasi-décennale à la variabilité connue (notamment à l'échelle interannuelle) de la MOA n'est pas clairement évidente, comme en témoigne l'absence de relation significative avec les autres indices de SSTs à cette période (Fig. 4.5b1-e1).

A l'inverse, au cours de la période des années 1970/80, la variabilité des précipitations au Sahel est cohérente à la fois avec les fluctuations de SSTs dans les bassins atlantique tropical et pacifique ; cette relation apparaît d'ailleurs plus prononcée sur la région orientale (Fig. 4.5b2-e2). En effet, les SSTs Atlantique Tropical Nord (TNA) et les précipitations sahéniennes sont cohérentes, mais en quadrature de phase, *i.e.* le signal SST pourrait mener ou suivre le signal des précipitations dans un intervalle de ~5-7 ans (Fig. 4.5b2). Les SSTs de l'Atlantique Tropical Sud présentent une cohérence en opposition de phase avec la variabilité des précipitations sahéniennes (Fig. 4.5c2 ; *cf.* Sect. IV.3.2.2). Une relation qui, sur la base des résultats de Losada *et al.* (2009a), pourrait conduire, dans le cas d'un refroidissement sur la région TSA, à un renforcement des flux de mousson et le déplacement vers le Nord de la ZCIT (Figs. 4.2c, 3c) avec un retard estimé entre -2 et -5 ans (Fig. 4.5c2). De plus, bien que la variabilité des régions TNA et TSA puisse être indépendante (Houghton & Tourre, 1992 ; Rajagopalan *et al.*, 1998 ; Mehta, 1998), leurs différences restent un bon indicateur de la position latitudinale de la ZCIT (Rajagopalan *et al.*, 1998 ; Giannini *et al.*, 2003). Ainsi, l'indice TNA-TSA et les précipitations au Sahel sont cohérents et présentent une relation en phase (Fig. 4.5d2). De plus, dans cette relation le signal SST précède de 2-4 ans le signal pluviométrique (Fig. 4.5d2), et ainsi pourrait contribuer également aux fluctuations du flux de mousson et du balancement de la ZCIT. Par ailleurs, la NAO module directement les flux de chaleur sensible sur la région TNA et les latitudes moyennes (Cayan, 1992). De ce fait, il n'est pas surprenant d'observer également des variations du gradient de pression inter-hémisphérique, et des mouvements subsidents dans les années 1970/80. De plus, ces fluctuations du gradient inter-hémisphérique de pression et de température de surface (ici SSTs) pourraient contribuer, au moins en partie (avec les conditions de surfaces continentales), aux variations de la vitesse du JEA.

De plus, une cohérence quasi-décennale est également observée avec les SSTs Pacifique (NINO 3.2) qui mènerait alors la relation avec un retard de -4 à -7 ans (Fig. 4.5e2). Si l'on se réfère aux études antérieures (*e.g.* Wang, 2002a; Weng *et al.*, 2007), cette téléconnexion avec l'ENSO pourrait impliquer un affaiblissement de la circulation de type Walker au-dessus de l'océan Indien et du Pacifique occidental, ainsi qu'un décalage vers l'Est de la cellule de Walker du Pacifique (Fig. 4.4c). Ainsi, compte tenu des travaux de Mohino *et al.* (2011a, b) et Rodriguez-Fonseca *et al.* (2011), cette téléconnexion quasi-décennale pourrait également être associée à l'augmentation de la subsidence sur le Sahel occidental (ce qui contribue à affaiblir la QDV sur ce secteur à cette période ; Fig. 4.4c). Néanmoins, selon l'étude de Yano *et al.* (2002), l'aire occupée par cette anomalie subsidente serait principalement modulée par le refroidissement de la région TSA.

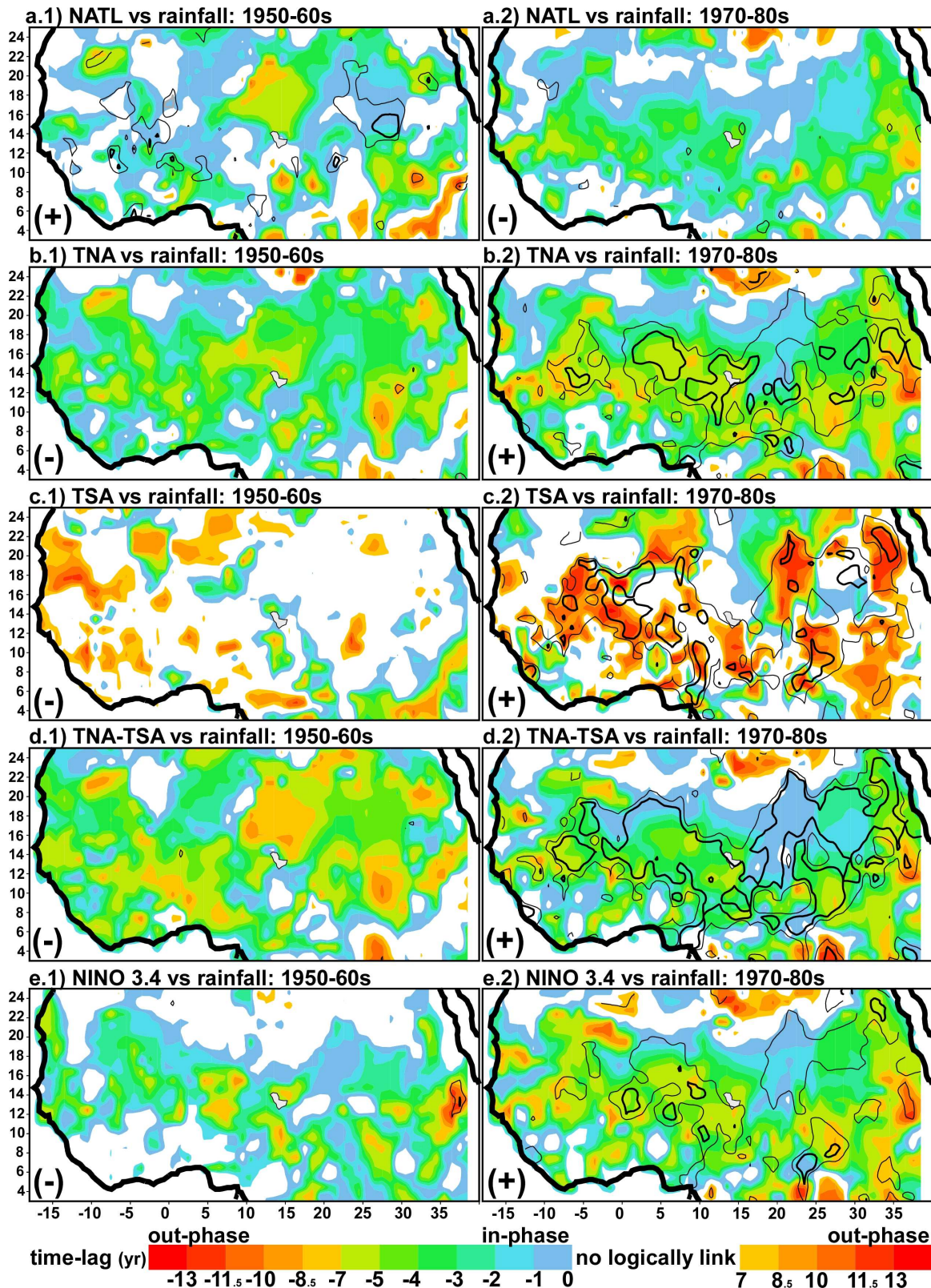


Figure 4.5. Comparaison de l'organisation spatiale des téléconnexions quasi-décennales entre les SSTs et les précipitations en Afrique de l'Ouest entre les périodes humide (1950/60) et aride (1970/80). A gauche: cohérence (contour) et phase (échelle de couleur) par ondelettes entre le champ de précipitation ouest-africain (CRU TS 3.10.1) et les indices de SSTs sélectionnés (a : NATL/AMO ; b : TNA ; c : TSA ; d : TNA-TSA ; e : NINO 3.4) sur la période des années 1950/60. A droite : idem pour les années 1970/80. Les contours fin et gras indiquent respectivement la cohérence significative à 90 et 95%. Les retards positifs sont masqués en raison de leur manque d'interprétation logique.

4.6. Complément sur les anomalies quasi-décennales

Avant de conclure cette étude des contrastes zonaux dans les signaux quasi-décennaux de la MOA, il est nécessaire de s'attarder sur quelques éléments complémentaires.

La stabilité des résultats dépend-elle des réanalyses utilisées ? Il est apparu au cours de notre analyse que les flux de mousson et d'Harmattan ainsi que leur convergence étaient plus intenses (faibles) sur les régions orientales (occidentales). D'autre part, et peut être en conséquence, les anomalies quasi-décennales, surtout lors des années 1950/60 dans la moyenne troposphère, sont apparues également plus intenses à l'Est qu'à l'Ouest. Pour cela, nous présentons ici une comparaison moyenne d'été de la composante méridionale des vents à 10 m et à 700 hPa des réanalyses NCEP/NCAR-1 avec les réanalyses NOAA/CIRES-20C (Compo *et al.*, 2011) et ERA-40 (Uppala *et al.*, 2005 ; Fig. 4.6). Le principe est qu'en l'absence de différences significatives dans les champs initiaux aucune différence ne devrait être observée après filtrage de la variabilité quasi-décennale.

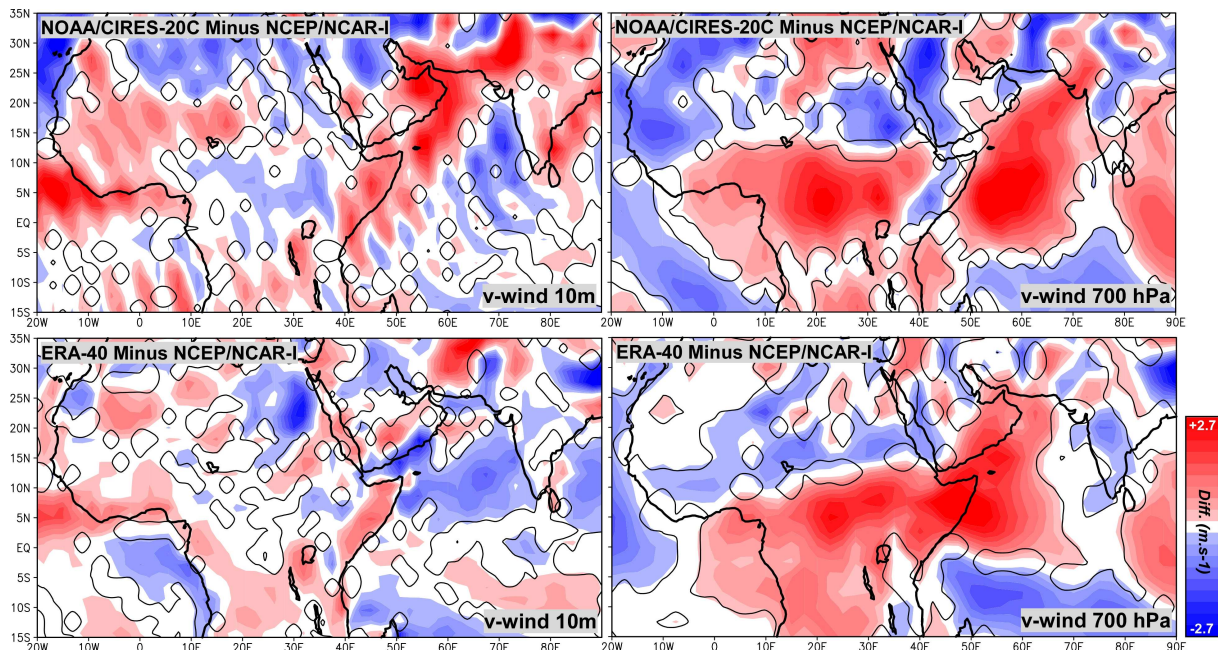


Figure 4.6. Comparaison estivale des composantes méridionales du vent dans les réanalyses NCEP/NCAR-1 avec les réanalyses 20C et ERA-40 entre l'Afrique de l'Ouest et l'Inde. A gauche : différence moyenne d'été (JAS) des composantes méridionales des vents à 10m dans les réanalyses NCEP/NCAR-1 (Kalnay *et al.*, 1996) comparées aux réanalyses 20C de la NOAA/CIRES (Compo *et al.*, 2011 : en haut) et ERA-40 (Uppala *et al.*, 2005 : en bas), respectivement, sur les périodes 1948-2012 et 1958-2002. A droite : idem, mais à 700 hPa. Les contours noirs indiquent les zones statistiquement significatives au regard du t-test de Student (p -value < 0.1).

A 10 m, la différence entre les champs réanalysés est assez faible en Afrique de l'Ouest, voire très peu significative avec les réanalyses ERA-40 (Fig. 4.6). Cependant, la différence observée avec les réanalyses 20C montre une surestimation (sous-estimation) des vents méridionaux sur la partie occidentale (orientale ; SE du lac Tchad) dans les réanalyses NCEP/NCAR-1 (Fig. 4.6), *i.e.* le contraire de nos observations (Fig. 4.2). Par conséquent, l'utilisation des réanalyses ERA-40 provoquerait peu de changement sur nos résultats, tandis que l'utilisation des réanalyses 20C accentuerait le contraste entre les régions occidentales et orientales dans les basses couches.

Dans la moyenne troposphère (ici 700 hPa), comparée aux réanalyses 20C et ERA-40, la composante méridionale des vents est surestimée au SE du lac Tchad et inversement sur les régions les plus occidentales (Fig. 4.6). La zone surestimée devrait alors principalement concerner des vents de SW et, de plus, pourrait inclure les vents méridionaux (également de SW) composant la mousson indienne (Fig. 4.6). L'une des explications de cela pourrait donc être une meilleure représentation de la mousson indienne dans le modèle MRF du NCEP. Par conséquent, il serait judicieux de réviser à la baisse la différence d'intensité observée entre les anomalies quasi-décennales du flanc ouest et à l'Est du lac Tchad. Il reste cependant à comprendre pourquoi ces différences seraient plus marquées dans les années 1950/60.

Que nous apporte l'étude de la cohérence entre le champ de précipitations ouest-africain et les SSTs de la Méditerranée et de l'océan Indien ? En section 4.5, les téléconnexions quasi-décennales entre le champ de précipitations et les bassins méditerranéen et indien n'ont pas été montrées en raison du faible niveau de cohérence enregistré sur la région sahélienne. Cependant, si l'implication respective de ces deux bassins semble mineure, la structure spatio-temporelle des téléconnexions n'est pas inintéressante. Nous montrons donc le résultat de cette analyse pour la période humide (1950/60) et aride (1970/80 ; Fig. 4.7).

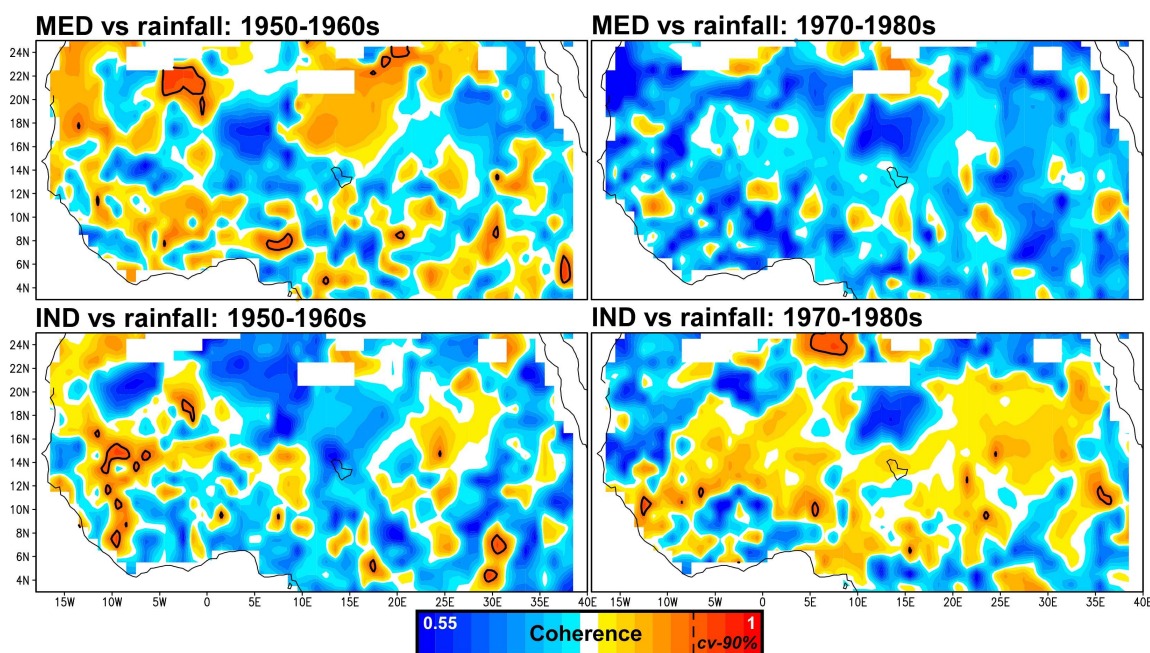


Figure 4.7. Variabilité spatio-temporelle de la cohérence entre le champ de précipitations ouest-africain et les SSTs méditerranéennes et indiennes. A gauche: cohérence par ondelettes entre le champ de précipitation ouest-africain (CRU TS 3.10.1) et les SSTs des bassins méditerranéen (MED : en haut) et indien (IND : en bas) sur la période des années 1950-1960. A droite : idem pour les années 1970-1980. Les contours indiquent les régions cohérentes et significatives au niveau de 90%.

Lors des années 1950/60, bien que le niveau de cohérence soit faible, les SSTs de ces deux bassins présentent une co-variation avec la variabilité des précipitations sur la partie occidentale de l'Afrique de l'Ouest (Fig. 4.7). Ainsi, comme le proposent Mohino *et al.* (2011b), la variabilité décennale de l'océan Indien pourrait s'intégrer dans les signaux globaux de l'AMO et de IPO. Par ailleurs, dans cette même étude de sensibilité, l'assimilation des SSTs méditerranéennes dans le signal global de l'AMO conduit à une augmentation de la

convergence de basse couche sur la partie occidentale de l'Afrique de l'Ouest. De ce fait, cette anomalie étant également détectée dans notre analyse (Fig. 4.2), il apparaît probable que les anomalies quasi-décennales des années 1950/60 soient exacerbées par les contrastes thermique entre l'Atlantique Nord, la Méditerranée et l'océan Indien.

Lors des années 1970/80, l'implication des SSTs de la Méditerranée dans les anomalies quasi-décennales paraît très peu probable (Fig. 4.5). Inversement, les SSTs de l'océan Indien montrent un faible niveau de cohérence sur la région sahélienne et pourraient, sur un plan secondaire, être impliquées dans les anomalies quasi-décennales des années 1970/80 (Fig. 4.5).

5. Synthèse des résultats principaux

La tendance et la variabilité des précipitations au Sahel sont-elles structurées dans le temps et/ou dans l'espace?

Au premier ordre, le déficit pluvieux observé sur le secteur ouest-africain entre la période dite « humide » des années 1950 et celle dite « aride » des années 1970/80, est organisé suivant un plan méridien, et ainsi semble homogène. Cependant, au Sahel ouest-africain, certaines hétérogénéités zonales sont observées dans l'évolution des mesures de précipitations historiques comme dans l'évolution du climat futur (cf. Introduction). Dans les précipitations historiques, cette disparité zonale est présente à la fois lors des périodes humides et arides mais également dans l'évolution récente (depuis 1990 ; Figs. 2.1-2).

L'analyse des fluctuations temporelles du contenu fréquentiel des précipitations historiques montre que cette disparité serait le reflet de différents schémas fréquenciers détectés depuis la côte Atlantique jusqu'au lac Tchad. Trois zones cohérentes sont d'abord établies suivant la définition temps/fréquence de ces échelles (Fig. 2.3): la côte atlantique, le Sahel central et le Sahel oriental. Trois rangs ou échelles de variabilité, *i.e.*, multi-décennale (19-40 ans), quasi-décennale (9-18 ans) et interannuelle (2-8 ans) sont ensuite établis afin de poursuivre notre analyse sur les champs spatio-temporels. L'application de la même analyse à ces champs de précipitations ne permet pas de distinguer le secteur côte Atlantique et par ce fait exacerbe le contraste entre la région occidentale et orientale (Fig. 2.4). Au cours de la transition entre la période humide et aride, les trois échelles de variabilité permettent de discuter des contrastes zonaux. Au cours de la période aride, les échelles de variabilité multi-décennale et interannuelle montrent un affaiblissement généralisé sur l'ensemble du secteur qui est toutefois plus prononcé sur la partie occidentale où le signal était en moyenne plus puissant (Fig. 2.4a, c). La variabilité quasi-décennale, qui pourrait moduler le nombre d'évènements lors de la phase sahélienne de la mousson (Figs. 2.6-7), présente un fonctionnement dipolaire puisqu'elle se renforce (s'affaiblit) au Sahel oriental, tandis qu'elle s'affaiblit (se renforce) au Sahel occidental au cours de la période aride (humide ; Fig. 2.4b).

Ces contrastes zonaux sont-ils en relation avec le forçage des SSTs Atlantique?

Peu d'études discutent du rôle éventuel de l'océan Atlantique dans ces contrastes zonaux. Pourtant, une première analyse montre que les champs composites des SSTs Atlantique répondant aux variations des précipitations se structurent différemment selon l'échelle de variabilité et la zone sahélienne considérée. Par exemple, à l'échelle multi-décennale, la relation avec les SSTs Atlantique Sud est nettement plus robuste sur la partie occidentale du Sahel ouest-africain, tandis qu'à l'échelle quasi-décennale, la relation avec l'Atlantique Tropical Sud se renforce sur la partie orientale (Fig. 3.1). Néanmoins, ces états moyens ne permettent pas de discuter de la réelle concomitance des variations de l'Atlantique Nord et Sud. En ce sens, l'analyse de l'instabilité temps/fréquence des relations avec ces deux parties du bassin montre qu'une relation synchrone ne s'établit que très rarement (au début du siècle sur le Sahel occidental et au milieu des années 1970 sur le Sahel oriental) sur les mêmes échelles de variabilité avec la même zone sahélienne (Fig. 3.6). Il n'est toutefois pas exclu qu'une relation avec le contraste inter-hémisphérique de température s'établisse en réponse aux interactions entre échelles ou qu'elle soit elle-même indépendante de la variabilité des deux secteurs Atlantique Tropical Nord et Sud. Ainsi, par exemple, nous montrons qu'à l'échelle quasi-décennale l'utilisation d'un indice représentatif de ce contraste thermique méridien (TNA-TSA) montre une relation robuste avec peu de retard (~2-4 ans ; Fig. 4.5).

Individuellement, les téléconnexions avec les SSTs Atlantique Nord sont détectées aux échelles multi- et quasi-décennales et sont principalement en phase (Figs. 3.2-3). Sur la base d'études antérieures, il apparaît que les variations thermiques de l'Atlantique Nord modèleraient le contraste thermique méridien et, sur le long-terme, les incursions saisonnières vers le Nord de la ZCIT ; d'où l'observation d'une relation en phase. Le signal des SSTs Atlantique Nord n'est donc cohérent avec les précipitations sahéliennes qu'au cours des périodes humides ou « plus humides ». Lors des années 1950, les fluctuations de température dans cette région de l'Atlantique pourraient avoir contribué, avec un retard compris entre -3 ans et +1 an, au renforcement de la variabilité multi- et quasi-décennale des précipitations du Sahel occidental jusqu'à 6°W/2°E, voire de toute la partie occidentale de l'Afrique de l'Ouest (Figs 3.2-3, 6, 4.5a). D'autre part, depuis 1990 (*i.e.* une période « plus humide ») le même type de relation décalée beaucoup plus au Nord, est détecté à l'échelle multi-décennale jusqu'au Sahel ouest-africain oriental (Figs 3.2-3, 6). Les fluctuations multi-décennales des SSTs Atlantique Nord pourraient donc partiellement (puisque l'échelle interannuelle est plus exprimée à cette période) contribuer au retour des précipitations observé dans cette région depuis 1990. Cela implique toutefois que la modulation des remontées de la ZCIT par les SSTs Atlantique Nord ne soit pas uniforme, mais plutôt inclinée selon une orientation NW-SE (*i.e.* plus au Nord-moins au Nord).

En accord avec l'observation d'une structure dipolaire entre la zone guinéenne (en phase) et la région sahélienne (en opposition de phase), les téléconnexions avec les SSTs Atlantique Tropical Sud pourraient également être associées (avec un retard d'approximativement -2 à -5 ans à l'échelle quasi-décennale) à des variations latitudinales de la ZCIT (Figs. 3.4-6). De

plus, au contraire de la téléconnexion avec les SSTs Nord-Atlantique dont la structuration dans les pluies reste sensiblement similaire, la cohérence des précipitations avec le signal SST de l'Atlantique Tropical Sud dépendrait à la fois de la période et de l'échelle de variabilité sélectionnée. Cela suggère qu'en fonction du temps et de l'échelle de variabilité les fluctuations latitudinales de la ZCIT conduites par une variation des conditions de surface océanique s'effectuent vers une région différente. Or, cela suppose des mécanismes différents sur différentes périodes de temps. En ce sens, la modification de la structure du composite quasi-décennal des SSTs Atlantique Tropical Sud, *i.e.* la disparition de la composante basse-fréquence de l'Atlantique Niño au profit d'un refroidissement sur les côtes du Brésil, en serait un premier indice (Fig. 3.1). Cependant, cela pourrait également être lié à l'influence d'un autre bassin. Par exemple, à l'échelle interannuelle, l'influence croissante des SSTs Pacifique conduisant à une augmentation de la subsidence sur l'Afrique de l'Ouest, aurait pour effet d'effacer la connexion avec l'Atlantique Tropical Sud. Cela pourrait d'ailleurs être également à l'origine de l'affaiblissement, lors des années 1970/80, de la variabilité quasi-décennale et de la cohérence avec les SSTs Atlantique Tropical Sud au Sahel occidental (Figs. 4.4c-5e).

Quelles anomalies de la MOA pourraient être mises en jeu ?

Bien entendu, l'association de ces téléconnexions aux variations latitudinales non uniformes de la ZCIT reste une vision simpliste car cette association implique forcément des variations dans de nombreuses composantes de la MOA : intensité du flux de mousson, de la convergence d'humidité et des mouvements ascendants sur la zone sahélienne. Pour répondre à cette question, notre étude s'est alors portée sur la variabilité quasi-décennale où les contrastes zonaux sont plus évidents. Cette étude s'effectue au cours de deux périodes d'amplitude maximale de la variabilité quasi-décennale des précipitations sahéliennes (Fig. 4.1) : les années 1950/60 au Sahel central/occidental et les années 1970/80 au Sahel oriental.

Lors des années 1950/60, seules les SSTs Atlantique Nord, et dans une moindre mesure de la Méditerranée et de l'océan Indien, apparaissent en relation avec les précipitations du Sahel occidental et à l'Est du lac Tchad (Fig. 4.5a, 7). Cependant, une éventuelle réliabilité à la dynamique connue de la MOA n'est pas évidente, mais reste cohérente avec des déplacements non uniformes de la ZCIT. Sur la partie occidentale, certaines anomalies quasi-décennales pourraient être impliquées dans cette téléconnexion, mais impliqueraient systématiquement des interactions avec les échelles synoptiques, saisonnières ou interannuelles puisque, physiquement, la majeure partie des flux d'humidité provient de l'Atlantique Tropical Sud (Figs. 4.2-3) : i) un renforcement/affaiblissement du flux d'Harmattan (*i.e.* lors des anomalies positive/négative de la QDV), et un décalage vers le Sud/Nord du FIT ; ii) une augmentation/diminution des mouvements ascendants au-delà de 900 hPa ; iii) une diminution/augmentation (augmentation/diminution) des mouvements subsidents dans la région subtropicale sud (nord). A l'Est du lac Tchad, des anomalies quasi-décennales sont également identifiées, mais leur association à la variabilité des SSTs Atlantique Nord qui reste moins comprise pourrait néanmoins parfaitement s'inscrire dans des anomalies conduites par le contraste thermique entre l'Atlantique Nord, la Méditerranée et l'océan Indien. Cependant,

nous notons (Figs. 4.2-4): i) un renforcement/affaiblissement des flux de mousson et de l'océan Indien associé à un décalage important vers le Nord/Sud du FIT et de la ZCIT, ii) une augmentation/diminution des mouvements ascendants au Nord de la région sahélienne ; iii) une intensification de la circulation de Walker au-dessus de l'océan Indien.

Lors des années 1970/80, les variations du gradient inter-hémisphérique méridien de pression et de température pourraient être en relation avec un renforcement/affaiblissement du flux de mousson jusqu'à la moyenne troposphère et de la convergence d'humidité sur la région sahélienne (Fig. 4.5d). Plus généralement, l'ensemble de la circulation méridienne est intensifiée ou affaiblie lors d'une phase positive ou négative de la QDV ce qui conduit également à des variations des mouvements ascendants sur la région sahélienne (Fig. 4.3c). Ainsi, des variations de la position latitudinale du FIT et de la ZCIT, et donc des processus de convection profonde humide sont détectés (Fig. 4.2c-3c). Toutefois, ces variations dans la circulation méridienne apparaissent modulées par des anomalies dans la circulation zonale. Premièrement, la circulation zonale entre le continent ouest-africain et l'océan Indien s'affaiblit (se renforce) lors d'anomalies humides (arides) et contribue à des variations de même signe du JEA et du JET (Fig. 4.4c) – *ce qui implique toutefois des mécanismes différents* –. Deuxièmement, et probablement en raison de l'influence croissante des SSTs Pacifique, la circulation zonale entre le continent maritime (SE Asie) et l'Atlantique s'intensifie et se décale vers l'Est (Fig. 4.4c). Par conséquent, cette anomalie se traduit par une augmentation de la subsidence sur le flanc occidental du secteur ouest-africain (Fig. 4.4c), et donc une atténuation du signal quasi-décennal sur cette région.

6. Proposition d'apports techniques pour l'analyse des sorties de modèles

Comme nous l'avons mentionné en introduction, l'une des principales faiblesses des modèles climatiques globaux est le manque de réalisme des téléconnexions simulées à l'échelle interannuelle comme multi-décennale et qui, de plus, peuvent fluctuer sur de très courtes échelles spatiales. Pour répondre à cette problématique, *i.e.* améliorer les sorties de modèles à une échelle régionale, les travaux scientifiques actuels ont recours à diverses méthodes de descente d'échelle, ou « downscaling ». Ces méthodes peuvent se regrouper en deux catégories : i) le « downscaling » dynamique correspondant aux modèles régionaux du climat (RCM ; Mearns *et al.*, 2003) qui simule le climat à plus haute résolution que les modèles climatiques globaux (GCM) mais sur une partie du globe ; ii) le « downscaling » statistique (DS) qui permet d'établir une information climatique locale ou régionale à partir d'un modèle statistique qui relie les variables atmosphériques à grande échelle (ou prédicteurs) et les variables locales (ou prédictand ; *e.g.* von Storch *et al.*, 1993 ; Wilby *et al.*, 1998). – *nous noterons, cependant, que le DS est également utilisé pour corriger les sorties des RCMs qui ne sont pas toujours meilleures que celles des GCMs* –

Ainsi, bien que nos travaux sur ce sujet restent encore exploratoires, nous présentons dans cette section un essai d'application des procédures de filtrage aux analyses de DS. Cet essai peut se résumer en trois points : le choix d'une méthode de décomposition spectrale, le choix d'une procédure de DS et le choix des prédicteurs et prédictands.

Premièrement, pour simplifier le procédé de calcul, et surtout dans un souci d'automatisation, nous avons retenu une décomposition multi-résolution par un maximum de chevauchement transformée en ondelettes discrètes (MODWT : Maximal Overlap Discrete Wavelet Transform ; Percival & Walden, 2000). Brièvement, la MODWT est une version modifiée de l'ondelette discrète (DWT) dont la décomposition ne suit pas strictement une puissance de deux et étant, par conséquent, plus redondante.

Deuxièmement, nous avons testé l'apport de cette décomposition sur les méthodes de DS employées dans Benestad (2001, 2003). Brièvement, cette méthode de DS calibre un modèle de régressions linéaires multiples par étapes basées sur la décomposition par EOF d'un ou plusieurs champs climatiques. Les prédicteurs sont alors les premiers EOFs de chaque champ et le prédicte une variable locale. Or, comme décrit dans le chapitre III et ce présent chapitre, les téléconnexions entre les variables locales et les processus de large-échelle dépendent de l'échelle de variabilité. Par exemple, si nous considérons le champ de SSTs comme prédicteur des précipitations au Sahel oriental (le cas sur la figure 1.1), celui-ci, *i.e.* l'EOF dominant, varie également en échelle.

Troisièmement, les prédicteurs choisis pour simuler les précipitations du Sahel ouest-africain oriental sont, dans la logique de ce chapitre, les SSTs de l'Atlantique dans un champ observé (ERSST V3b, Smith *et al.*, 2008) et, puisque le but final est une application aux modèles globaux, dans les sorties du modèle CMIP5/AR5 moyen pour le scénario RCP 4.5.

Le principe est d'examiner si le couplage d'une procédure de filtrage avec une méthode de DS classique peut permettre d'améliorer la reproduction de la variabilité basse-fréquence des précipitations au Sahel dans les sorties de modèles. Il s'agit donc également, d'améliorer régionalement la reproduction des téléconnexions mises en jeu à ces échelles, mais aussi la description des tendances climatiques futures. – *cela serait alors applicable pour toutes les régions du globe* –

Order	Calibration	
	R ²	p-value
D1 ~3mo	28(56)%	0%
D2 ~6mo	98(93)%	0%
D3 ~1yr	89(98)%	0%
D4 ~1-2yr	52(45)%	0%
D5 ~2-4yr	27(19)%	0%
D6 ~4-6yr	49(38)%	0%
D7 ~14-18yr	90(39)%	0%
D8 ~30yr	96(93)%	0%
D9 ~60yr	100(100)%	0%
D10 ~90yr	100(100)%	0%

Tableau 6.1. Résultat de la calibration pour les différentes décompositions d'échelle de la MODWT avec comme prédicteurs les champs observé et simulé de SSTs dans la région Atlantique. Les résultats obtenus pour la calibration avec les champs de SSTs observés et simulés sont, respectivement en noir et gris.

Discutons en premier lieu de la calibration pour chaque décomposition d'échelles. Nous remarquons que les coefficients de corrélation sont significatifs pour l'ensemble des décompositions fréquentielles (Tab. 6.1). Nous noterons, néanmoins, que les échelles interannuelles (D4-D6) semblent être les moins bien reproduites (Tab. 6.1). D'autre part, il apparaît que l'écart le plus important entre la calibration issue du champ observé et simulé des

SSTs se situe à l'échelle quasi-décennale (D7 ; Tab. 6.1); il est donc probable que l'anomalie quasi-décennale des SSTs de l'Atlantique Tropical Sud (*i.e.* le long des côtes du Brésil ; Fig. 3.1) ne soit pas parfaitement reproduite dans les SSTs générées par le modèle moyen de CMIP5/AR5. – ce qui s'avère être le cas après vérification –

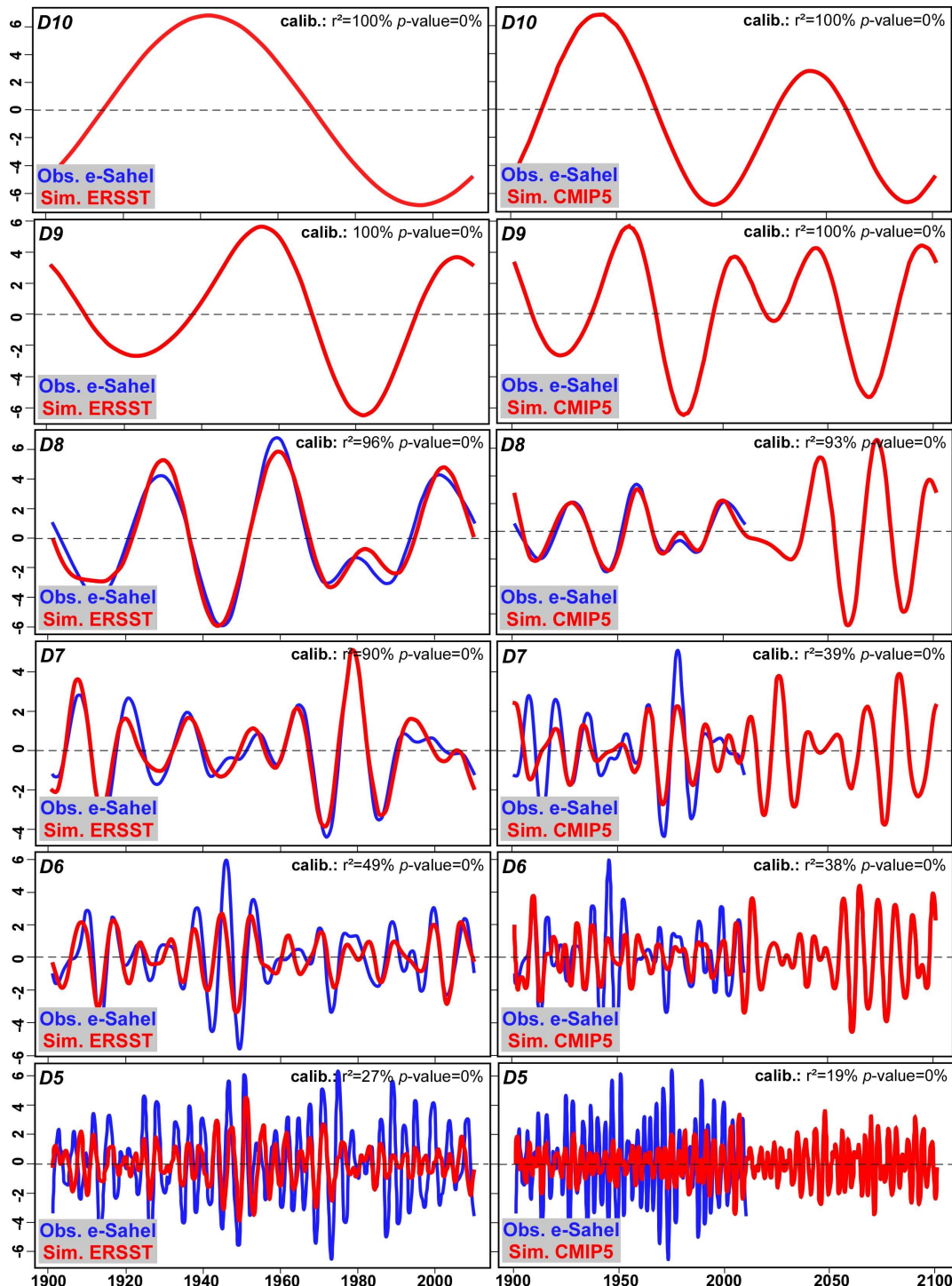


Figure 6.1. Comparaison des échelles de variabilité basse-fréquence observées et simulées par « downscaling » statistique dans les précipitations au Sahel ouest-africain oriental. A gauche : comparaison des décompositions 5 à 10 (2-4ans à 90ans) par MODWT (ondelette de Daubechies d'ordre 18) appliquée aux cumuls mensuels de précipitations du Sahel oriental (bleu) et de leurs prédictions (rouge) par couplage de la procédure de Downscaling statistique avec la MODWT à partir des SSTs observées du champ ERSST. A droite : idem, mais à partir du champ de SSTs simulé de CMIP5/AR5.

Comparons maintenant plus en détail l'évolution temporelle des différentes échelles de variabilité basse-fréquence détectées par MODWT dans les précipitations observées et simulées par notre procédure de couplage (DS/MODWT ; Fig. 6.1). Aux échelles interannuelles (D4-D6), la calibration présente souvent une sous-estimation importante et, parfois, également d'un déphasage temporel (Fig. 6.1) ; ce qui explique parfaitement le niveau modéré de corrélation. Cependant, puisque que les régimes de temps se succèdent à la même vitesse que leurs échelles de variabilité, l'utilisation d'un prédicteur fixe dans le temps peut être contraignant. – *L'utilisation d'une autre méthode de DS, moins linéaire, pourrait alors réduire cet effet* –. A partir de l'échelle D7, la calibration souffre d'une sous-estimation légère (Fig. 6.1). Ainsi, notre procédure permet alors de reproduire très correctement les variabilités quasi-décennale (avec toutefois certains biais dans les sorties CMIP5/AR5) à multi-décennale pour lesquelles le nombre de prédicteur est réduit du fait de leurs rangs.

Cependant, il reste à démontrer que notre méthode de couplage DS/MODWT offre de meilleurs résultats que la procédure de DS originelle. Pour cela, nous présentons deux diagrammes de Taylor qui permettent assez facilement d'examiner l'écart-type et le niveau de corrélation entre les variables prédites par les deux méthodes de DS et la variable observée, ici les précipitations au Sahel ouest-africain oriental (Fig. 6.2).

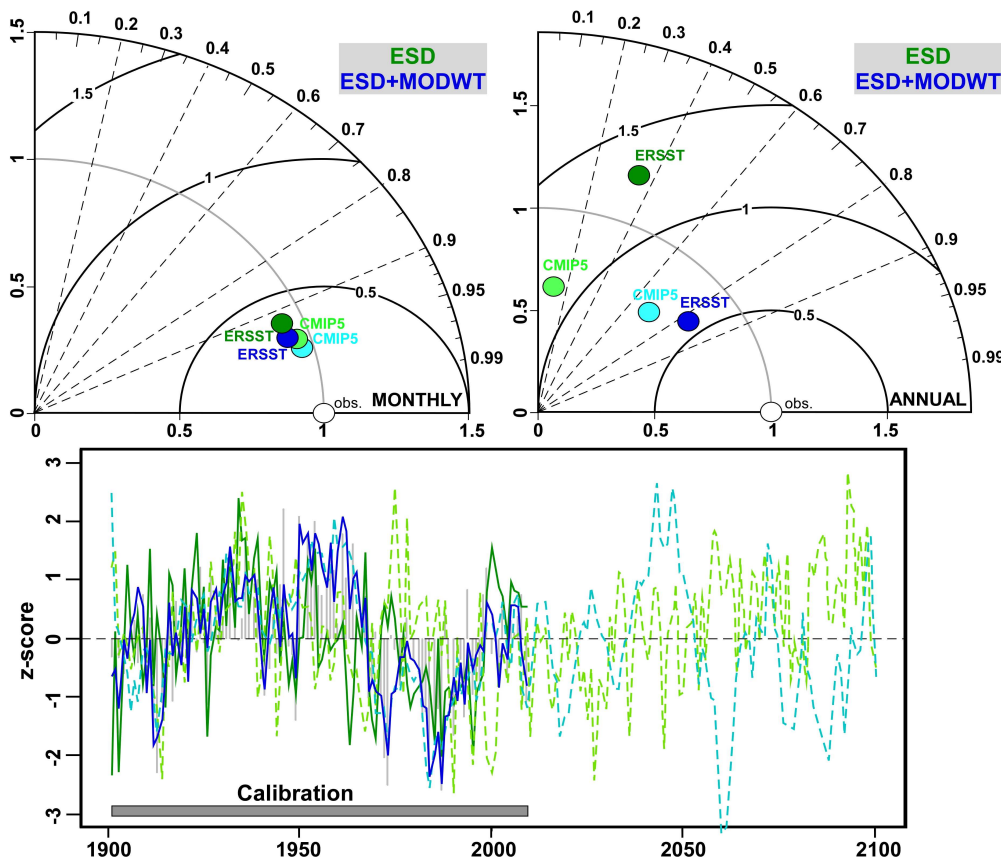


Figure 6.2. Comparaison de simulations par « donwsaling » statistique des précipitations au Sahel ouest-africain oriental avec ou sans procédure de filtrage. En haut: comparaison par diagramme de Taylor des valeurs de précipitations prédites par DS simple (en vert) et couplées à la décomposition par MODWT (en bleu) pour les champs observés (foncée, ERSST v3b) et simulés (claire, CMIP5/AR5) avec l'indice de précipitations du Sahel ouest-africain oriental au pas de temps mensuel (à gauche) et annuel (à droite). En bas: évolution et projection des précipitations prédites. Seule la moyenne de l'ensemble des modèles CMIP5/AR5 est représentée suivant le scénario RCP 4.5 (modéré).

Nous remarquons qu'au pas de temps mensuel, l'apport de la MODWT est quasi-négligeable, puisque déjà simulé correctement par une DS simple (Fig. 6.2). Inversement, l'insertion d'une décomposition par MODWT améliore fortement la prédiction au pas de temps annuel, qui est à l'origine très mal simulée (*i.e.* une faible corrélation et un écart-type important avec la variable observée ; Fig. 6.2). Autrement dit, si l'introduction de la MODWT dans la procédure de DS améliore peu la reproduction des hautes-fréquences, celle-ci contribue fortement à améliorer la reproduction des téléconnexions interannuelles, et plus particulièrement quasi- à multi-décennales.

Comparons, maintenant, l'évolution temporelle des précipitations observées et simulées par les deux méthodes de DS (Fig. 6.2). Nous remarquons, avant l'insertion d'une décomposition spectrale que la méthode de DS sous-estime (voire ne reproduit pas) l'anomalie humide des années 1950 (en vert sur la Fig. 6.2). De plus, à partir des SSTs de CMIP5/AR5, la courte anomalie humide du milieu des années 1950 est, initialement (*i.e.* sans filtrage), très largement surestimée ; cela a pour effet d'effacer une grande partie de l'anomalie aride. Au contraire, après l'insertion de la MODWT, l'évolution temporelle des précipitations simulées est parfaitement calée avec l'observation. L'amélioration de la calibration a également des conséquences importantes sur l'évolution régionale future des cumuls de précipitations, tendant même souvent à s'inverser (Fig. 6.2).

Néanmoins, nous ne discuterons pas plus de l'évolution régionale future des précipitations au Sahel ouest-africain oriental puisque ces résultats ne sont ici qu'un premier essai demandant à être soumis à une procédure de validation croisée sur la période observée, *i.e.*, en séparant les données qui servent à caler les coefficients de celles qui sont utilisées pour projeter les résultats et valider. Par exemple, il pourrait être envisagé de travailler sur les années paires et de projeter sur les années impaires pour valider. D'autre part, ces premiers résultats devraient également être confirmés depuis un nombre important de modèles climatiques globaux (plus représentatifs que la moyenne des modèles CMIP5/AR5), et plus particulièrement des modèles forcés par des SSTs. Toutefois, cet exemple illustre assez bien l'apport de ces techniques de filtrages aux procédures de DS, qui pourraient améliorer, à une échelle régionale, la reproduction des échelles de variabilité basse-fréquence dans les sorties de modèles et, donc, notre compréhension du climat futur.

CONCLUSION

Ce mémoire réexamine l'évolution de la variabilité observée des climats régionaux du NW Europe et de l'Afrique de l'Ouest, ainsi que leurs téléconnexions multi-échelles avec les fluctuations globales dites « naturelles » du secteur Atlantique. Après un premier chapitre décrivant la dynamique du climat puis révisant la structuration de la variabilité au sein du bassin Atlantique, le chapitre II a présenté nos données puis notre stratégie d'analyse à partir d'une méthodologie statistique adaptée aux thématiques régionales, *i.e.* l'augmentation de la température et des précipitations au NW Europe et la sécheresse au Sahel. Les deux chapitres suivants ont été consacrés à l'analyse de l'évolution structurelle de la variabilité des deux secteurs, ainsi que de leurs co-oscillations avec la variabilité globale sur différentes fenêtres temporelles : jusqu'au XVI^e siècle en Europe et au XX^e siècle pour l'Afrique de l'Ouest. Une synthèse des résultats de ces chapitres est proposée ci-dessous, suivie de quelques perspectives.

Synthèse

Le climat du NW Europe et ses téléconnexions avec les fluctuations globales du secteur Nord-Atlantique.

Une variabilité structurée

Selon nos observations, comme la tendance, la variabilité multi- et inter-décennale de la température et des précipitations en Angleterre et au Nord de la France est organisée dans le temps. Si, la structuration spatiale de la température reste homogène sur l'ensemble de l'Europe, cela n'est pas le cas pour les précipitations dont l'examen met en évidence des contrastes régionaux à locaux. Trois échelles de variabilité dominent les fluctuations globales de température (multi-décennales : 50-120 et 30-50 ans; inter-décennale : 16-30 ans). La variabilité des précipitations est caractérisée par des échelles de variabilité différentes (multi-décennales : 50-80 et 30-60 ans ; inter-décennale : 16-23 ans) dont les fluctuations d'amplitude peuvent être, ou non, communes aux deux secteurs. Sur la base de reconstructions paléoclimatiques récentes, il apparaît que ces périodes de renforcement des différentes échelles de variabilité dans la température et les précipitations sont, pour une grande majorité, robustes jusqu'au XVI^e siècle.

Des téléconnexions entre l'Atlantique (SST, SLP) et la température

Les périodes de renforcement de la variabilité multi- et inter-décennale de la température au NW de l'Europe sont associées à des fluctuations en opposition de phase des SSTs Nord-Atlantique avant 1800, puis en phase (indice AMOr ; *i.e.* des SSTs Nord-Atlantique plus chaudes, puis plus froides, en lien avec la température plus froide sur le continent) ; au contraire la relation entre la température et l'indice NAO est plus faible.

Pourquoi cette instabilité ? A l'appui des travaux antérieurs, de telles fluctuations dans les SSTs Nord-Atlantique pourraient être conduites par d'éventuelles composantes oscillatoires

de la circulation thermo-haline (THC ; *cf.* Sect. I.2.2.1). De ce fait, ce changement de phase pourrait être relié à un décalage vers le Nord du Gulf Stream et à un renforcement du flux de chaleur transportée vers l'Europe entre 1790 et 1825, comme le proposent van der Schrier & Weber (2009). Cependant, ces changements pourraient également être plus complexes et impliquer des changements de l'aspect saisonnier de la téléconnexion (Parker & Horton, 2005 ; Knight *et al.*, 2006 ; Sutton & Dong, 2012), *i.e.* préférentiellement établie en été puis en hiver ou printemps.

Des téléconnexions avec les précipitations

La variabilité multi- et inter-décennale des précipitations est cohérente avec l'AMO sur une échelle de 30-60 ans, et avec la NAO sur les échelles 50-80 ans et 16-23 ans. Au cours des périodes de renforcement de la variabilité 30-60 ans (A : 1740-1800 en Angleterre ; B : 1780-1870 en France ; C : 1850-1950 en Angleterre), les précipitations et l'AMO sont en opposition de phase (*i.e.* des SSTs Nord Atlantique plus froides associées à plus de précipitations). La variabilité 50-80 ans révèle : i) en Angleterre, une opposition de phase avant 1850, alors que les signaux sont en phase après 1950 (*i.e.* une NAO négative associée à plus de précipitations avant 1850, et inversement après 1950) ; ii) les précipitations du Nord de la France et la NAO sont en phase à la fin du XIX^e siècle pour Paris et Rouen et après 1950 à Lille. La variabilité 16-23 ans présente une opposition de phase avec la NAO en Angleterre lors de la phase B (1850-1920) et au Nord de la France, Podehole et Oxford lors de la période C-C' (post-1940/50). Ces derniers résultats s'accordent alors parfaitement avec un certain nombre d'études hydrologiques menées sur les hydro-systèmes du Nord de la France et l'Angleterre (Slimani *et al.*, 2009 ; Massei *et al.*, 2010 ; Holman *et al.*, 2011).

Comment expliquer cette grande instabilité, i.e. les multiples changements de phase, dans la relation NAO/pluie ? Premièrement, ces modifications semblent pouvoir s'effectuer au cours des siècles en réponse à des modifications de la structure des régimes NAO : des études récentes discutent de l'impact des minimum et maximum d'activité solaire (Kodera & Kudora, 2005 ; van Loon *et al.*, 2012), ou encore de l'augmentation de la concentration en gaz à effet de serre dans l'atmosphère (Osborn, 2004). Deuxièmement, ces téléconnexions multi- et inter-décennales semblent dépendantes du cycle annuel, présentant lui-même une transition de phase (Folland *et al.*, 2009 ; Hurrell & Deser, 2009). De ce fait, au cours de périodes précises, la connexion s'établit préférentiellement pendant l'été et l'automne (hiver et printemps) et tend alors vers une opposition de phase (relation en phase). Il n'est donc pas surprenant de noter, depuis 1850, un renforcement de la variabilité multi-décennale dans la NAO d'hiver (Wanner *et al.*, 2001), et, depuis le XVII^e siècle, une augmentation d'environ 24mm/siècle dans les précipitations parisiennes (Slonosky, 2002).

Pourquoi ce changement ? En ce sens, nous montrons en section III.4.2 une modification des régimes NAO d'hiver qui pourrait vraisemblablement être associée à un décalage du rail de dépressions vers nos régions après le petit âge glaciaire (LIA).

Quelle est la part de bruit dans ces relations ? Ce bruit est-il organisé ? Une fraction non négligeable de la variance des EOFs (jusqu'à 22%) aux échelles multi- et inter-décennale

pourrait être associée à d'autres régimes atmosphériques. Ainsi, les anomalies multi- et inter-décennales des SLPs Nord-Atlantique montrent une configuration en dipôle NE-SW, qui pourrait, au moins à l'échelle inter-décennale, être associée au renforcement de la variabilité des régimes SCAND et EA. En d'autres mots, cette anomalie pourrait correspondre à l'excitation des circulations méridiennes associées aux régimes de blocage et dorsale et/ou, avec un délai plus important, au décalage vers le SE de la circulation zonale des régimes NAO.

Variabilité des précipitations en Afrique de l'Ouest, modification des téléconnexions avec les SSTs de l'Atlantique, et anomalie quasi-décennale de la MOA.

Une variabilité zonalement structurée

Suite à une longue anomalie humide en Afrique de l'Ouest sahélienne, la fin des années 1960 est marquée par une anomalie aride généralisée, sans précédent au XX^e siècle de par sa durée et son intensité. A première vue ce changement, cohérent sur un plan méridien, pourrait paraître homogène. Cependant, l'étude des cumuls de précipitations historiques et des projections futures (*cf.* introduction ; Fontaine *et al.*, 2011a ; Monerie *et al.*, 2012a, b) du climat sahélien révèle certains contrastes zonaux.

Comment s'organise cette variabilité zonale ? Nos analyses spectrales des précipitations sahéliennes révèlent trois zones dont l'organisation de la variabilité est cohérente dans le temps : la côte atlantique, le Sahel central et oriental. Néanmoins, l'application de la même procédure au champ de précipitations met plus en avant un contraste entre un Sahel occidental et oriental. Au cours de la période aride, les échelles de variabilité multi-décennale (19-40 ans) et interannuelle (2-8 ans) montrent un affaiblissement généralisé, bien que plus prononcé sur la partie occidentale, sur l'ensemble du secteur. D'autre part, la variabilité quasi-décennale (9-18 ans), également identifiée dans le nombre d'évènements et lors de la phase sahélienne, révèle un fonctionnement dipolaire, *i.e.* la variabilité se renforce (s'affaiblit) au Sahel oriental, tandis qu'elle s'affaiblit (se renforce) au Sahel occidental au cours de la période aride (humide).

Organisation zonale des téléconnexions avec les SSTs Atlantique

Peu d'études discutent du rôle éventuel de l'océan Atlantique dans la climatologie zonale du Sahel ouest-africain (*e.g.* Ward, 1998), et cela, malgré que son importance dans les flux d'humidité. Notre analyse montre, premièrement, que le champ composite moyen des SSTs Atlantique s'organise différemment de l'échelle multi-décennale à interannuelle mais également, souvent, d'Est en Ouest. Cependant, ces reproductions d'états moyens dans les SSTs Atlantique ne permettent pas de discuter d'une réelle concomitance entre les téléconnexions observées avec l'Atlantique Nord et Sud.

Que nous apprend l'examen individuel des téléconnexions avec l'Atlantique ? Au cours du XX^e siècle, une relation synchrone avec les deux parties du bassin ne s'établit que très rarement sur une même échelle de variabilité avec la même région sahélienne. Toutefois, le

contraste thermique inter-hémisphérique pourrait conduire des fluctuations multi-décennales au Sahel oriental sur la première partie du XX^e siècle, et quasi-décennales au Sahel oriental dans les années 1970.

Individuellement, les téléconnexions avec les SSTs Atlantique Nord sont le plus souvent en phase (retard compris entre -3 et + 1 an) et se localisent : i) dans le temps, lors des périodes humides (années 1950) ou plus humides (depuis 1990) ; ii) dans le domaine fréquentiel, aux échelles multi- et quasi-décennale. Spatialement, cette téléconnexion est assez stable et orientée selon un plan NW-SE, mais présente un décalage vers le Nord après 1990. De ce fait, lors des années 1950, cette téléconnexion pourrait contribuer au renforcement des fluctuations multi- et quasi-décennales au Sahel occidental (voir sur l'ensemble du flanc occidental ouest-africain). Depuis 1990, en accord avec Mohino *et al.* (2011b), la téléconnexion multi-décennale avec l'AMO pourrait partiellement contribuer au retour des précipitations observées au Sahel oriental.

Les téléconnexions avec les SSTs Atlantique Tropical Sud sont le plus souvent (exceptée la période post-1980 à l'échelle interannuelle) associées à une structure dipolaire opposant la région guinéenne (où la relation est en phase) et la région sahélienne (où la relation est en opposition de phase). Cependant, sur la bande sahélienne cette relation est beaucoup moins stable puisque dépendante du temps et de l'échelle de variabilité.

Pourquoi une relation en phase avec l'AMO ? Que peut-on en déduire ? Les travaux antérieurs montrent que les variations de température de l'océan Atlantique Nord, au travers des phases positive/négative de l'AMO, modulent le contraste thermique méridien de cette région de mousson et, par la même occasion, des remontées estivales vers le Nord plus/moins importantes de la ZCIT ; d'où l'observation d'une relation en phase. Notre examen de cette téléconnexion propose que l'impact individuel de l'AMO ne soit pas uniformément réparti sur le plan méridien, mais plutôt sur un plan incliné pouvant, comme la ZCIT, être décalé plus au Nord (*cf.* années post-1990). En toute logique, la modulation des incursions vers le Nord de la ZCIT, forcée par les SSTs Nord-Atlantique, serait également non uniforme, *i.e.* à l'Ouest, plus au Nord et, à l'Est, moins au Nord.

Que signifie la structure dipolaire entre les régions guinéenne et sahélienne observée dans la téléconnexion avec les SSTs Atlantique Tropical Sud ? Que peut-on en déduire pour la région sahélienne ? Selon, entre autres, Losada *et al.* (2009a), cette structure dipolaire est associée à des fluctuations de la position latitudinale de la ZCIT répondant à une anomalie de SSTs restreinte à l'Atlantique ; des SSTs plus froides (chaudes) dans la région TSA conduisant à un renforcement (affaiblissement) du flux de mousson, donc à une remontée (un blocage) de la ZCIT vers la région sahélienne (sur les côtes guinéennes). Ainsi, l'instabilité spatiale de la relation (en opposition de phase) sur le Sahel montre qu'en fonction du temps et de l'échelle de variabilité, le flux de mousson et la remontée de la ZCIT s'effectueront plus au Nord à l'Est ou/puis à l'Ouest.

Comment expliquer l'instabilité spatiale dans la téléconnexion TSA/Sahel ? Cela suggère logiquement un forçage et des mécanismes atmosphériques modifiés. En ce sens, nous notons,

d'Est en Ouest, une modification complète du champ composite quasi-décennal des SSTs dans la région TSA. L'une des explications pourrait être l'influence inversée d'un autre forçage. Par exemple, à l'échelle interannuelle et quasi-décennale, l'influence croissante des SSTs du Pacifique conduisant à une augmentation de la subsidence sur l'Afrique de l'Ouest, ce qui a pour effet d'effacer la connexion avec l'Atlantique Tropical Sud.

Une visualisation des anomalies quasi-décennales dans la mousson

Différentes hypothèses ont ensuite pu être formulées afin de mieux comprendre les mécanismes impliqués dans la structuration zonale des téléconnexions avec les SSTs. Néanmoins, il conviendrait de considérer aussi d'autres signaux que ceux issus de l'Atlantique (*e.g.* Méditerranée, océan Indien...) et d'autres processus. Pour cela, nous avons choisi d'examiner l'échelle quasi-décennale (*i.e.* 9-18 ans), dont la principale caractéristique est la présence de deux périodes de haute amplitude au Sahel ouest-africain décalées dans le temps et l'espace: dans les années 1950/60 sur le Sahel occidental et 1970/80 sur le Sahel oriental.

Dans les années 1950/60, des anomalies quasi-décennales sont localisées au Sahel occidental et, même si celles-ci sont moins comprises, à l'Est du lac Tchad. Cependant, l'intégration de ces anomalies à la variabilité connue de la MOA est limitée puisque seule une téléconnexion avec les SSTs Nord-Atlantique serait significative. Mais cette téléconnexion pourrait probablement être exacerbée par les contrastes thermiques avec les bassins méditerranéen et indien. A cette période, sur le Sahel occidental, les principales composantes d'une anomalie positive de la QDV sont : i) un renforcement du flux d'Harmattan et un décalage vers le Sud/Nord du FIT ; ii) une augmentation des mouvements ascendants au-delà de 900 hPa ; iii) une diminution (augmentation) des mouvements subsidents dans la région subtropicale sud (nord). Cependant, au vu de ces observations, de telles anomalies devraient systématiquement intégrer des interactions d'échelles synoptique, annuelle ou interannuelle puisque, physiquement, la majeure partie des flux d'humidité est contenue dans les flux de mousson.

Lors d'une anomalie positive de la QDV dans les années 1970/80, un renforcement du gradient inter-hémisphérique de pression et de température pourrait être en relation avec un renforcement/affaiblissement du flux de mousson jusqu'à la moyenne troposphère et de la convergence d'humidité sur la région sahélienne. Autrement dit, il y aurait un décalage vers le Nord du FIT et de la ZCIT. De plus, bien que la formation et le maintien du JEA soient principalement contrôlés par le gradient d'humidité du sol (Cook, 1999) et les mécanismes de feedback liés au couvert végétal (incluant l'albédo ; Wu *et al.*, 2009), l'anomalie humide des années 1970/80 pourraient également être favorisée par une baisse de la vitesse du JEA. D'autre part, et probablement en raison de l'influence croissante des SSTs Pacifique, la circulation zonale entre le continent maritime (SE Asie ou région du « Warm Pool ») et l'Atlantique s'intensifie et se décale vers l'Est. De ce fait, cette anomalie de la circulation de Walker pourrait moduler les signaux quasi-décennaux dans les précipitations sahéliennes au travers de la génération d'anomalies subsidentes (ascendantes) sur le flanc occidental (oriental).

Par ailleurs, dans les années 1970/80, un affaiblissement global de la circulation de Walker entre l'Afrique de l'Ouest et l'océan Indien, dans lequel s'intègre sur le continent la baisse d'intensité du JEA, pourrait également être associé à une baisse de la vitesse du JET. Or, cela suggère une réduction des processus de convection profonde dans les régions de mousson indienne et/ou africaine (Sathiyamoorthy *et al.*, 2007), bien que cela ne soit pas démontré ici.

Perspectives

Vers une meilleure compréhension des modifications passées et futures des téléconnexions au NW Europe et en Afrique de l'Ouest.

Vers des analyses de sensibilité

Nos prochaines études auront principalement comme objectif d'analyser le rôle combiné ou individuel de différents bassins océaniques ou différents forçages sur la variabilité régionale du climat de nos deux régions d'études. Ainsi, une analyse de sensibilité permettra d'évaluer la contribution de différentes variables à la variabilité de la réponse d'un modèle, mais également de savoir quelles variables interagissent avec quelles autres. Ce type d'expérience sera conduit avec différents modèles de circulation atmosphérique générale, tels que ceux du projet CMIP5/AR5, ARPEGE-Climat, etc...

Sur le NW de l'Europe, ce type d'analyse pourrait permettre d'examiner l'influence combinée de l'AMO et de la NAO. Certains travaux montrent que l'alternance des régimes NAO (NAO+/NAO-) implique des déplacements latitudinaux (vers le Nord/Sud) du Gulf Stream (e.g. Frankignoul *et al.*, 2001 ; Chauduri *et al.*, 2011). En d'autres mots, ce type d'interaction, qui s'accorde avec les observations de van der Schrier & Weber (2009) entre 1790 et 1825, pourrait bien expliquer le changement de phase observé entre le XVIII^e et XX^e siècle dans la relation AMO/température.

- Sur l'Afrique de l'Ouest, ces analyses pourraient d'abord être appliquées afin de dissocier l'influence respective des différents bassins océaniques. Pour cela, les modèles choisis devraient nécessairement être guidés par les SSTs. C'est le cas notamment des modèles utilisés dans la seconde phase du projet d'évaluation et modélisation de la mousson ouest-africaine (WAMME-2 : *West African Monsoon Modeling and Evaluation Project* ; Xue *et al.*, 2012). D'autres part, le forçage des SSTs n'est pas l'unique facteur impactant cette région de mousson, par exemple : i) Caminade & Terray (2010) montrent que la variabilité interne de l'atmosphère peut moduler de façon importante la variabilité simulée de la MOA de l'échelle décennale à multi-décennale ; ii) le couplage avec la végétation continentale est nécessaire pour reproduire la variabilité interannuelle à décennale au Sahel (Zeng *et al.*, 1999) en raison de son rôle amplificateur qui s'observe également avec les aérosols (Biassutti *et al.*, 2008) ; iii) le réchauffement global touche à la fois la variabilité multi-décennale des SSTs et la circulation de mousson (Paeth & Hense, 2004).

De ce fait, une analyse de sensibilité pourrait également permettre d'évaluer leurs contributions aux différentes échelles de variabilité des précipitations au Sahel ouest-africain.

Les changements d'aspect saisonnier des téléconnexions Atlantique/NW Europe

Notre étude montre qu'une téléconnexion entre les températures et l'AMO ne s'établit que lorsque la relation avec la dynamique atmosphérique est faible, ou plus simplement non organisée. Ainsi, après le LIA, la téléconnexion entre l'AMO et la température glisse de l'hiver à l'été, tandis que les précipitations d'hiver augmentent en réponse au renforcement du lien avec la NAO. Ce constat frappant reste, toutefois, encore partiellement compris et sa description reste limitée. Premièrement, le champ reconstruit des SLPs Nord-Atlantique souffre d'un manque de représentativité sur la saison estivale (Luterbacher *et al.*, 2002). Deuxièmement, très peu de reconstructions spatiales du champ de SSTs sur la période pré-1856 ont été effectuées, et elles ne sont pour l'instant pas disponibles (*cf.* Diesbergen, 2003 ou le projet PACLIVA : PATterns of CLimate Variability in the north Atlantic). Cependant, ces changements d'aspect saisonnier semblent être également détectés dans les simulations futures du climat européen. Par exemple, sur le NW de l'Europe, les simulations CMIP3/AR4 montrent au XXI^e siècle une augmentation des précipitations et de la température en hiver (Christensen *et al.*, 2007). Il serait donc envisageable d'étudier de telles modifications dans les téléconnexions futures. – *d'ailleurs, au vu de nos résultats, de tels changements du cycle annuel sont-ils réellement attribuables au changement climatique ? Serait-il plus précoce en Europe ?* –

La variabilité quasi-décennale de la MOA

Notre première description de la variabilité quasi-décennale dans la MOA peut encore être améliorée, notamment dans sa chronologie. Premièrement, un traitement de la phase par ondelettes pourrait dissocier les anomalies atmosphériques générées entre 0-1, 1-2, 2-3, 3-4, 4-5ans avant l'enregistrement de la variabilité quasi-décennale des précipitations. Deuxièmement, une approche basée sur les EEOF (Extended Empirical Orthogonal Function), telle qu'utilisée par Wheeler & Hendon (2004), pourrait également permettre d'étudier le développement de la variabilité quasi-décennale au-dessus de l'Afrique de l'Ouest. D'autres part, il serait intéressant d'évaluer la reproductibilité de cette variabilité dans les modèles de circulation atmosphérique générale existant, afin d'en améliorer la reproductibilité.

Poursuite des travaux pour l'amélioration des sorties de modèles globaux et régionaux par « downscaling » statistique

Etude comparative du contenu spectral des précipitations observées et simulées par les modèles climatiques régionaux (RCM)

Avant de proposer de nouvelles procédures pour l'amélioration des sorties de RCMs, dans le secteur sahélien comme NW Européen (Angleterre, Nord de la France par exemple), il est nécessaire d'évaluer leur capacité à reproduire les différentes échelles de variabilité dans les précipitations sur la période historique. Il s'agit alors, tout simplement, de comparer les échelles de variabilité produites dans les RCMs avec les échelles détectées dans l'observation, afin d'en évaluer le plus justement possible leurs évolutions et leurs incertitudes futures. Pour mener cette étude, un certain nombre de sorties de RCMs, issues par exemple des projets ENSEMBLES, DEMETER (Development of European Multimodel Ensemble system for

seasonal to inTERannual prediction) ou encore CORDEX (Coordinated Regional Climate Downscaling Experiment), sont disponibles pour les régions européenne et ouest-africaine à l'initiative du programme AMMA (Analyse Multidisciplinaire de la Mousson Africaine) avec une résolution de 25 km. – *Nous ajouterons également le programme WAMME-2, cité au-dessus pour le contexte ouest-africain* –

Validation et exploration de nouvelles techniques pour l'amélioration des résultats de notre procédure couplée d'analyse spectrale et de DS

Nous présentons en section IV.6 l'apport que pourrait donner une décomposition spectrale aux procédures de DS. Néanmoins, ces résultats restent encore à être consolidés, par l'utilisation d'un plus grands nombre de sorties de modèles (et dans le secteur ouest-africain préférentiellement conduites par les SSTs) et par des fenêtres prédictives différentes (par exemple, nous avons vu que les SSTs du Pacifique pourraient avoir un rôle non négligeable dans les contrastes zonaux). Il serait également intéressant d'étudier l'effet de l'intégration, comme prédicteur, des conditions de surfaces continentales (*e.g.* humidité des sols), ou encore de l'utilisation de différents scénarios (*e.g.* RCP 2.6, 4.5, 6.0, 8.5) sur les différentes échelles de variabilité des précipitations et la tendance future de l'évolution des climats régionaux.

Par ailleurs, cette méthode de couplage peut également être améliorée tant dans la procédure de filtrage que dans la procédure de DS. Premièrement, de nouvelles procédures de filtrages sont en cours d'évaluation et d'intégration aux procédures de DS, mais restent à ce jour trop lourdes en calcul. Par exemple, la transformée d'Hilbert-Huang (Huang *et al.*, 1998), ainsi que son extension à l'EEMD (Ensemble Empirical Mode Decomposition ; Flandrin *et al.*, 2004 ; Wu & Huang, 2009 ; Massei & Fournier, 2012), pourrait nous permettre d'améliorer l'extraction des modes de variabilité. Brièvement, cette procédure permet : i) une décomposition orthogonale des séries chronologiques en différents modes oscillatoires (IMFs), ii) une détermination des fréquences instantanées et des variations temporelles associées à chaque IMF par transformée d'Hilbert, iii) le traitement de l'intermittence entre les modes de variabilité.

Concernant la procédure de DS, la méthode utilisée pour notre exemple montre quelques faiblesses, notamment pour son application à un champ spatial. Dans cet objectif, l'analyse de corrélation canonique (CCA) pourrait être envisager afin d'améliorer la reproduction spatiale des relations entre prédicteurs et prédictands (*e.g.* Bouali *et al.*, 2008). Toutefois, cette méthode reste contrainte à certains inconvénients liés à l'invariance dans le temps des prédicteurs. Ainsi, pour répondre au problème de l'instabilité temporelle, une approche par réseau de neurones artificiel (*e.g.* Coulibaly *et al.*, 2000, 2001) pourrait être testée puisque dans ce cas les deux ensembles (prédicteur et prédictand) sont liés par des relations non-linéaires.

BIBLIOGRAPHIE

A

- Aksoy H., Gedikli A., Unal E., Kehagias A., 2008: Fast segmentation algorithms for long hydrometeorological time series. *Hydrological Processes*, **22**, 4600-4608.
- Alexander L.V. & Jones P.D., 2001: Updated precipitation series for the U.K. and discussion of recent extremes, *Atmospheric Science Letters*, **1**, doi:10.1006/asle.2001.0025.
- Alexandersson H., 1986: A homogeneity test applied to precipitation data. *Journal of Climatology*, **6**, 661-675.
- Amat J.P., Dorize L., Le Coeur CH., Gautier E., 1996 : *Elément de géographie physique*. Bréal (eds.). Collection Grand Amphi, Paris, France, 416p.
- Andreoli R.V. & M.T. Kayano, 2004: Multi-scale variability of the sea surface temperature in the Tropical Atlantic. *Journal of Geophysical Research*, **109**, C05009, doi:10.1029/2003JC002220.
- Allan R. & T. Ansell, 2006: A new globally complete monthly historical gridded mean sea level pressure data set (HadSLP2): 1850-2004. *Journal of Climate*, **19**, 5816-5842.
- Appenzeller C., Stocker TF., Anklin M., 1998: North Atlantic oscillation dynamics recorded in Greenland ice cores. *Science*, **202**, 446-449.

B

- Baber D.C., Dyke A., Hillaire-Marcel C., Jennings A.E., Andrews J.T., Kerwin M.W., Bilodeau G., McNeely R., Southon J., Morehead M.D., Gagnon J.M., 1999: Forcing of the cold event of 8,200 years ago by catastrophic drainage of Laurentide lakes. *Nature*, **400**, 344-348.
- Bader J. & M. Latif, 2003: The impact of decadal-scale Indian Ocean sea surface temperature anomalies on Sahelian rainfall and the North Atlantic Oscillation. *Geophysical Research Letters*, **30**, 2169, doi:10.1029/2003GL018426.
- Barlow L.H., White J.W.C., Barry R.G, Rogers J.C, Grootes P.M., 1993: The North Atlantic Oscillation signature in deuterium and deuterium excess signals in the Greenland ice sheet Project 2 ice core. *Geophysical Research Letters*, **20**, 2901-2904.
- Barnston A.G. & R.E. Livezey, 1987: Classification, Seasonality and Persistence of low-Frequency Atmospheric Circulation Patterns. *Monthly Weather Review*, **115**, 1083-1126.
- Barron E.J. & W.M. Washington, 1985: Warm Cretaceous Climates: High Atmospheric CO₂ as plausible Explanation. In: *The Carbon Cycle and Atmospheric CO₂: Natural Variations, Archean to Present* [Sundquist E.T. & W.S. Broecker(eds.)], Geophysical Monograph, 32, AGU, Washington, DC, 546-553.
- Battisti D.S., 1988: Dynamics and thermodynamics of a warming Event in a coupled Tropical Atmosphere Ocean Model. *Journal of Atmospheric Sciences*, **45**, 2889-2919.
- Beck C., Grieser J., Rudolf B., 2005: *A new monthly precipitation climatology for the global areas for the period 1951 to 2000*. Climate status Report 2004, 181-190, German weather Service, Offenbach, Germany.
- Benestad R.E., 2001: The cause of warming over Norway in the ECHAM4/OPYC3 GHG integration. *International Journal of Climatology*, **21**, 371-387.
- Benestad R.E., 2003: What can present climate models tell us about climate change? *Climatic Change*, **59**, 311-331.
- Biasutti M., Held I.M., Sobel A.H., Giannini A., 2008: SST forcings and Sahel rainfall variability in simulations of the twentieth and twenty-first centuries. *Journal of Climate*, **21**, 3471-3486.
- Bjerknes J., 1969: Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific. *Monthly Weather Review*, **46**, 1687-1712.

- Bladé I., Liebmann B., Fortuny D., van Oldenborg G.J., 2011: Observed and simulated impacts of the summer NAO in Europe: implications for projected drying in the Mediterranean region. *Climate Dynamics*, **39**, 709-727.
- Bloomfield P., 1976: *Fourier Analysis of Time Series: An introduction*. J.Wiley & Sons (eds.), 288p.
- Boé J., 2007: *Changement global et cycle hydrologique: une étude de régionalisation sur la France*. Thèse de Doctorat, Université Paul Sabatier Toulouse III, 256p.
- Bojariu R. & L. Gimeno, 2003: Predictability and numerical modelling of the North Atlantic Oscillation. *Earth Science Reviews*, **63**, 145-168.
- Bond G.G. & R. Lotti, 1995: Iceberg discharges into the north Atlantic on millennial time scales during the last glaciation. *Science*, **267**, 1005-1010.
- Bouali L., Philippon N., Fontaine B., Lemond J., 2008: Performance of DEMETER calibration for rainfall forecasting purposes: Application to the July-August Sahelian rainfall. *Journal of Geophysical Research*, **113**, D15111, doi:10.1029/2007JD009403.
- Bracewell R., 1989: The Fourier transform. *Scientific American*, **260**, 86-95.
- Bronnimann S., Xoplaki E., Casty C., Pauling A. & J. Luterbacher, 2007: ENSO influence on Europe during the last centuries. *Climate Dynamics*, **28**, 181-197.
- Buishand T.A., 1982: Some methods for testing the homogeneity of rainfall records. *Journal of Hydrology*, **58**, 11-27.
- Burpee R.W., 1972: The origin and structure of easterly waves in the lower troposphere of North Africa. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **29**, 77-90.

C

- Camberlin P., Janicot S., Pocard I., 2001: Seasonality and atmospheric dynamics of the teleconnections between African rainfall and tropical ocean surface temperature: Atlantic vs. ENSO. *International Journal of Climatology*, **21**, 973-1005.
- Caminade C. & L. Terray, 2010: Twentieth century Sahel rainfall variability as simulated by the ARPEGE AGCM, and futures changes. *Climate Dynamics*, **35**, 75-94.
- Caniaux G., Giordani H., Redelsperger J.L., Guichard F., Key E., Wade M., 2011: Coupling between the Atlantic cold tongue and the West African monsoon in boreal spring and summer. *Journal of Geophysical Research*, **116**, C04003, doi:10.1029/2010JC006570.
- Cantat O., 2004 : L'îlot de chaleur urbain parisien selon les types de temps. *Norois*, **191**, 75-102.
- Cassou C., 2001 : *Rôle de l'Océan dans la variabilité basse fréquence de l'atmosphère sur la région Nord Atlantique-Europe*. Thèse de Doctorat, Université Paul Sabatier, Toulouse.
- Cassou C., Terray L., Deser C., 2004: North Atlantic Climate Regimes: spatiale Asymmetry, Stationnarity with time and oceanic forcing. *Journal of Climate*, **17**, 1055-1068.
- Cattiaux J., Vautard R., Yiou P., 2009 : Origins of the extremely warm European fall of 2006. *Geophysical Research Letters*, **36**, L06713, doi:10.1029/2009GL037339.
- Cattiaux J., Vautard R., Cassou C., Yiou P., Masson-Delmotte V., Codron F., 2010 : Winter 2010 in Europe : A cold extremes and trends, *Climate Dynamics*, **36**, 2113-2128.
- Cayan D.R., 1992: Latent and sensible heat flux anomalies over the northern oceans: Driving the sea surface temperature. *Journal of Physical Oceanography*, **22**, 859-881.
- Chaouche A., 1988: *Structure de la saison des pluies en Afrique soudano-sahélienne*. Thèse de Doctorat, Ecole des Mines de Paris, Paris, 407p.
- Chang P., Fang Y., Saravanan R., Ji L., Seidel H., 2006: The cause of the fragile relationship between the Pacific El Niño and the Atlantic Niño. *Nature*, **443**, 324-328.
- Chauduri A.H., Gangopadhyay A., Bisagni J., 2011: Response of the Gulf Stream transport to characteristic high and low phases of the North Atlantic Oscillation. *Ocean Modelling*, **39**, 220-232.
- Chauvin F., Roehrig R., Lafore J.P., 2010: Intraseasonal variability of the Saharan heat low and its link with mid-latitudes. *Journal of Climate*, **23**, 2544-2561.

- Cheng X., Nitsche G., Mwallace J.M., 1995: Robustness of Low-Frequency Patterns derived from EOF and Rotated EOF Analysis. *Journal of Climate*, **8**, 1709-1713.
- Chiang J.C.H. & A.H. Sobel, 2002: Tropical tropospheric temperature variations caused by ENSO and their influence on the remote tropical climate. *Journal of Climate*, **15**, 616-2631.
- Chou C., Neelin J.D., Su H., 2001: Ocean-atmosphere-land feedbacks in idealized monsoons. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **127**, 1869-1891.
- Christensen J.H., Hewitson B., Busuioc A., Chen A., Gao X., Held I., Jones R., Kolli R.K., Kwon W.T., Laprise R., Manguña Rueda V., Meams L., Menéndez C.G., Räisänen J., Rinke A., Sarr A., Whetton P., 2007. Regional Climate Projections. In: *Climate Change 2007: The physical Sciences Basis*. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change (Solomon S., Qin D., Manning M., Chen Z., Marquis M., Averyt K.B., Tignor M., Miller [eds.]). Cambridge University Press, Cambridge, New-York, 847-940.
- Cleveland W. & S. Devlin, 1988: Locally weighted regression: an approach to regression analysis by local fitting. *Journal of American Statistical Association*, **83**, 596-610.
- Cleveland W. & C. Loader, 1996: Smoothing by local regression: Principles and methods. *Statistical theory and computational aspects of smoothing*, **1049**, 1-38.
- Collins M., 2000: Understanding uncertainties in the response of ENSO to greenhouse warming. *Geophysical Research Letters*, **27**, 3509-3512.
- Compo G.P., Whitaker J.S., Sardeshmukh P.D., Matsui N., Allan R.J., Yin X., Gleason B.E., Vose R.S., Rutledge G., Bessemoulin P., Brönnimann S., Brunet M., Crouthamel R.I., Grant A.N., Groisman P.Y., Jones P.D., Kruk M., Kruger G.J., Marshall G.J., Mauerer M., Mok H.Y., Nordi O, Ross T.F., Trigo R.M., Wang X.L., Woodruff S.D., Worley S.J., 2011: The Twentieth Century Reanalysis Project. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **137**, 1-28.
- Cook K.H., 1999: Generation of the African easterly jet and its role in determining West African precipitation. *Journal of Climate*, **12**, 1165-1184.
- Cook E.R., D'Arrigo R., Briffa K.R., 1998: The North Atlantic Oscillation and its expression in circum-Atlantic tree-ring chronologies from North America and Europe. *The Holocene*, **8**, 9-17.
- Cook E.R., D'Arrigo R., Mann M.E., 2002: A well-verified, multi-proxy reconstruction of the winter North Atlantic Oscillation Index since AD 1400. *Journal of Climate*, **15**, 1754-1764.
- Cook K.H. & E.K. Vizy, 2006: Coupled model simulations of the West African monsoon system: twentieth-century and twenty-first-century predictions. *Journal of Climate*, **19**, 3681-3703.
- Cotte L., 1774 : *Traité de météorologie*. Imprimerie Royale, Paris, 635p.
- Coulibaly P. Anctil F., Ramussen P., Bobée B., 2000: A recurrent neural networks approach using indices of low-frequency climatic variability to forecast regional annual runoff. *Hydrological Processes*, **14**, 2755-2777.
- Coulibaly P. Anctil F., Bobée B., 2001: Multivariate reservoir inflow forecasting using temporal neural networks. *Journal of Hydrologic Engineering*, **6**, 367-376.
- Czaja A. & C. Frankignoul, 2002: Observed Impact of Atlantic SST anomalies on the North Atlantic Oscillation. *Journal of Climate*, **15**, 606-623.
- Czaja A. & J. Marshall, 2005: The Partitioning of Poleward Heat Transport between the Atmosphere and Ocean. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **63**, 1498-1510.
- Czaja A., van der Vaart P., Marshall J., 2002: A diagnostic study of the role of remote forcing in the tropical Atlantic variability. *Journal of Climate*, **15**, 3280-3290.

D

- Dai A., Fung I.Y., del Genio A.D., 1997: Surface observed global land precipitation variations during 1900-1988. *Journal of Climate*, **10**, 2943-2962.
- Dai A., Lamb P.J., Trenberth K.E., Hulme M., Jones P.D., Pingping X., 2004: The recent Sahel drought is real. *International Journal of Climatology*, **24**, 1323-1331.

- D'Amato N. & T. Lebel, 1998: On the characteristics of rainfall events in the Sahel, with a view to the analysis of climate variability. *International Journal of Climatology*, **18**, 955-974.
- Debret M., Bout-Roumazeilles V., Grousset F., Desmet M., McManus J.F., Massei N., Sebag D., Petit J.R., Copard Y., Trentesaux A., 2007: The origin of the 1500-year climate cycles in Holocene North-Atlantic records. *Climate of the Past*, **3**, 569-575.
- de la Hire P., 1700: Observations du Baromètre, du Thermomètre et de la quantité d'eau de pluie & neige fondue qui est tombée à Paris dans l'Observation Royal pendant l'Année 1699. *Mém. Acad. Roy. Sci.*, 6-9.
- Delecluse P., Servain J., Levy C., Arpe K., Bengtsson L., 1984: On connection between the 1984 Atlantic warm event and the 1982-32 ENSO. *Tellus*, **46**, 448-464.
- Delworth T.L. & M.E. Mann, 2000: Observed and simulated multidecadal variability in the Northern Hemisphere. *Climate Dynamics*, **16**, 661-676.
- Denholm-Price J.C.W. & J.M. Rees, 1998: A practical example of low-frequency trend removal. *Boundary-Layer Meteorology*, **86**, 181-187.
- Deser C., Phillips A.S., Hurrell J.W., 2004: Pacific interdecadal climate variability: linkages between the Tropics and the North Pacific during boreal winter since 1900. *Journal of Climate*, **17**, 3109-3124.
- Diesbergen C., 2003: *Reconstruction of Winter North Atlantic-SST for 1659-1855 based on Instrumental and Documentary/Natural Proxy Data*. PhD Thesis, Bern University, 76p.
- Divine D. & C. Dick, 2006: Historical variability of sea ice edge position in the Nordic Seas. *Journal of Geophysical Research*, **111**, C01001, doi:10.1029/2004JC002851.
- Dommenget D. & M. Latif, 2000: Interannual to decadal variability in the tropical Atlantic. *Journal of Climate*, **13**, 777-792.
- Dommenget D. & M. Latif, 2002: A cautionary note on the interpretation of EOFs. *Journal of Climate*, **15**, 216-225.
- Dong B.W. & R.T. Sutton, 2002: Adjustment of the coupled ocean-atmosphere system to a sudden change in the Thermohaline Circulation. *Geophysical Research Letters*, **29**, 1728, doi:10.1029/2002GL015229.
- Dong B.W., Sutton R.T., Scaife AA. 2006: Multidecadal modulation of El Niño Southern Oscillation (ENSO) variance by Atlantic Ocean sea surface temperatures. *Geophysical Research Letters*, **33**, L08705, doi:10.1029/2006GL025766.
- Donoho D.L. & I.M. Johnstone, 1994: Ideal spatial adaptation by wavelet shrinkage. *Biometrika*, **81**, 425-455.
- Drobinski P., Sultan B., Janicot S., 2005: Role of the Hoggar massif on the West African monsoon onset. *Geophysical Research Letters*, **32**, L01705, doi: 10.1029/2004GL020710.
- Duchene-Marullaz P., 1980: *Recherche exploratoire en climatologie urbaine*. CSTB, 86p.

E

- Eddy J.A., 1976: The Maunder Minimum. *Science*, **192**, 1189-1202.
- Eddy J.A., 1983: The Maunder Minimum: A reappraisal. *Solar Physics*, **89**, 195-207
- Eden C. & T. Jung, 2001: North Atlantic Interdecadal Variability: Ocean Response to the North Atlantic Oscillation (1865-1997). *Journal of Climate*, **14**, 676-691.
- Eltahir E.A.B., 1996: Role of vegetation in sustaining large-scale atmospheric circulation in the tropics. *Journal of Geophysical Research*, **101**, 4255-4268.
- Eltahir E.A.B. & C. Gong, 1996: Dynamics of wet and dry years in West Africa. *Journal of Climate*, **9**, 1030-1042.
- Enfield D.B. & E.J. Alfaro, 1999: The dependence of Caribbean Rainfall on the Interaction of the Tropical Atlantic and Pacific Oceans. *Journal of Climate*, **12**, 2093-2103.
- Enfield D.B. & A.D. Mayer, 1997: Tropical Atlantic sea surface temperature variability and its relation to El Niño Southern Oscillation. *Journal of Geophysical Research*, **102**, 929-945.

- Enfield D.B., Mestas-Nuñez A.M, Mayer D.A, Cid-Serrano L., 1999: How ubiquitous is the dipole relationship in tropical Atlantic sea surface temperatures? *Journal of Geophysical Research*, **104**, 7841-7848.
- Enfield D.B., Mestas-Nuñez A.M., Trimble P.J., 2001: The Atlantic multidecadal oscillation and its relation to rainfall and river flows in the continental U.S.. *Geophysical Research Letters*, **28**, 2077-2080.
- Evans M.N., Cane M.A., Schrag D.P., Kaplan A., Linsley B.K., Villalba R., Wellington G.M., 2001: Support for tropically-driven Pacific decadal variability based on paleoproxy evidence. *Geophysical Research Letters*, **28**, 3689-3692.

F

- Farge M., 1992: Wavelet transforms and their applications to turbulence. *Annual Review of Fluid Mechanics*, **24**, 395-457.
- Feldstein S.B., 2000: The timescale, power spectra and climate noise properties of teleconnections patterns. *Journal of Climate*, **13**, 4430-4440.
- Flandrin P., Rilling G., Gonçalvès P., 2004: Empirical mode decomposition as a filter bank. *IEEE Signal Process. Lett.*, **11**, 112-114.
- Flaounas E., 2010: *Analyse du mécanisme de la mise en place de la mousson africain: dynamique regional ou forçage de grande échelle?* Thèse de Doctorat, Université Pierre et Marie Curie, Paris VI, 168p.
- Florenchie P., Lutjeharms J.R.E., Reason C.J.C., Masson S., Rouault M., 2003: The source of Benguela Niños in the South Atlantic Ocean. *Geophysical Research Letters*, **30**, 1505, doi:10.1029/2003GL017172.
- Folland C.K., Palmer T.N., Parker D.E., 1986: Sahel rainfall and worldwide sea temperatures, 1901-85, *Nature*, **320**, 602-606.
- Folland C.K., Colman A.W., Rowell D.P, Davey M.K., 2001: Predictability of northeast Brazil rainfall and real-time forecast skill, 1987-98. *Journal of Climate*, **14**, 1937-1958.
- Folland C.K., Renwick J.A., Salinger M.J., Mullan A.B., 2002: Relative influences of the Interdecadal Pacific Oscillation and ENSO on the South Pacific Convergence Zone. *Geophysical Research Letters*, **29**, 1643, doi:10.1029/2001GL014201.
- Folland C.K., Knight J., Linderholm H.W., Fereday D., Ineson S., Hurrell J.W., 2009: The summer North Atlantic Oscillation: past, present, and future. *Journal of Climate*, **22**, 1082-1103.
- Fontaine B. & S. Janicot, 1993 : L'évolution des idées sur la variabilité interannuelle récente des précipitations en Afrique de l'Ouest. *La Météorologie*, **1**, 28-53.
- Fontaine B., Janicot S., Moron V., 1995: Rainfall anomaly patterns and wind field signals over West Africa in August (1958-1989). *Journal of Climate*, **8**, 1503-1510.
- Fontaine B., Trzaska S., Janicot S., 1998: Evolution of the relationship between near global and Atlantic SST modes and the rainy season in West Africa: statistical analyses and sensitivity experiments. *Climate dynamics*, **14**, 353-368.
- Fontaine B., Philippon N., Trzaska S., Roucou P., 2002: Spring to Summer changes in the West African monsoon through NCEP/NCAR reanalyses (1968-1998). *Journal of Geophysical Research*, **107**, D14, doi:10.1029/2001JD000834.
- Fontaine B., Roucou P., Trzaska S., 2003: Atmospheric water cycle and moisture fluxes in the West African monsoon: mean annual cycles and relationship using NCEP/NCAR reanalyses. *Geophysical Research Letters*, **30**, doi:10.1029/2002GL015834.
- Fontaine B., Garcia-Serrano J., Roucou P., Rodriguez-Fonseca B., Losada T., Chauvin F., Gervois S., Sivarajan S., Ruti P., Janicot S., 2009: Impacts of warm and cold situations in the Mediterranean Basins on the West African monsoon: observed connection patterns (1979-2006) and climate simulations. *Climate dynamics*, **35**, 95-114.

- Fontaine B., Roucou P., Monerie P.A., 2011a: Changes in the African monsoon region at medium-term time horizon using 12 AR4 coupled models under the A1b emissions scenario. *Atmospheric Science Letters*, **12**, 83-88.
- Fontaine B., Roucou P., Gaetani M., Marteau R., 2011b: Recent changes in precipitations, ITCZ convection and northern tropical circulation over North Africa (1979-2007). *International Journal of Climatology*, **31**, 633-648.
- Fontaine B., Monerie P.A., Gaetani M., Roucou P., 2011c: Climate adjustments over the African-Indian monsoon regions accompanying Mediterranean Sea thermal variability. *Journal of Geophysical Research*, **116**, D23122, doi:10.1029/2011JD016273.
- Fontaine B., Gaetani M., Ullmann A., Roucou P., 2011d : Time evolution of observed July-September sea surface temperature-Sahel climate teleconnection with removed quasi-global effect (1900-2008). *Journal of Geophysical Research*, **116**, D4, doi:10.1029/2010JD014843.
- Frankignoul C., Coëtlogon G., Joyce T.M., Dong S., 2001: Gulf Stream variability and Ocean-Atmosphere Interactions. *Journal of Physical Oceanography*, **31**, 3516-3529.
- Frankombe L.M., 2010: *The Atlantic Multidecadal Oscillation in models and observations*. PhD Thesis, Utrecht University, 115p.
- Fritier N., Massei N., Laignel B., Durand A., Dieppois B., Deloffre J., 2012: Links between NAO fluctuations and inter-annual variability of winter-months precipitation in the Seine River watershed (north-western France). *Compte Rendu Geoscience*, **344**, 396-405.

G

- Garcia-Serrano J., Losada T., Rodriguez-Fonseca B., Polo I., 2008: Tropical Atlantic variability modes (1979-2001). Part II: time-evolving atmospheric circulation related to SST-forced tropical convection. *Journal of Climate*, **21**, 6476-6497.
- Garnier M., 1974 : Longues séries de mesures de précipitations en France. Zone 1 : Nord, région parisienne et centre. *Mémorial de la Météorologie Nationale*, **53**, 109p.
- Gastineau M., 2008 : *Les changements de la circulation atmosphérique tropicale et conséquence lors du changement climatique*. Thèse de Doctorat, Université Pierre et Marie Curie, Paris VI, 199p.
- Ghil M., 1987: Nonlinear phenomena in climate dynamics. In: *Irreversible Phenomena and Dynamical Systems Analysis in Geosciences [Nicolis C. & G. Nicolis (eds.)]*. D. Reidel, Dordrecht, Boston, Lancaster, 241-283.
- Ghil M., 2003: Climate variability: Nonlinear aspects. In: *Encyclopedia of Atmospheric Sciences [Holton J.R., Pyle J. & J.A. Curry (eds.)]*. Academic Press, 432-438.
- Giannini A., Kushnir Y., Cane M.A., 2000: Interannual variability of Caribbean rainfall, ENSO, and the Atlantic Ocean. *Journal of Climate*, **13**, 297-311.
- Giannini A., Cane M.A., Kushnir Y., 2001: Interdecadal changes in the ENSO teleconnection to the Caribbean region and the North Atlantic oscillation. *Journal of Climate*, **14**, 2867-2879.
- Giannini A., Saravanan R., Chang P., 2003: Oceanic Forcing of Sahel Rainfall on Interannual to Interdecadal Time Scales. *Science*, **302**, 1027-1030.
- Gillet N.P., Hegerl G.C., Allen M.R., Stott P.A., Schnur R., 2002a: Reconciling Two Approaches to the Detection of Anthropogenic Influence on Climate. *Journal of Climate*, **15**, 326-329.
- Gillet N.P., Allen M.R., McDonald R.E., Senior C.A., Shindell D.T., Schmidt G.A., 2002b: How linear is the Arctic Oscillation response to greenhouse gases. *Journal of Geophysical Research*, **107**, D3, doi:10.1029/2001JD000589.
- Gillet N.P., Graf H.F., Osborn T.J., 2003: Climate change and the North Atlantic Oscillation. In: *The North Atlantic Oscillation: Climatic Significance and Environmental Impact [Hurrell J.W. et al. (eds.)]*. Geophysical Monograph, 134, AGU, Washington, DC, 193-209.
- Glueck M.F., & C.W. Stockton, 2001: Reconstruction of the North Atlantic Oscillation, *International Journal of Climatology*, **21**, 1453-1465.
- Glowienka R., 1985: Studies on the variability of Iceland Low and Azores High between 1881 and 1983. *Beitrag zur Physik der Atmosphaer*, **58**, 160-1170.

- Goldenberg S.B., Landsea C.W., Mestas-Nuñez A.M., Gray W.M., 2001: The recent increase in Atlantic hurricane activity: Causes and implications. *Science*, **293**, 474-479.
- Gong G., Entekhabi D., Cohen J., 2003: Modeled Northern Hemisphere winter climate response to realistic Siberian snow anomalies. *Journal of Climate*, **16**, 3917-3931.
- Goubanova K., Li L., Yiou P., Codron F., 2010 : Relation between large-scale circulation and European winter temperature : does it hold under warmer climate ? *Journal of Climate*, **23**, 3752-3760.
- Gouirand I. & V. Moron, 2003: Variability of the impact of El Nino Southern oscillation on sea-level pressure anomalies over the North Atlantic in January to March (1874-1996). *International Journal of Climatology*, **23**, 1549-1566.
- Gray S.T., Graumlich L.J., Betancourt J.L., Pederson G.T., 2004: A tree-ring based reconstruction of the Atlantic Multidecadal Oscillation since 1567. *Geophysical Research Letters*, **31**, L12205, doi:10.1029/2004GL019932.
- Grist J.P. & S.E. Nicholson, 2001: A study of the dynamic factors influencing the interannual variability of rainfall in the West African Sahel. *Journal of Climate*, **14**, 1337-1359.
- Grove J.M., 2001: The initiation of the "Little Ice Age" in regions round the North Atlantic. *Climatic Change*, **48**, 53-82.

H

- Hadley G., 1735: On the Cause of the general trade winds. *Philosophical Transactions*, **34**, 58-62.
- Hagos S.M. & K.H. Cook, 2008: Ocean warming and late-twentieth century Sahel drought and recovery. *Journal of Climate*, **21**, 3797-3814.
- Haigh J.D., 2001: Climate variability and the influence of the sun. *Science*, **294**, 2109-2111.
- Halley E., 1686: On the height of the mercury in the barometer at different elevations above the surface of the earth, and on the rising and falling of the mercury on the change of weather. *Philosophical Transactions*, **16**, 104-115.
- Handoh I.C. & G.R. Bigg, 2000: A self-sustaining climate mode in the Tropical Atlantic, 1995-97. Observations and modelling. *Quarterly Journal of Royal Meteorology Society*, **126**, 807-821.
- Hare S.R., 1996: *Low Frequency climate variability and salmon production*. PhD thesis, School of Fisheries, University of Washington, 612p.
- Hastenrath S., 2000: Upper air mechanisms of the Southern Oscillation in the tropical Atlantic sector. *Journal of Geophysical Research*, **105**, 14997-15009.
- Hastenrath S. 2001: Equatorial zonal circulations from the NCEP-NCAR reanalysis. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, **79**, 719-728.
- Hastenrath S. 2007: Equatorial zonal circulations: historical perspectives. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, **43**, 16-24.
- Hastenrath S. & L. Heller, 1977: Dynamics of climatic hazards in Northeast Brazil. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **103**, 77-92.
- Hastenrath S. & L. Greischar, 1993: Circulation mechanisms related to Northeast Brazil rainfall anomalies. *Journal of Geophysical Research*, **98**, 5093-5102.
- Hastenrath S., Polzin D., Greischar L., 2002: Annual cycle of equatorial zonal circulations from the ECMWF Reanalysis. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, **80**, 755-766.
- Hegerl G.C., Jones P.D., Barnett T.P., 2001: Effect of observational sampling error on detection and attribution of anthropogenic climate change. *Journal of Climate*, **14**, 198-207.
- Held I.M., 2001: The partitioning of the poleward energy transport between the tropical ocean and atmosphere. *Journal of Atmospheric Sciences*, **58**, 943-948.
- Higuchi K., Huang J., Shabbar A., 1999: A wavelet characterization of the North Atlantic oscillation variation and its relationship to the North Atlantic sea surface temperature. *International Journal of Climatology*, **19**, 1119-1129.

- Hisard P., 1980 : Observation de réponses de type "El Niño" dans l'Atlantique Tropical oriental-Golfe de Guinée. *Oceanologica Acta*, **3**, 69-78.
- Hodson D.L.R., Sutton R.T., Cassou C., Keenlyside N., Okumura Y., Zhou T., 2010: Climate impacts of recent multidecadal changes in Atlantic Ocean Sea Surface Temperature: a multimodel comparison, *Climate Dynamics*, **34**, 1041-1058.
- Holman I.P., Rivas-Casado M., Bloomfield J.P., Gurdak J.J., 2011: Identifying non-stationary groundwater level response to North Atlantic ocean-atmosphere teleconnection patterns using wavelet coherence. *Hydrogeology Journal*, **19**, 1269-1278.
- Houghton R.W. & Y.M. Tourre, 1992: Characteristics of low-frequency sea surface temperature fluctuations in the tropical Atlantic. *Journal of Climate*, **5**, 765-771.
- Huang J., Higuchi K., Shabbar A., 1998: The relationship between the North Atlantic Oscillations and El Niño-Southern Oscillation, *Geophysical Research Letters*, **25**, 2707-2710.
- Huang N.E., Shen Z., Long S.R., Wu M.L., Shih H.H., Zheng Q., Yen N.C., Tung C.C., Lia H.H., 1998: The empirical mode decomposition and Hilbert spectrum for nonlinear and nonstationary time series analysis. *Proc. R. Soc. Lond. A.*, **454**, 903-995.
- Hubert P., Carbonnel J.P., Chaouche A., 1989 : Segmentation des séries hydrométéorologiques. Application à des séries de précipitations et de débits de l'Afrique de l'Ouest. *Journal of Hydrology*, **110**, 349-367.
- Hudgins L., Friehe C.A., Mayer M.E., 1993: Wavelet transforms and atmospheric turbulence. *Physical Review Letters*, **71**, 3279-3282.
- Hulme M., 1992: Rainfall changes in Africa: 1931-1960 to 1961-1990. *International Journal of Climatology*, **12**, 685-699.
- Hulme M., Osborn T.J., Johns T.C., 1998: Precipitation sensitivity to global warming: comparison of observations with HadCM2 simulations. *Geophysical Research Letters*, **25**, 3379-3382.
- Hurrell J.W., 1995: Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: Regional temperatures and precipitation. *Science*, **269**, 676-679.
- Hurrell J.W. & C. Deser, 2009: North Atlantic Climate variability: the role of the North Atlantic Oscillation. *Journal of Marine Systems*, **78**, 28-41.
- Hurrell J.W. & van Loon H., 1997: Decadal variations in climate associated with the North Atlantic Oscillation. *Climatic Change*, **36**, 301-326.
- Hurrell J.W., Kushnir Y., Ottersen G., Visbeck M., 2003: An overview of the North Atlantic Oscillation. In: *The North Atlantic Oscillation: Climatic Significance and Environmental Impact* [Hurrell J.W. et al. (eds.)]. Geophysical Monograph, 134, AGU, Washington, DC, 1-35.
- Hurrell J.W., Hoerling M., Phillips A., Xu T., 2004: Twentieth century north atlantic climate change. Part I: assessing determinism. *Climate dynamics*, **23**, 371-389.

I

- IPCC, 2001: *Climate Change 2001: Contribution of working Groups I, II and III to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Watson R.T. et al. (eds.). IPCC, Geneva, Switzerland, 104p.
- IPCC, 2007: *Climate Change 2007: Contribution of working Groups I, II and III to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Pachauri R.K & A. Reisinger (eds.). IPCC, Geneva, Switzerland, 996p.
- Illig S., Dewitte B., Ayoub N., du Penhoat Y., Reverdin G., De Mey P., Bonjean F., Lagerloef G.S.E., 2004: Interannual Long Equatorial Waves in the tropical Atlantic from a High Resolution OGCM Experiment in 1981-2000. *Journal of Geophysical Research*, **109**, C02022, doi:10.1029/2003JC001771.

J

- Janicot S., 1992a: Spatiotemporal variability of West African rainfall. Part I: Regionalizations and typings. *Journal of Climate*, **5**, 489-497.

- Janicot S., 1992b: Spatiotemporal variability of West African rainfall. Part I: associated surface and air mass characteristics. *Journal of Climate*, **5**, 499-511.
- Janicot S., Moron V., Fontaine B., 1996: Sahel droughts and ENSO dynamics. *Geophysical Research Letters*, **23**, 515-518.
- Janicot S., Trzaska S., Pocard I., 2001: Summer Sahel-ENSO teleconnection and decadal time scale SST variations. *Climate Dynamics*, **18**, 303-320.
- Janicot S., Mounier F., Hall N., Leroux S., Sultan B., Kiladis G., 2009: The West African monsoon dynamics. Part IV: Analysis of 25-90-day variability of convection and the role of the Indian monsoon. *Journal of Climate*, **22**, 1541-1565.
- Janicot S., Caniaux G., Chauvin F., de Coëtlogon G., Fontaine B., Hall N., Kiladis G., Lafore J.P., Lavaysse C., Lavender S.L., Leroux S., Marteau R., Mounier F., Philippon N., Roehrig R., Sultan B., Taylor C.M., 2011: Intraseasonal variability of the West African monsoon. *Atmospheric Science Letters*, **12**, 58-66.
- Jansen E., Overpeck J., Briffa K., Duplessy J.C., Joos F., Masson-Delmotte V., Olago D., Otto-Bliesner B., Peltier W., Rahmstorf S., Ramesh R., Raynaud D., Rind D., Solomina O., Villalba R., Zhang D., 2007: Paleoclimate. In: *Climate Change 2007: The physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon et al. (eds.)]*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, 433-497.
- Joly M., 2008: *Rôle des océans dans la variabilité climatique de la mousson africaine*. Thèse de Doctorat, Université de Paris-Est, 194p.
- Joly M., Voltaire A., 2010: Role of the Gulf of Guinea in the inter-annual variability of the West African monsoon: what do we learn from CMIP3 coupled simulations. *International Journal of Climatology*, **30**, 1843-1856.
- Joly M., Voltaire A., Douville H., Terray P., Royer J.F., 2007: African monsoon teleconnections with tropical SSTs : validation and evolution in a set of IPCC4 simulations. *Climate Dynamics*, **29**, 1-20.
- Jones P.D., 1994: Hemispheric surface air temperature variations: a reanalysis and update to 1993. *Journal of Climate*, **7**, 1794-1802.
- Jones P.D., Jonsson T., Wheeler D., 1997: Extension to the North Atlantic Oscillation using early instrumental pressure observations from Gibraltar and South-West Iceland. *International Journal of Climatology*, **17**, 1433-1450.
- Jones P.D., & Moberg A., 2003: Hemispheric and large-scale surface air temperature variations: an extensive revision and an update to 2001. *Journal of Climate*, **7**, 1794-1802.
- Jury M.R., Enfield D.B., Mélice J.L., 2002: Tropical monsoons around Africa: Stability of El Niño-Southern Oscillation associations and links with continental climate. *Journal of Geophysical Research*, **107**, 3151, doi:10.1029/2000JC000507.

K

- Kalnay E., Kanamitsu M., Kistler R., Collins W., Deaven D., Gandin L., Saha S., White G., Woolen J., Chelliah M., Janowiak J., Mo K., Wang J., Leetma A., Reynolds R., Jenne R., Kung E., Salstein D., 1993: *The NMC CDAS/Reanalysis Project*. Rapport technique, National Meteorological Center Office, 401, 288p.
- Kalnay E., Kanamitsu M., Kistler R., Collins W., Deaven D., Gandin L., Iredell M., Saha S., White G., Woolen J., Zhu Y., Chelliah M., Ebisuzaki W., Higgins W., Janowiak J., Mo K.C., Ropelewski C., Wang J., Leetmaa A., Reynolds R., Jenne R., Joseph D., 1996: The NCEP/NCAR 40-Year reanalysis Project. *Bulletin of American Meteorological Society*, **77**, 437-471.
- Kanamitsu M., 1989: Description of the NMC global data assimilation and forecast system. *Weather and Forecasting*, **4**, 335-342.
- Kaplan A., Cane M., Kushnir Y., Clement A., Blumenthal M., Rajagopalan B., 1998: Analyses of global sea surface temperature 1856-1991. *Journal of Geophysical Research*, **103**, 567-589.

- Keim B.D., Muller R.A., Stone G.W., 2004: Spatial and temporal variability of coastal storms in the North Atlantic Basin. *Marine Geology*, **210**, 7-15.
- Kendall M.G., 1948: *Rank correlation methods*. C. Griffin (eds.). 160p.
- Kerr R., 2000: A North Atlantic climate pacemaker for the centuries. *Science*, **288**, 1984-1985.
- Klein S.A., Soden B.J., Lau N.C., 1999: Remote sea surface temperature variations during ENSO: evidence for a tropical atmospheric bridge. *Journal of Climate*, **12**, 917-932.
- Knight J.R., Allan R.J., Folland C.K., Vellinga M., Mann M.E., 2005: A signature of persistent natural thermo-haline circulation cycles in observed climate. *Geophysical Research letters*, **32**, L20708, doi:10.29/2005GL024233.
- Knight J.R., Folland C.K., Scaife A.A., 2006: Climate impacts of the Atlantic Multidecadal Oscillation. *Geophysical Research letters*, **33**, L17706, doi:10.1029/2006GL026242.
- Knutson T.R., & S. Manabe, 1998: Model assessment of decadal variability and trends in the tropical Pacific Ocean. *Journal of Climate*, **11**, 2273-2296.
- Kodera K. & Y. Kuroda, 2002: Dynamical response to the solar cycle. *Journal of Geophysical Research*, **107**, 4749, doi:10.1029/2002/JD002224.
- Kodera K. & Y. Kuroda, 2005: A possible mechanism of solar modulation of the spatial structure of the North Atlantic Oscillation. *Journal of Geophysical Research*, **101**, D02111, doi:10.1029/2004JD005258.
- Können G.P., Jones P.D., Kaltofen M.H., Allan R.J., 1998: Pre-1866 Extensions of the Southern Oscillation Index Using Early Indonesian and Tahitian Meteorological Readings. *Journal of Climate*, **11**, 2325-2339.
- Kushnir Y., Robinson W.A., Chang P., Robertson A.W., 2006: The physical Basis for predicting Atlantic Sector Seasonal-to-Interannual Climate variability. *Journal of Climate*, **19**, 5949-5970.

L

- Labat D., 2005: Recent advances in wavelet analyses: Part I. A review of concepts. *Journal of Hydrology*, **314**, 275-288.
- Labat D., 2010: Cross wavelet analyses of annual discharge records of the world's largest rivers. *Advances in Water Resources*, **31**, 109-117.
- Lafore J.P. & M.W. Moncrief, 1989: A numerical investigation of the organization and interaction of the convective and stratiform regions of tropical squall lines. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **46**, 521-544.
- Lamb H.H., 1965: The early medieval warm epoch and its sequel. *Palaeoecography, Paleoclimatology, Paleoecology*, **1**, 13-37.
- Lamb P.J., 1978: Large-scale Tropical Atlantic surface circulation patterns associated with sub-saharian weather anomalies. *Tellus*, **30**, 240-251.
- Latif M. & A. Grötzner, 2000: The equatorial Atlantic oscillation and its response to ENSO. *Climate Dynamics*, **16**, 213-218.
- Lau K.M. & S. Yang, 2003: *Walker circulation*. Holton J.R. et al. (eds.), Encyclopedia of Atmospheric Sciences, Academic Press, Elsevier Science, London, 2505-2510.
- Lebel T., Delclaux F., Le Barbé L., Polcher J., 2000: From GCM scales to hydrological scales: rainfall variability in West Africa. *Stochastic Environ. Research and Risk Assessment*, **14**, 275-296.
- Lebel T. & A. Ali, 2009: Recent trends in the Central and Western Sahel rainfall regime 1990-1997. *Journal of Hydrology*, **375**, 52-64.
- Le Barbé L. & T. Lebel, 1997: Rainfall climatology of the HAPEX-sahel region during the years 1950-1990. *Journal of Hydrology*, **188**, 43-73.
- Le Barbé L., Lebel T., Tapsoba D., 2002: Rainfall variability in West Africa during the years 1950-1990. *Journal of Climate*, **15**, 187-202.
- Lee A.F. & S.M. Heghinian, 1977: A Shift Of the Mean Level In A Sequence Of Independent Normal random Variables-A Bayesian Approach-. *Technometrics*, **19**, 503-506.

- Legras B. & M. Ghil, 1985: Persistent anomalies, blocking and variations in atmospheric predictability. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **42**, 433-471.
- Leroux S. & N.M.J. Hall, 2009: On the relationship between African Easterly Waves and the African Easterly Jet. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **66**, 2303-2316.
- Le Roy Ladurie E., 1967: *Histoire du climat depuis l'an mil*. Flammarion (eds.). Nouvelle Bibliothèque scientifique, Paris, 381p.
- Le Roy Ladurie E., Rousseau D., Vasak A., 2011 : *Les fluctuations du climat : de l'an mil à aujourd'hui*. Fayard (eds.). Librairie Arthème Fayard, Paris, 324p.
- L'Hôte Y., Mahé G., Somé B., Triboulet J.P., 2002: Analysis of a Sahelian annual rainfall index from 1896 to 2000: the drought continues. *Hydrological Sciences Journal*, **47**, 563-572.
- Li T. & S.G.H. Philander, 1997: On the seasonal cycle of the Equatorial Atlantic Ocean. *Journal of Climate*, **10**, 813-817.
- Lindstrom J., Kokko H., Ranta E., 1996: There is nothing new under the sunspot. *Oikos*, **77**, 209-220.
- Liu Z. & M. Alexander, 2007: Atmospheric bridge, oceanic tunnel, and global climatic teleconnections. *Reviews of Geophysics*, **45**, RG2005, doi:10.1029/2005RG000172.
- Lorenz E.N., 1956: *Empirical orthogonal functions and statistical weather prediction*. Technical report, Statistical Forecast Project Report 1, Department of Meteorology, MIT, 49p.
- Losada T., Rodriguez-Fonseca B., Janicot S., Gervois S., Chauvin F., Ruti P., 2009a: A multimodel approach to the Atlantic equatorial mode. Impact on the West African monsoon. *Climate Dynamics*, **35**, 29-43.
- Losada T., Rodriguez-Fonseca B., Polo I., Janicot S., Gervois S., Chauvin F., Ruti P., 2009b: Tropical response to the equatorial mode: AGCM multimodel approach. *Climate Dynamics*, **35**, 45-52.
- Lu J. & T.L. Delworth, 2005: Oceanic forcing of the late 20th century Sahel drought. *Geophysical Research Letters*, **32**, L22706, doi:10.1029/2005GL023316.
- Luterbacher J., Schmutz C., Gyalistras D., Xoplaki E., Wanner H., 1999: Reconstruction of monthly NAO and EU indices back to AD 1675. *Geophysical Research Letters*, **26**, 2745-2748.
- Luterbacher J., Xoplaki E., Dietrich D., Jones P.D., Davies T.D., Portis D., Gonzales-Rouco H., von Storch H., Gyalistras D., Casty C., Wanner H., 2002: Extending North Atlantic Oscillation Reconstructions Back to 1500. *Atmospheric Science Letters*, **2**, 114-124.
- Luterbacher J., Dietrich D., Xoplaki E., Grosjean M., Wanner H., 2004 : European Seasonal and Annual Temperature Variability, Trends and Extremes Since 1500. *Science*, **303**, 1499-1503.

M

- Manley G., 1953: The mean temperature of Central England, 1698 to 1952. *Quarterly Journal of Royal Meteorology Society*, **79**, 242-261.
- Manley G., 1974: Central England Temperatures: monthly means 1659 to 1973. *Quarterly Journal of Royal Meteorology Society*, **100**, 389-405.
- Mann H.B. 1945: Non-parametric test against trend. *Econometrica*, **13**, 245-259.
- Mann M.E., 2003: Little Ice Age. In: *Encyclopedia of Global Environmental Change, Volume 1, The Earth System: Physical and Chemical Dimensions of Global Environmental Change* (Mc Cracken M. & J.S. Perry [eds.]), John Wiley & Sons, Chichester, UK, 505-509.
- Mann M.E. & J. Park, 1994: Global-scale modes of surface temperature variability on interannual to century timescales. *Journal of Geophysical Research*, **99**, 819-333.
- Mann M.E. & J. Park, 1996: Joint spatio-temporal modes of surface temperature and sea level pressure variability in the Northern Hemisphere during the last century. *Journal of Climate*, **9**, 2137-2162.
- Mann M.E. & J. Park, 1999: Oscillatory spatio-temporal signal detection in climate studies: A multiple-taper spectral domain approach, *Advances in Geophysics*, **41**, 1-131.
- Mantua N.J., Hare S.R., Zhang Y., Wallace J.M., Francis R.C., 1997: A Pacific decadal climate oscillation with impacts on salmon. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **78**, 1069-1079.

- Maraun D., 2006: *What can we learn from climate data? Methods for fluctuation time/scale and phase analysis*. PhD Thesis, Potsdam University, 113p.
- Maraun D. and J. Kurths, 2004: Cross Wavelet Analysis. Significance Testing and Pitfalls. *Nonlinear Processes in Geophysics*, **11**, 505-514.
- Maraun D., Kurth J., Holschneider M., 2007: Nonstationary gaussian processes in wavelet domain: Synthesis, estimation and significance testing. *The American Physical Society*, **75**, doi:10.1103/PhysRevE.75.016707.
- Marcus M.G. & S.W. Brazel, 1984: *Climate Change in Arizona's Future*. Arizona state Climate Publication, 1, Office of the State Climatologist, Arizona state University, Tempe. 50p.
- Mares I., Mares C., Mihailescu M., 2002 : NAO impact on the summer moisture variability across Europe. *Physics and Chemistry of the Earth*, **27**, 1013-1017.
- Marshall J., Kushnir Y., Battisti D., Chang P., Czaja A., Dickson R., Hurrell J.W., McCartney M., Saravanan R., Visbeck M., 2001: Review-North Atlantic Climate Variability: Phenomena, Impacts and Mechanisms. *International Journal of Climatology*, **21**, 1863-1898.
- Martin E.R. & C.D. Thorncroft, 2012: Multi-decadal variability of West African Rainfall in CMIP5 simulations. In: *AMS Hurricanes and Tropical Meteorology conference*, Ponte Vedra, FL, 16-20 April 2012. Extended Abstract, 4p.
- Massei N., Durand A., Deloffre J., Dupont J.P., Valdes D., Laignel B., 2007: Investigating possible links between the North Atlantic Oscillation and rainfall variability in northwestern France over the past 35 years. *Journal of Geophysical Research*, **112**, D09121, doi:10.1029/2005D007000.
- Massei N. & M. Fournier, 2012: Assessing the expression of large-scale climatic fluctuations in the hydrological variability of daily Seine river flow (France) between 1950 and 2008 using Hilbert-Huang Transform. *Journal of Hydrology*, **448-449**, 119-128.
- Massei N., Laignel B., Deloffre J., Mesquita J., Motelay A., Lafite R., Durand A., 2010: Long-term hydrological changes of the Seine River flow (France) and their relations to North Atlantic Oscillation over the period 1950-2008. *International Journal of Climatology*, **30**, 2146-2154.
- Mathon V. & H. Laurent, 2001: Life cycle of Sahelian mesoscale convective cloud systems. *Quarterly Journal of Royal Meteorology Society*, **127**, 377-406.
- Mayes J., 2004: London –wetterest summer and wettest year– 1903. *Weather*, **59**, 274-278.
- McCabe G.J., Palecki M., Betancourt J.L., 2004: Pacific and Atlantic Ocean influences on multi-decadal drought frequency in the United States. *Proceedings of the National Academy of Sciences USA*, **101**, 4136-4141.
- Mearns L.O., Giorgi P., Whetton P., Pabon D., Hulme M., Lal M., 2003: *Guidelines for use of climate scenarios developed from Regional Climate Model experiments*. Data Distribution Center of the International Panel of Climate Change, 38p.
- Meehl G.A. & A. Hu, 2006: Megadroughts in the Indian monsoon region and southwest North America and a mechanism for associated multidecadal Pacific sea surface temperature anomalies. *Journal of Climate*, **19**, 1605-1623.
- Mehta V.M., 1998: Variability of the tropical ocean surface temperatures at decadal-multidecadal time scales, Part I: The Atlantic Ocean. *Journal of Climate*, **11**, 2351-2375.
- Mehta V.M. & T. Delworth, 1995: Decadal variability of the tropical Atlantic Ocean surface temperature in shipboard measurements and in a global ocean-atmosphere model. *Journal of Climate*, **8**, 172-190.
- Mestre O., 2000: *Méthodes statistiques pour l'homogénéisation de longues séries climatiques*. Thèse de Doctorat, Université Paul Sabatier, Toulouse, 230p.
- Merle J.M., Fioux M., Hisard P., 1980: Annual and interannual anomalies of sea surface temperatures in the eastern equatorial Atlantic ocean. *Deep-Sea Research - GATE Suppl. II to V*, **26**, 77-102.
- Mitchell J.M., 1976: An Overview of Climatic Variability and Its Causal Mechanisms. *Quaternary Research*, **6**, 481-493.

- Mitchell T.D. & P.D. Jones, 2005: An improved method of constructing a database of monthly climate observations and associated high-resolution grids. *International Journal of Climatology*, **25**, 693-712.
- Mo K. & M. Ghil, 1988: Cluster analysis of multiple planetary flow regimes. *Journal of Geophysical Research*, **93**, 10927-10952.
- Mo K., Wang X., Kistler R., Kanamitsu M., Kalnay E., 1995: Impact of satellite data on the CDAS-Reanalysis system. *Monthly Weather Review*, **123**, 124-139.
- Mohino E., Rodriguez-Fonseca B., Mechoso C.R., Gervois S., Ruti P., Chauvin F., 2011a: Impacts of the Tropical Pacific/Indian Oceans on the Seasonal Cycle of the West African Monsoon. *Journal of Climate*, **24**, 3878-3891.
- Mohino E., Janicot S., Bader J., 2011b: Sahelian rainfall and decadal to multidecadal SST variability. *Climate Dynamics*, **37**, 419-440.
- Mohr K.I. & C.D. Thorncroft, 2006: Intense convective systems in West Africa and their relationship to the African easterly jet. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **132**, 163-176.
- Mokhov I.I., Eliseev A.V., Handorf D., Petukhov V.K., Dethloff K., Weisheimer A. & Khvrost'yanov D.V., 2000: North Atlantic Oscillation: diagnosis and simulation of decadal variability and its long-period evolution. *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*, **36**, 555-565.
- Monerie P.A., Roucou P., Fontaine B., 2012a: Mid-century effects of Climate Change on African monsoon dynamics using the A1B emission scenario. *International Journal of Climatology*, online, doi.10.1002/joc.3476.
- Monerie P.A., Roucou P., Fontaine B., 2012b: Expected future changes in the African monsoon between 2030 and 2070 using some CMIP3 and CMIP5 models under a medium-low RCP scenario. *Journal of Geophysical Research*, **117**, D16111, doi:10.1029/2012JD017510.
- Moron V., 1994: Guinean and Sahelian rainfall anomaly indices at annual and monthly scales (1933-1990). *International Journal of Climatology*, **14**, 325-341.
- Moron V. & G. Plaut, 2003: The impact of El Nino-southern oscillation upon weather regimes over Europe and the North Atlantic during boreal winter. *International Journal of Climatology*, **23**, 363-379.
- Moron V., Vautard R. & M. Ghil, 1998: Trends, interdecadal and interannual oscillations in global sea-surface temperatures. *Climate Dynamics*, **14**, 545-569.

N

- Najac J., 2008: *Impact du changement climatique sur le potentiel éolien en France: une étude de régionalisation*. Thèse de Doctorat, Université Paul Sabatier Toulouse III, 240p.
- Newell R.E. & Kidson J.W., 1984: African mean wind changes between Sahelian wet and dry periods. *International Journal of Climatology*, **4**, 27-33.
- Newman M., Compo G., Alexander M.A., 2003: ENSO-forced variability of the Pacific Decadal Oscillation. *Journal of Climate*, **23**, 3853-3857.
- Nicholls N., Gruza G.V., Jouzel J., Karl T.R., Ogalllo L.A., Parker D.E., 1996: Observed climate variability and change. In: *Climate Change 1995: The Science of climate change. Contribution of Working Group I to the Second Assessment Report of Intergovernmental Panel on Climate Change [Houghton J.T., Meira Filho L.G., Callander B.A., Harris N., Kattenberg A., Maskell K. (eds.)]*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, 133-192.
- Nicholson S.E., 1986: The Spatial Coherence of African Rainfall Anomalies: Interhemispheric Teleconnections. *Journal of Applied Meteorology*, **25**, 1365-1381.
- Nicholson S.E., 1993: An Overview of African Rainfall Fluctuations of the Last Decade. *Journal of Climate*, **6**, 1463-1466.
- Nicholson S.E., 2005: On the question of the "recovery" of the rains in the West African Sahel. *Journal of Arid Environments*, **63**, 615-641.
- Nicholson S.E., 2008: The intensity, location and structure of the tropical rainbelt over West Africa as a factor in interannual variability. *International Journal of Climatology*, **28**, 1775-1785.

- Nicholson S.E., 2009: A revised picture of the structure of the “monsoon” and land ITCZ over West Africa. *Climate Dynamics*, **32**, 1155-1171.
- Nicholson S.E. & P.J. Webster, 2007: A physical basis for the interannual variability of rainfall in the Sahel. *Quarterly Journal of Royal Meteorological Society*, **133**, 2065-2084
- Nobre P. & J. Shukla, 1996: Variations of sea surface temperature, wind stress, and rainfall over the tropical Atlantic and South America. *Journal of Climate*, **9**, 2464-2479.

O

- Oettli P. & Camberlin P., 2005: Influence of topography on monthly rainfall distribution over East Africa. *Climate Research*, **28**, 199-212.
- Okumura Y. & S-P. Xie, 2004: Interaction of the Atlantic Equatorial Cold Tongue and the African Monsoon. *Journal of Climate*, **17**, 3589-3602.
- Onate J.J. & A. Pou, 1996: Temperature variations in Spain since 1901: a preliminary analysis. *International Journal of Climatology*, **16**, 805-815.
- Osborn T.J., 2004: Simulating the winter North Atlantic Oscillation: the roles of internal variability and greenhouse gas forcing. *Climate Dynamics*, **22**, 605-623.
- Overland J.E. & M. Wang, 2005: The Arctic climate paradox: The recent decrease of the Arctic Oscillation. *Geophysical Research Letters*, **32**, L23808, doi:10.1029/2005GL024254.

P

- Paeth H. & A. Hense, 2004: SST versus climate change signals in West African rainfall: 20th century variations and future projections. *Climate Change*, **65**, 179-208.
- Palmer T.N., 1993: A nonlinear dynamical perspective on climate change. *Weather*, **48**, 313-326.
- Parker D.E. & E.B. Horton, 2005: Uncertainties in the Central England Temperatures series 1878-2003 and some improvements to the maximum and minimum series. *International Journal of Climatology*, **25**, 1173-118.
- Parker D.E., Legg T.P., Folland C.K., 1992: A new daily central England temperatures series, 1772-1991. *International Journal of Climatology*, **12**, 317-342.
- Parrish D. & Derber J., 1992: The National Meteorological Center's spectral statistical-interpolation analysis system. *Monthly Weather Review*, **120**, 1747-1763.
- Pauling A., Luterbacher J., Casty C., Wanner H., 2006: 500 years of gridded high resolution precipitations over Europe and the connection to large-scale circulation. *Climate Dynamics*, **26**, 387-405.
- Percival D.B. & A.T. Walden, 2000: *Wavelet Methods for Time Series Analysis*. Cambridge University Press, London, 569p.
- Peterson T.C. & R.S. Vose, 1997: An Overview of the Global Historical Climatology Network Temperature Database. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **78**, 2837-2849.
- Peterson T.C., Easterling D.R., Karl T.R., Groisman P., Nicholls N., Plummer N., Torok S., Auer I., Boehm R., Gullett D., Vincent L., Forland E., Alexanderson H., Jones P. & Parker D., 1998: Homogeneity adjustments of in situ atmospheric climate data: a review. *International Journal of Climatology*, **18**, 1493-1517.
- Pettitt A.N., 1979: A non-parametric approach to the change-point problem. *Applied Statistics*, **28**, 126-135.
- Peyrillé P., 2006: *Etude idéalisée de la mousson ouest-africaine à partir d'un modèle numérique bi-dimensionnel*. Thèse de Doctorat, Université Paul Sabatier Toulouse III. 206p.
- Philander S.G.H., 1978: Forced oceanic waves. *Reviews of Geophysics and Space Physics*, **16**, 15-45.
- Philippon N. & B. Fontaine, 2002: The relationship between the Sahelian and previous 2nd Guinean rainy seasons: a monsoon regulation by soil wetness? *Annales Geophysicae*, **20**, 575-582.
- Plaut G., Ghil M., Vautard R., 1995: Interannual and interdecadal variability in 335 years of Central England Temperatures, *Science*, **268**, 710-713.

- Plaut G. & E Simonet, 2001: Large-scale circulation classification, weather regimes, and local climate over France, the Alps and Western Europe, *Climate Research*, **17**, 303-324.
- Poccard I., Janicot S. & P. Camberlin, 2000: Comparison of rainfall structures between NCEP/NCAR reanalyses and observed data over tropical Africa. *Climate Dynamics*, **16**, 883-895.
- Polo I., Rodriguez-Fonseca B., Losada T., Garcia-Serrano J., 2008: Tropical Atlantic variability modes (1979-2002). Part I: time-evolving SST modes related to West African rainfall. *Journal of Climate*, **21**, 6457-6475.
- Polo-Vasquez D., Esteban-Parra M., Rodrigo F., Casto-Diez Y., 2001: A study of NAO variability and its possible non-linear influences on European surface temperature. *Climate Dynamics*, **17**, 701-715.
- Polyakov I.V., Alekseev G.V., Timokhov L.A., Bhatt U.S., Colony R.L., Simmons H.L., Walsh D., Walsh J.E., Zakharov V.F., 2004: Variability of the intermediate Atlantic water of the Arctic Ocean over the last 100 years. *Journal of Climate*, **17**, 4485-4497.
- Potter K.W., 1981: Illustration of a new test for detecting a shift in mean in precipitation series. *Monthly Weather Review*, **109**, 2040-2045.

Q, R

- Rahmstorf S., 2003: Timing of abrupt climate change: a precise clock. *Geophysical Research Letters*, **30**, 1510, doi:10.1029/1003GL017115.
- Raicich F., Pinardi N., Navarra A., 2003: Teleconnections between Indian Monsoon and Sahel rainfall and the Mediterranean. *International Journal of Climatology*, **23**, 173-186.
- Räisänen J., Hansson U., Ullerstig A., Döscher R., Graham L.P., Jones C., Meier H.E.M., Samuelson P., Willén U., 2004: European climate in the late twenty-first century: regional simulations with two driving global models and two forcing scenarios. *Climate Dynamics*, **22**, 13-31.
- Rajagopalan B., Kushnir Y., Tourre Y.M., 1998: Observed midlatitude and tropical Atlantic climate variability. *Geophysical Research Letters*, **25**, 3967-3970.
- Rasmussen E.M., 1991: Observational aspects of ENSO cycle teleconnections. In: *Teleconnection Linking Worldwide Climate Anomalies: Scientific Basis and Societal Impact [Glantz et al. (eds.)]*. Cambridge University Press, United Kingdom and New York, 309-343.
- Reinhold B.B. & R.T. Pierrehumbert, 1982: Dynamics of weather regimes: quasi-stationary waves and blocking. *Monthly Weather Review*, **110**, 1105-1145.
- Renou E., 1885: Etudes sur le climat de Paris, 2e partie: la pluie depuis 1688. *Annales du Bureau central météorologique*, **B**, 259-277.
- Reynolds R.W., Smith T.M., Liu C., Chelton D.B., Casey K.S., Schlax M.G., 2007: Daily High-Resolution-Blended Analyses for Sea Surface Temperature. *Journal of Climate*, **20**, 5473-5496.
- Richman M.B., 1986: Rotation of principal components. *Journal of Climatology*, **6**, 293-335.
- Riehl H., 1969: Sur le rôle des tropiques dans la circulation générale de l'atmosphère. *Weather*, **24**, 503-538.
- Rind D., 2002: The sun's role in climate variations. *Science*, **296**, 673-677.
- Rodriguez-Fonseca B., Polo I., Garcia-Serrano J., Losada T., Mohino E., Mechoso C.R., Kucharski F., 2009: Are Atlantic Niños enhancing Pacific ENSO events in recent decades? *Geophysical Research Letters*, **36**, L20705, doi:10.1029/2009GL040048.
- Rodriguez-Fonseca B., Janicot S., Mohino E., Losada T., Bader J., Caminade C., Chauvin F., Fontaine B., Garcia-Serrano J., Gervois S., Joly M., Polo I., Ruti P., Roucou P., Voltaire A., 2011: Interannual and decadal SST-forced responses of the West African monsoon. *Atmospheric Science Letters*, **12**, 67-74.
- Rogers J.C., 1997: North Atlantic Storm Track Variability and Its Association to the North Atlantic Oscillation and Climate Variability of Northern Europe. *Journal of Climate*, **10**, 1635-1647.
- Rossi A., Massei N., Laignel B., 2011: A synthesis of time-scale variability of commonly used climate indices using continuous wavelet transform, *Global and Planetary Change*, **78**, 1-13.

- Rouault M., Illig S., Bartholomae C., Reason C.J.C, Bentamy A., 2007: Propagation and origin of warm anomalies in the Angola Benguela upwelling system in 2001. *Journal of Marine Systems*, **68**, 473-488.
- Rousseau D., 2009 : Les températures mensuelles en région parisienne de 1676 à 2008. *La Météorologie*, **67**, 43-55.
- Rowell D.P., 2003: The impact of mediterranean SSTs on the Sahelian rainfall season. *Journal of Climate*, **16**, 849-862.
- Rowell D.P., Folland C.K., Maskell K., Ward M.N., 1995: Variability of summer rainfall over Tropical North Africa (1906-1992): Observations and modelling. *Quarterly Journal of Royal Meteorology Society*, **121**, 669-704.
- Rowntree, 1983: *Large-scale dynamical processes in the atmosphere*. Hoskins B. & R. Pearce (eds.), Academic Press London, 412p.
- Ruddiman W.F., 2001: *Earth's Climate: Past and Future*. Freeman W.H. & Sons (eds.), New York, 480p.
- Ruiz-Barradas A., Carton J.A., Nigam S., 2000: Structure of interannual to decadal climate variability in the tropical Atlantic sector. *Journal of Climate*, **13**, 3285-3297.

S

- Sathiyamoorthy V., Pal P.K., Joshi P.C., 2007: Intraseasonal variability of the Tropical Easterly Jet. *Meteorology and Atmospheric physics*, **96**, 305-316.
- Scaife A.A., Knight J.R., Vallis G.K., Folland C.K., 2005: A stratospheric influence on the winter NAO and North Atlantic surface climate. *Geophysical Research Letters*, **32**, L18715, doi:10.1029/2005GL023226.
- Schelsinger M.E. & N. Ramankutty, 1994: An oscillation in the global climate system of period 65-75 years. *Science*, **367**, 723-726.
- Schmutz C., Lutherbacher J., Gyalistras D., Xoplaki E., Wanner H., 2000: Can we trust proxy-based NAO index reconstructions? *Geophysical Research Letters*, **27**, 1135-1138.
- Schubert S., Rood R., Pfaendtner J., 1993: An assimilated dataset for Earth Science applications. *Bulletin of American Meteorological Society*, **74**, 2331-2342.
- Schulz M. & A. Paul, 2002: Holocene climate variability on centennial-to-millennial time scales: 1. Climate records from the North-Atlantic realm. In: *Climate development and history of the North Atlantic Realm [Wefer G. et al. (eds.)]*, Springer Verlag, Berlin, 125-148.
- Sedlacek J. & L.A. Mysak, 2009a: A model study of the Little Ice Age and beyond: changes in ocean heat content, hydrography and circulation since 1500. *Climate Dynamics*, **33**, 461-475.
- Sedlacek J. & L.A. Mysak, 2009b: Sensitivity of sea ice to wind-stress and radiative forcing since 1500: a model study of the Little Ice Age and beyond. *Climate Dynamics*, **32**, 817-831.
- Servain J., 1991: Simple climatic indices for the Atlantic Ocean and some applications. *Journal of Geophysical Research*, **96**, 137-146.
- Shongwe M.E., Graversen R.G., van Oldenborgh G.J., van den Hurk B.J.J.M., Doblas-Reyes F.J., 2009: Energy budget of the extreme Autumn 2006 in Europe. *Climate Dynamics*, **36**, 1055-1066.
- Simmons A.J., Branstator G.W., Wallace J.M., 1983: Barotropic wave propagation, instability and atmospheric teleconnection patterns. *Journal of Atmospheric Science*, **40**, 1363-1392.
- Slimani S., Massei N., Mesquita J., Valdès D., Fournier M., Laignel B., Dupont J.P., 2009: Combined climatic and geological forcings on the spatio-temporal variability of piezometric levels in the chalk aquifer of Upper Normandy (France) at pluridecennial scale. *Hydrogeology Journal*, **17**, 1823-1832.
- Slonosky V.C., 2002: Wet winters, dry summers? Three centuries of precipitation data from Paris. *Geophysical Research Letters*, **29**, 1895, doi:10.1029/2001GL014302.
- Slonosky V.C., Jones P.D. & Davies T.D., 2000: Variability of the surface atmospheric circulation over Europe, 1774-1995. *International Journal of Climatology*, **20**, 1875-1897.

- Slonosky V.C. & P. Yiou, 2001: The North Atlantic Oscillation and its relationship with near surface temperature. *Geophysical Research Letters*, **28**, 807-810.
- Smith T.M., Reynolds R.W., Peterson T.C., Lawrimore J., 2008: Improvements to NOAA's Historical Merged Land-Ocean Surface Temperature Analysis (1880-2006). *Journal of Climate*, **21**, 2283-2296.
- Sodem B.J., 2000: The sensitivity of the tropical hydrological cycle to ENSO. *Journal of Climate*, **13**, 538-549.
- Stephenson D.B., Pavan V., Bojariu R., 2000: Is the North Atlantic Oscillation a random walk? *International Journal of Climatology*, **20**, 1-18.
- Stommel, 1958: The abyssal circulation. *Deep-Sea Research*, **5**, 80-82.
- Stommel T.F. & A.B. Arons, 1960a: On the abyssal circulation of the world ocean - I. stationary planetary flow patterns on a sphere. *Deep-Sea Research*, **6**, 140-154.
- Stommel T.F. & A.B. Arons, 1960b: On the abyssal circulation of the world ocean – II: An Idealized model of circulation pattern and amplitude in oceanic basins. *Deep-Sea Research*, **6**, 210-233.
- Stone D.A. & M.R. Allen, 2005: The end-to-end attribution problem: From emissions to impacts. *Climate Change*, **71**, 303-318.
- Su H., Neelin J.D., Meyerson J.E., 2005: Mechanisms for Lagged Atmospheric Response to ENSO SST Forcing. *Journal of Climate*, **18**, 4195-4215.
- Sultan B. & S. Janicot, 2000: Abrupt shift of the ITCZ over West Africa, *Geophysical Research Letter*, **27**, 3363-3356.
- Sultan B. & S. Janicot, 2003: The West African monsoon dynamics, Part II: “The “pre-onset” and the “onset” of the summer monsoon. *Journal of Climate*, **16**, 3407-3427.
- Sutton R.T. & B. Dong, 2012: Atlantic Ocean influence on a shift in European climate in the 1990s. *Nature Geoscience*, **5**, 788-792.
- Sutton R.T. & D.L.R. Hodson, 2003: Influence of the ocean on North Atlantic climate variability 1871-1999. *Journal of Climate*, **16**, 3296-3313.
- Sutton R.T. & D.L.R. Hodson, 2005: Atlantic Ocean forcing of North American and European summer climate. *Science*, **290**, 2133-2137.
- Sutton R.T. & D.L.R. Hodson, 2006: Climate response to Multidecadal warming and cooling of the North Atlantic Ocean. *Journal of Climate*, **20**, 891-907.
- Sun L., Semazzi F.H.M., Giorgi P., Ogallo L.J., 1999: Application of the NCAR regional climate model to eastern Africa. 2 simulation of interannual variability of short rains. *Journal of Geophysical Research*, **104**, 6549-6562.

T

- Tabony R.C., 1980: A set of homogeneous European rainfall series, Met. O.13 Branch Memorandum No. 104, Meteorological Office, Bracknell.
- Tabony R.C., 1981: A principal component and spectral analysis of European rainfall. *Journal of Climatology*, **1**, 283-294.
- Te Raa L.A. & H.A. Dijkstra, 2002: Instability of the Thermohaline ocean circulation on interdecadal timescales. *Journal of Physical Oceanography*, **32**, 138-160.
- Thomas R.A. & P.J. Webster, 1997: The role of inertial instability in determining the location and strength of near-equatorial convection. *Quarterly Journal of Royal Meteorological Society*, **123**, 1445-1482.
- Thompson R., 1999: A time-series analysis of the changing seasonality of precipitation in the British Isles and neighbouring areas. *Journal of Hydrology*, **224**, 169-183.
- Thompson R. & R.M. Clark, 2008: Is spring starting earlier? *Holocene*, **18**, 95-104.
- Thompson D.W.J., Lee S., Baldwin M.P., 2002: Stratospheric connection to Northern Hemisphere wintertime weather: Implication for prediction. *Journal of Climate*, **15**, 1421-1428.

- Throncroft C.D. & M. Blackburn, 1999: Maintenance of the African easterly waves, Part I: A linear view. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **125**, 763-786.
- Throncroft C.D. & Nguyen H., Zhang C., Peyllé P., 2011: Annual cycle of the West African monsoon: regional circulations and associated water vapour transport. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **137**, 129-147.
- Timmermann A., Latif M., Voss R., Grötzner A., 1998: Northern hemispheric interdecadal variability: A coupled air-sea mode. *Journal of Climate*, **11**, 1906-1931.
- Timmermann A., Oberhuber A., Bacher A., Esch M., Latif M., Roeckner E., 1999: Increased El-Niño frequency in a climate model forced by future greenhouse warming. *Nature*, **398**, 694-696.
- Tootle G.A., Piechota T.C., Singh A., 2005: Coupled oceanic-atmospheric variability and U.S. streamflow. *Water Resources Research*, **41**, W12408, doi:10.1029/2005WR004381.
- Toniazzo T., 2009: Climate variability in the south-eastern Pacific and its relation with ENSO: a GCM study. *Climate Dynamics*, **34**, 1093-1114.
- Torrence C. & G.P. Compo, 1998: A practical guide to wavelet analysis. *Bulletin of American Meteorology Society*, **79**, 61-78.
- Torrence C. & P. Webster, 1999: The annual cycle of persistence in the El Niño Southern Oscillation. *Quarterly Journal of the Royal Meteorology Society*, **79**, 61-78.
- Trenberth K.E. & J.M. Caron, 2001: Estimates of meridional atmosphere and ocean heat transports. *Journal of Climate*, **10**, 3433-3443.
- Trenberth K.E. & J.W. Hurrell, 1994: Decadal atmosphere-ocean variations in the Pacific. *Climate Dynamics*, **9**, 303-319.
- Trenberth K.E. & D.P. Stepaniak, 2001: Estimates of meridional atmosphere and ocean heat transports. *Journal of Climate*, **14**, 3433-3443.
- Trouet V., Esper J., Graham N.E., Baker A., Scourse J.D., Frank D.C., 2009: Persistent Positive North Atlantic Oscillation Mode Dominated the Medieval Climate Anomaly. *Science*, **324**, 78-80.

U

- Ulbrich U. & M. Christoph, 1999: A shift of the NAO and increasing storm track activity over Europe due to anthropogenic greenhouse gas forcing. *Climate Dynamics*, **15**, 551-559.
- Ulbrich U., Christoph M., Pinto J.G., Corte-Real J., 1999: Dependence of winter precipitation over Portugal on NAO and baroclinic wave activity. *International Journal of Climatology*, **19**, 379-390.
- Uppala S., Kallberg P., 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., Holm E., Hoskins B.J., Isaksen I., Janssen P.A.E.M., Jenne R., McNally A.P., Mahfouf J.F., Morcrette J.J., Rayner N.A., Saunders R.W., Simon P., Sterl A., Trenberth K.E., Untch A., Vasiljevic D., Viterbo P., Woolen J., 2005: The ERA-40 re-analysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **131**, 2961-3012.

V

- van der Schrier G. & S.L. Weber, 2009: The Gulf Stream and Atlantic sea-surface temperatures in AD 1790-1825. *International Journal of Climatology*, **30**, 1747-1763.
- van Loon H. & R.A. Madden, 1981: The Southern Oscillation. Part I: Global Associations with pressure and Temperature in Northern Winter. *Monthly Weather Review*, **106**, 296-310.
- van Loon H., Brown J., Milliff R.F., 2012: Trends in sunspots and North Atlantic sea level pressure. *Journal of Geophysical Research*, **17**, D07106, doi:10.1029/2012JD017502.
- van Oldenborg G.J., Te Raa L.A., Dijkstra H.A., Philip S.Y., 2009: Frequency- or amplitude-dependant effects of the Atlantic meridional overturning on the tropical Pacific Ocean. *Ocean Science*, **5**, 293-301.

- Vautard R., 1990: Multiple weather regimes over the North Atlantic- Analysis of precursors and successors. *Monthly Weather Review*, **118**, 2056-2081.
- Vautard R. & P. Yiou, 2009: Control of recent European surface climate change by atmospheric flow. *Geophysical Research Letters*, **36**, L22702. doi:10.1029/2009GL040480.
- Vautard R. Yiou P., D'Andrea F., de Noblet N., Viozy N., Cassou C., Polcher J., Ciais P., Kageyama M., Fan Y., 2007 : Summertime European heat and drought waves induced by wintertime Mediterranean rainfall deficit. *Geophysical Research Letters*, **34**, L07711, doi:10.1029/2006GL028001.
- von Storch H., Zorita E., Cubasch U., 1993: Downscaling of global climate change estimates to regional scales. An application to Iberian rainfall in wintertime. *Journal of Climate*, **6**, 1161-1171.
- von Storch H., 1995: Spatial patterns: EOFs and CCA. In: *Analysis of Climate Variability: Application of Statistical techniques* [von Storch H. & A. Navarra (eds.)]. Springer-Verlag, 227-257.
- von Storch H. & F.W. Zwiers, 1999: *Statistical analysis in climate research*. Cambridge University Press, Cambridge, 484p.
- Vellinga M. & P. Wood, 2002: Global climatic Impacts of a Collapse of the Atlantic Thermohaline Circulation. *Climatic Change*, **54**, 251-267.
- Vellinga M. & P. Wu, 2004: Low-latitude fresh water influence on centennial variability of the thermo-haline circulation. *Journal of Climate*, **17**, 4498-4511.
- Venegas S.A. & L.A. Mysak, 2000: Is there a dominant timescale of natural climate variability in the Arctic? *Journal of Climate*, **13**, 3412-3434.
- Vimont D.J. & J.P. Kossin, 2007: The Atlantic Meridional Mode and hurricane activity. *Geophysical Research Letter*, **34**, L07709, doi:10.1029/2007GL029683.
- Vizy E.K. & K.H.Cook, 2002: Development and application of a mesocale climate model for the tropics: influence on sea surface temperature anomalies on the West African monsoon. *Journal of Geophysical Research*, **107**, 4023, doi:10.1029/2001JD000686.

W

- Wales-Smith B.G., 1973: An analysis of monthly rainfall totals representative of Kew, surrey from 1697 to 1970. *Meteorological Magazine*, **102**, 157-171.
- Walker G.T., 1910: Correlation in seasonal variations of weather. II. *Memoirs of the Indian Meteorological Department*, **21**, 22-45.
- Walker G.T., 1923: Correlation in seasonal variations of weather. VIII. A preliminary study of world-weather. *Memoirs of the Indian Meteorological Department*, **24**, 75-131.
- Walker G.T., 1936: Seasonal weather and its prediction. *Smithsonian Institution Annual Report for 1935*, 117-138.
- Wang C., 2002a: Atmospheric circulation cells associated with El Niño-Southern Oscillation. *Journal of Climate*, **15**, 399-419.
- Wang C., 2002b: Atlantic climate variability and its associated circulation cells. *Journal of Climate*, **15**, 1516-1536.
- Wang C., 2006: An overlooked feature of tropical climate: Inter-Pacific-Atlantic variability. *Geophysical Research Letters*, **33**, L12702, doi:10.1029/2006GL026324.
- Wanner H., Pfister C., Brazdil R., Frich P., Frydendahl K., Jonsson T., Kington J., Lamb H.H., Rosenorn S., Wishman E., 1995: Wintertime European circulation patterns during the Late Maunder Minimum cooling period. *Theoretical and Applied Climatology*, **51**, 167-175.
- Wanner H., Brönnimann S., Casty C., Gyalistras D., Luterbacher J., Schmutz C., Stephenson D.B., Xoplaki E., 2001: North Atlantic Oscillation – concepts and studies. *Surveys in Geophysics*, **22**, 321-382.
- Ward M.N., 1992: Provisionnaly corrected surface wind data, worldwide ocean-atmosphere surfade fields and Sahelian rainfall variability. *Journal of Climate*, **5**, 454-475.

- Ward N.M., 1998: Diagnosis and short-lead time prediction of summer rainfall in tropical North Africa at interannual and multidecadal timescales. *Journal of Climate*, **11**, 3167-3191.
- Ward M.N., Folland C.K., Maskell K., Rowell D., Colman A., 1990: Understanding and predicting seasonal rainfall in subSaharan Africa. In: *Trop. Meteorol. Res. Programme Rep. Ser.*, **36**, 157-161, WMO, Geneva, Switzerland.
- Weare B.C., 1977: Empirical orthogonal analysis of Atlantic Ocean surface temperatures. *Quarterly Journal of Royal Meteorology Society*, **103**, 467-478.
- Webster P.J., 1983: Large-scale structure of the tropical atmosphere. In: *Large-scale Dynamical Processes in the Atmosphere [Hoskins B.J. & R.P. Pearce (eds.)]*, Academic Press, London, 235-275.
- Webster P.J., 2004: The elementary Hadley circulation. In: *Hadley Circulation: Past, Present and Future [Diaz H. & R. Bradley (eds.)]*, Cambridge University Press, Cambridge, 9-60.
- Webster P.J., Magana V.O., Magana V.O., Palmer T.N., Shukla J., Tomas R.A., Yanai M., Yasunari T., 1998: The monsoon: Processes, predictability and prediction. *Journal of Geophysical research*, **103**, 14451-14510.
- Weisman M.L. & R. Rotunno, 2004: "A theory of strong, long-lived squall lines" revisited, *Journal of Atmospheric Sciences*, **61**, 361-382.
- Weng H., Ashok K., Behera S.K., Rao S.A., Yamagata T., 2007: Impact of recent El Niño Modoki on dry/wet conditions in the Pacific rim during boreal summer. *Climate Dynamics*, **29**, 113-129.
- Wheeler M.C. & Hendon H.H., 2004: An All Season Real-Time Multivariate MJO Index: Development of an Index for Monitoring and Prediction. *Monthly Weather Review*, **132**, 1917-1932.
- Wilby R.L., Wigley T.M.L., Conway D., Jones P.D., Hewitson B.C., Main J., Wilks D.S., 1998: Statistical downscaling of general circulation model output: a comparison of methods. *Water Research*, **34**, 2995-3008.
- Wu Z. & N.E. Huang, 2009: Ensemble empirical mode decomposition: a noise assisted data analysis method. *ADA*, **1**, 1-41.
- Wu M.L., Reale O., Schubert S.D., Suarez M.J., Koster R.D., Pegion P.J., 2009: African Easterly Jet: Structure and Maintenance. *Journal of Climate*, **22**, 4459-4480.
- Wyrtki K., 1982: The Southern Oscillation, ocean-atmosphere interaction and El Niño. *Marine Technology Society Journal*, **16**, 3-10.

X

- Xie S.P. & Y. Tanimoto, 1998: A pan-Atlantic decadal climate oscillation. *Geophysical Research Letters*, **25**, 2185-2188.
- Xoplaki E., Luterbacher J., Paeth H., Dietrich D., Steiner N., Grosjean M., Wanner H., 2005: European spring and autumn temperature variability and change of extremes over the last half millennium. *Geophysical Research Letters*, **32**, L15713, doi:10.1029/2005GL023424.
- Xue Y., Lau K.M.W., Boone L., Druyan I., Seidou S. & WAMME team, 2012: *Evaluation of West African Monsoon processes and feedback: Second WAMME (West African Monsoon Modeling and Evaluation Project) Experiment*. 4th AMMA international Conference. Toulouse, FRA, 2-6 July 2012.

Y

- Yano J.L., Grabowski W.W., Moncrieff M.W., 2002: Mean-state connective circulations over large-scale tropical SST gradients. *Journal of Atmospheric Sciences*, **59**, 1578-1592.
- Yiou P. & M. Nogaj, 2004: Extreme climatic events and weather regimes over the North Atlantic: When and where. *Geophysical Research Letters*, **31**, doi:10.1029/2003GL019119.
- Yiou P., Vautard R., Naveau P., Cassou C., 2007 : Inconsistency between atmospheric dynamics and temperatures during the exceptional 2006/2007 fall/winter and recent warming in Europe. *Geophysical Research Letters*, **34**, L21808, doi:10.1029/2007GL031981.

Yulaeva E. & J.M. Wallace, 1994: The signature of ENSO in global temperature and precipitation fields derived from the microwave sounding unit. *Journal of Climate*, **7**, 1718-1736.

Z

Zeng N., Neelin J.D., Lau K.M., Tucker C.J., 1999: Enhancement of interdecadal climate variability in the Sahel by vegetation interaction. *Science*, **286**, 1537-1540.

Zhang R. & T.L. Delworth, 2005: Simulated tropical response to a substantial weakening of Atlantic Thermohaline Circulation. *Journal of Climate*, **18**, 1853-1860.

Zhang R. & T.L. Delworth, 2006: Impact of Atlantic multidecadal oscillations on India/Sahel rainfall and Atlantic hurricanes. *Geophysical research Letters*, **33**, L17712, doi:10.1029/2006GL026267.

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

Zwiers F.W. & X. Zhang, 2003: Toward regional scale climate change detection. *Journal of Climate*, **16**, 793-797.

LISTE DES FIGURES

Introduction

Figure 1.1 : Evolution future de la température globale, de la concentration en CO₂ dans l'atmosphère et des précipitations.....4

Chapitre I

Dynamique et variabilité du climat du secteur atlantique

Figure 1.1 : Schéma représentant le bilan énergétique de l'atmosphère (d'après Ruddiman, 2001).....8

Figure 1.2 : Le déséquilibre énergétique moyen de la Terre (d'après Gastineau, 2008).....9

Figure 1.3 : Circulation méridienne moyenne et évolution saisonnière par la fonction de courant méridienne sur la période 1970-2006 (adaptée de l'atlas ERA-40).....11

Figure 1.4 : Représentation schématique de la circulation de Walker (adapté de Webster 1983).....13

Figure 1.5 : Les courants marins de surface (www.physicalgeography.net).....14

Figure 2.1 : Les différentes formes de la variabilité climatique.....15

Figure 2.2 : Les échelles de variabilité du climat et leur importance exprimée en variance (adapté des travaux de Mitchell, 1976 ; cf. <http://www.ncndc.noaa.gov/paleo/ctl/about1.html>)16

Figure 2.3 : Caractéristiques spatio-temporelles et spectrales des indices AMO.....19

Figure 2.4 : Evolution saisonnière des SLPs de l'Atlantique Nord en réponse aux variations de l'indice NAO.....21

Figure 2.5 : Caractéristiques temporelles et spectrales des indices NAO.....23

Figure 2.6 : Téléconnexions entre la NAO et les SSTs de l'Atlantique Nord, et plus particulièrement avec l'AMO.....24

Figure 2.7 : Anomalies associées au mode équatorial et calculées à partir d'une analyse en composantes principales après rotation de quatre variables (d'après Ruiz-Barradas *et al.*, 2000): contenu thermique (contours $0,5 \cdot 10^8 \text{ J} \cdot \text{m}^{-2}$), tensions de vent ($\text{dyn} \cdot \text{cm}^{-2}$), SST (contours $0,1^\circ\text{C}$), réchauffement diabatique à 500 mb ($0,1^\circ\text{K} \cdot \text{jours}^{-1}$).....26

Figure 2.8 : Evaluation des caractéristiques temporelles et spectrales du mode équatorial dans les SSTs de la région TSA et du Cold Tongue.....27

Figure 2.9 : Anomalies associées au mode inter-hémisphérique et calculées par analyse en composantes principales après rotation de quatre variables (d'après Ruiz-Barradas *et al.*, 2000): contenu thermique (contours $0,5 \cdot 10^8 \text{ J} \cdot \text{m}^{-2}$), tensions de vent ($\text{dyn} \cdot \text{cm}^{-2}$), SST (contours $0,1^\circ\text{C}$), réchauffement diabatique à 500 mb ($0,1^\circ\text{K} \cdot \text{jours}^{-1}$).....28

Figure. 2.10 : Evaluation des caractéristiques temporelles et spectrales du mode inter-hémisphérique au travers de la différence des SSTs entre les régions TNA et TSA.....29

- Figure 2.11** : Représentation schématique des mécanismes mis en jeu par les téléconnexions atmosphériques et océaniques (adaptée de Liu & Alexander, 2007).....30
- Figure 2.12** : Caractéristiques spatio-temporelles des indices représentatifs de l'ENSO.....31
- Figure 2.13** : Synthèse des téléconnexions entre les bassins Pacifique et Atlantique (adapté de Marshall *et al.*, 2001).....34

Chapitre II

Données et Méthodes : Analyse de la variabilité climatique du NW Europe et de l'Afrique de l'Ouest

- Figure 1.1** : Localisation des régions d'étude et de leurs climatologies moyennes (précipitations et flux d'humidité).....36
- Figure 1.2** : Organisation schématique générale de l'étude des relations entre la variabilité atlantique et le climat du NW Europe et de l'Afrique de l'Ouest.....38
- Figure 1.3** : Méthodologie générale de l'étude des relations entre la variabilité atlantique et le climat du NW Europe et de l'Afrique de l'Ouest.....39
- Figure 2.1** : Localisation et périodes d'enregistrements des séries de température et précipitations du NW Europe et de l'Afrique de l'Ouest.....41
- Figure 2.2** : Moyenne et écart-type des champs de températures et précipitations CRU TS 3.10 (Mitchell & Jones, 2005) au NW Europe et en Afrique de l'Ouest sur la période 1901-2009.....44
- Figure 2.3** : Moyenne et écart-type annuels du champ de SLPs HadSLP2r (Allan & Ansell, 2006) dans la région Nord-Atlantique sur la période 1850-2012.....45
- Figure 2.4** : Différence moyenne annuelle entre le champ de SLPs observée HadSLP2r (hPa ; Allan & Ansell, 2006) et le champ reconstruit de Luterbacher *et al.* (2002) et Xoplaki *et al.* (2005) sur la période 1850-1999.....46
- Figure 2.5** : Moyenne et écart-type annuels du champ de SSTs ERSST-V3b (°C ; Smith *et al.*, 2008) de la région Atlantique Nord sur la période 1854-2012.....47
- Figure 2.6** : Représentation moyenne et écart-type des flux d'humidité en trois dimensions au-dessus du secteur Atlantique, et de nos deux régions d'étude.....49
- Figure 3.1** : Exemple d'évaluation de l'homogénéité d'une station pluviométrique (ici Kew-Garden) par application de la procédure de segmentation.....51
- Figure 3.2** : Exemple d'une application et d'interprétations d'un diagramme Quantile-Quantile.....52
- Figure 3.3** : Exemple d'application de différents lissages LOESS à une série de précipitations (ici Kew Garden).....53
- Figure 3.4** : Exemple d'application de la CWT à des signaux aléatoires.....54
- Figure 3.5** : Représentation schématique de la procédure de filtrage (CWT puis FFT) réalisée lors de l'application aux champs spatio-temporelles.....55
- Figure 3.6** : Exemple d'application de l'EOF au champ désaisonnalisé de SLPs HadSLP2r (Allan & Ansell, 2006) dans la région Nord-Atlantique depuis 1850.....57

Figure 3.7 : Représentation de la procédure de construction d'un champ composite répondant aux variations d'une échelle de variabilité dans une variable locale.....58

Figure 3.8 : Exemple d'application de la Cohérence et Phase par Ondelettes à deux signaux aléatoire 1 et 2.....60

Chapitre III

Climat régional du NW Europe et variabilité globale du Secteur

Atlantique Nord

Figure 1.1 : Le climat des latitudes moyennes: le Jet Stream et ses perturbations (adapté de Cassou, 2001).....64

Figure 1.2 : Etat moyen du climat des latitudes moyennes ainsi que ses modifications saisonnières.....65

Figure 1.3 : Evolution du cycle saisonnier de la température en Angleterre et des précipitations à Paris.....66

Figure 1.4 : Evolution saisonnière moyenne de la variance exprimée par les 20er EOFs, et contribution saisonnière totale des trois régimes de temps principaux entre 1850 et 2012.....68

Figure 1.5 : Les régimes NAO et leurs impacts sur le climat du NW Europe.....69

Figure 1.6 : Les régimes SCAND et leurs impacts sur le climat du NW Europe.....70

Figure 1.7 : Les régimes EA et leurs impacts sur le climat du NW Europe.....71

Figure 1.8 : L'AMO et son impact sur le climat du NW Europe.....73

Figure 2.1 : Evaluation de l'homogénéité des stations pluviométriques sélectionnées en Angleterre.....74

Figure 2.2 : Evaluation de l'homogénéité des stations pluviométriques sélectionnées au Nord de la France.....75

Figure 2.3 : Comparaison des sauts de moyenne pluviométrique avec les éventuelles modifications environnementales des stations pluviométriques françaises.....76

Figure 2.4 : Evolution de la température moyenne observée et reconstruite en Europe depuis le XVI^e siècle.....78

Figure 2.5 : Evolution des cumuls mensuels de précipitations observés en Angleterre et au Nord de la France depuis 1697.....79

Figure 2.6 : Evolution des cumuls mensuels de précipitations reconstruites en Angleterre et au Nord de la France depuis 1500 AD.....80

Figure 2.7 : Détection des échelles de variabilité dominantes en fonction du temps dans la température et les précipitations en Angleterre et au Nord de la France.....82

Figure 2.8 : Reconstruction par FFT inverse des modes de variabilité dominants des températures et précipitations en Angleterre et au Nord de la France.....83

Figure 2.9 : Détection des échelles de variabilité dominantes en fonction du temps dans la température et les précipitations reconstruites en Angleterre et au Nord de la France depuis 1500 AD.....84

Figure 3.1 : Détection de co-oscillations entre les indices AMOr/NAOr et la température de l'Angleterre centrale et de Paris en fonction du temps.....	85
Figure 3.2 : Comparaison des spectres globaux de cohérence en ondelettes appliquées entre les indices AMOr/NAOr et la température de l'Angleterre centrale et de Paris.....	86
Figure 3.3 : Evolution saisonnière des températures continentales et des SLPs dans le secteur Nord-Atlantique/Europe répondant aux anomalies positives de l'AMO.....	87
Figure 3.4 : Détection de co-oscillations entre l'indice AMOr et les précipitations en Angleterre et au Nord de la France en fonction du temps.....	89
Figure 3.5 : Détection de co-oscillations entre l'indice NAOr et les précipitations en Angleterre et au Nord de la France en fonction du temps	90
Figure 4.1 : Evolution saisonnière des fluctuations de variance des échelles de variabilité dans l'indice NAOr depuis 1659 AD.....	92
Figure 4.2 : Evolution saisonnière des fluctuations de variance des échelles de variabilité dans les précipitations à Kew-Garden et Paris depuis 1697 : comparaison avec l'indice NAOr.....	93
Figure 4.3 : Evolution saisonnière des régimes NAO, statistiquement liés à l'indice NAOr, entre le LIA et l'ère industrielle.....	95
Figure 4.4 : Fluctuation temporelle de la corrélation entre les indices NAO à base stationnaire et les composantes principales (PC) du régime NAO dans l'observation et les reconstructions.....	96
Figure 4.5 : Fonction Orthogonale Empirique (EOF) appliquée au champ de SLP Nord-Atlantique désaisonnalisé et filtré sur les échelles multi- et inter-décennale (50-80 et 16-23ans) depuis 1850.	97
Figure 4.6 : Comparaison des fluctuations multi- et inter-décennales (50-80 et 16-23 ans) détectées dans le champ de SLPs Nord-Atlantique et dans les précipitations depuis 1850.....	99

Chapitre IV

Variabilité des précipitations au Sahel ouest-africain et relations avec les SSTs Atlantique

Figure 1.1 : Schéma conceptuel représentant les éléments clés de la MOA en moyenne zonale pendant l'été boréal : la circulation méridienne et les vents zonaux (d'après Peyrillé, 2006).....	105
Figure 1.2 : Evolution saisonnière des régimes pluviométriques dominant en Afrique de l'Ouest.....	106
Figure 1.3 : Cycle saisonnier moyen des précipitations en Afrique sur la période 1901-2009.....	107
Figure 1.4 : Distribution moyenne des cumuls annuels de précipitations en Afrique de l'Ouest entre 1901 et 2009 et ses modifications lors des périodes humides et arides.....	108
Figure 1.5 : Schéma conceptuel des interactions océan-continent-atmosphère impliquées dans la variabilité de la MOA (adapté d'Eltahir & Gong, 1996)	110

Figure 1.6 : Anomalies de précipitations simulées par le modèle LMDZ en réponse aux structures d'anomalies décennales des SSTs mondiales (d'après Mohino <i>et al.</i> , 2011b).....	113
Figure 2.1 : Différence des moyennes de précipitations en Afrique de l'Ouest enregistrées de mai à septembre entre la période humide et aride.....	114
Figure 2.2 : Evolution des cumuls mensuels de précipitations au Sahel ouest-africain depuis 1901.....	115
Figure 2.3 : Détection des échelles de variabilité dominantes en fonction du temps dans les cumuls mensuels de précipitations au Sahel ouest-africain.....	117
Figure 2.4 : Distribution spatio-temporelle de la puissance des échelles de variabilité dans les précipitations au Sahel ouest-africain, et sur l'ensemble de l'Afrique de l'Ouest.....	118
Figure 2.5 : Détection des échelles de variabilité dominantes en fonction du temps dans des indices compilés par l'agrégation de stations journalières.....	119
Figure 2.6 : Comparaison des fluctuations de variance des échelles de variabilité dans les précipitations au Sahel entre les phases côtière et sahélienne.....	120
Figure 2.7 : Comparaison des fluctuations de variance des échelles de variabilité dans le nombre de jours de pluie et dans l'intensité des jours pluvieux à Maïné-Soroa (SE Niger).....	120
Figure 3.1 : Etats moyens des SSTs Atlantique répondant aux variations multi-décennale et interannuelle des précipitations au Sahel ouest-africain	122
Figure 3.2 : Détection de co-oscillations entre l'indice AMO et les précipitations au Sahel ouest-africain en fonction du temps.....	124
Figure 3.3 : Variabilité spatio-temporelle de la cohérence et phase par ondelettes entre le champ de précipitations ouest-africain et l'indice AMO pour les échelles multi- et quasi-décennale.....	125
Figure 3.4 : Détection de co-oscillations entre l'indice TSA et les précipitations au Sahel ouest-africain en fonction du temps	127
Figure 3.5 : Variabilité spatio-temporelle de la cohérence et phase par ondelettes entre le champ de précipitations ouest-africain et l'indice TSA.....	129
Figure 3.6 : Récapitulatif des téléconnexions multi-décennale à interannuelle entre les SSTs de l'Atlantique et les précipitations au Sahel ouest-africain.....	131
Figure 4.1 : Expression de la variabilité quasi-décennale dans les précipitations du Sahel occidental et oriental	133
Figure 4.2 : Les anomalies quasi-décennales des flux d'humidité dans la basse et moyenne troposphère.....	134
Figure 4.3 : Les anomalies quasi-décennales de vents et d'humidité dans les circulations méridiennes d'Ouest et d'Est au-dessus de la région ouest-africaine.....	138
Figure 4.4 : Les anomalies quasi-décennales de vents et d'humidité dans la circulation zonale entre l'équateur et 20°N.....	141

- Figure 4.5 :** Comparaison de l'organisation spatiale des téléconnexions quasi-décennales entre les SSTs et les précipitations en Afrique de l'Ouest entre les périodes humide (1950/60) et aride (1970/80).....144
- Figure 4.6 :** Comparaison estivale des composantes méridionales du vent dans les réanalyses NCEP/NCAR-1 avec les réanalyses 20C et ERA-40 entre l'Afrique de l'Ouest et l'Inde.....145
- Figure 4.7 :** Variabilité spatio-temporelle de la cohérence entre le champ de précipitations ouest-africain et les SSTs méditerranéennes et indiennes.....146
- Figure 6.1 :** Comparaison des échelles de variabilité basse-fréquence observées et simulées par « downscaling » statistique dans les précipitations au Sahel ouest-africain oriental.....152
- Figure 6.2 :** Comparaison de simulations par « downscaling » statistique des précipitations au Sahel ouest-africain oriental avec ou sans procédure de filtrage.....153

LISTE DES TABLEAUX

Chapitre II

Données et Méthodes : Analyse de la variabilité climatique du NW Europe et de l'Afrique de l'Ouest

Table 2.1 : Moyenne et écart-type annuels des cumuls de précipitations (mm.an^{-1}) et de température ($^{\circ}\text{C}$) du N. de la France et de l'Angleterre pour l'ensemble de la période de mesures, pour le XIX^e et XX^e siècle.....42

Table 2.2 : Moyenne et écart-type annuels des cumuls de précipitations au Sahel (mm.an^{-1}), répartis d'Ouest en Est, sur l'ensemble de la période de mesures, entre 1950-1967 et 1968-1990).....43

Chapitre III

Climat régional du NW Europe et variabilité globale du Secteur Atlantique Nord

Table 2.1 : Test de tendance de Mann-Kendall appliquée aux séries annuelles de précipitations et températures.....77

Chapitre IV

Variabilité des précipitations au Sahel ouest-africain et relations avec les SSTs Atlantique

Table 1.1 : Principaux mécanismes impliqués dans les téléconnexions entre la Méditerranée, l'Atlantique et le Pacifique, et les précipitations en Afrique de l'Ouest (d'après Rodriguez-Fonseca *et al.*, 2011).....111

Table 2.1 : Contribution des échelles de variabilité détectées au Sahel ouest-africain dans les précipitations mensuels (annuels) exprimée en pourcentage de variance totale capturée par le filtre FFT.....116

Table 6.1 : Résultat de la calibration pour les différentes décompositions d'échelle de la MODWT avec comme prédicteurs les champs observé et simulé de SSTs dans la région Atlantique.....151

ANNEXE 1 :

Fritier N., Massei N., Laignel B., Durand A., Dieppois B., Deloffre J. (2012) "Links between NAO fluctuations and inter-annual variability of winter-months precipitation in the Seine River watershed (north-western France)". Comptes Rendus Géoscience, 344, 396-405.

C. R. Geoscience 344 (2012) 396–405



Contents lists available at [SciVerse ScienceDirect](https://www.sciencedirect.com)

Comptes Rendus Geoscience

www.sciencedirect.com





Hydrology, environment

Links between NAO fluctuations and inter-annual variability of winter-months precipitation in the Seine River watershed (north-western France)

Liens entre les fluctuations de la NAO et la variabilité pluriannuelle des précipitations en hiver dans le bassin-versant de la Seine (Nord-Ouest de la France)

Nicolas Fritier*, Nicolas Massei, Benoit Laignel, Alain Durand, Bastien Dieppois, Julien Deloffre

UMR CNRS 6143 M2C Continental et Coastal Morphodynamics, 76821 Mont Saint-Aignan cedex, France

ARTICLE INFO

Article history:

Received 25 October 2011

Accepted after revision 19 July 2012

Available online 28 August 2012

Presented by Ghislain de Marsily

Keywords:

North Atlantic Oscillation Index

Seine River watershed

Inter-annual climate fluctuations

Precipitation variability

Continuous wavelet transform

Segmentation

Mots clés :

Indice de l'Oscillation Nord Atlantique

Bassin versant de la Seine

Fluctuations climatiques pluriannuelles

Variabilité des précipitations

Analyse en ondelettes continue

Segmentation

ABSTRACT

The inter-annual to multi-decadal winter variability (DJFM) of precipitation on the Seine River watershed (France) was analysed using continuous wavelet transform analysis and compared to the winter North Atlantic Oscillation Index (NAOI). Nine weather stations were used over the 1951 to 2004 period and confirmed the homogeneity of inter-annual fluctuations for all stations but one. Wavelet coherence between SLP over the Icelandic and Azores regions and precipitation highlighted coherence for different scales of variability according to the centre of action considered. Segmentation and wavelet analysis and coherence between precipitation and NAOI over a long period of time (1873–2004) showed: i) increasing variability across the last century at most time scales, especially for NAOI; ii) the existence of change points for the mean and variance of both signals; iii) overall discontinuity of the coherence whatever the scale considered, especially between ~1910 and ~1955 for inter-decadal to pluri-decadal scales.

© 2012 Académie des sciences. Published by Elsevier Masson SAS. All rights reserved.

RÉSUMÉ

La variabilité pluriannuelle à multi-décennale des précipitations cumulées sur les mois d'hiver (DJFM) dans le bassin-versant de la Seine (France) est analysée par ondelettes continues et comparée à l'indice de l'Oscillation Nord Atlantique (NAOI) en hiver. L'analyse de neuf stations du bassin sur une période comprise entre 1951 et 2004 a confirmé l'homogénéité des fluctuations inter-annuelles sans effet local, sauf pour une station. Une analyse sur le long terme (NAOI et station de Paris, 1873–2004), par segmentation, transformée en ondelettes continue et cohérence, a mis en évidence : i) une augmentation de la variance des signaux au cours du siècle dernier, plus particulièrement pour le NAOI ; ii) la présence de points de discontinuité par rapport à la moyenne et la variance des séries ; iii) une discontinuité de la cohérence pour pratiquement tous les niveaux d'échelle caractéristiques, plus particulièrement entre ~1910 et 1955 et pour les échelles inter- à pluri-décennales.

© 2012 Académie des sciences. Publié par Elsevier Masson SAS. Tous droits réservés.

* Corresponding author.

E-mail address: nicolas.fritier@etu.univ-rouen.fr (N. Fritier).

1. Introduction

Improving knowledge on the factors controlling the variability of water resources on inter-annual to multi-decadal time scales is of major importance in a context of global climate and environmental change. This may help explain observed hydrometeorological/hydrological events such as floods, exceptional storms and sustained droughts (Hurrell, 1995); many studies are currently underway in this field (Chaouche et al., 2010; Jhajharia et al., 2012).

In Europe, approximately 50% of winter climatic variability is explained by the North Atlantic Oscillation (NAO) (Cassou et al., 2003; Hurrell and Deser, 2009; Hurrell and Van Loon, 1997). Several studies have investigated the variability of the NAO either with Fourier spectral analysis (Fernández et al., 2003; Pozo-Vasquez et al., 2000) or continuous wavelet transform (CWT) analysis (Appelzeller et al., 1998; Higuchi et al., 1999; Labat et al., 2005; Loboda et al., 2006; Massei et al., 2007). In the latter, the different modes of variability defining the time-varying structure of the NAO signal were delineated. The NAO corresponds to a north-south oscillation, formed by the interaction of the Icelandic low and Azores high. The NAO index (NAOI) is calculated from the difference of standardized sea level pressure (SLP) between these two atmospheric centres of action. In this study, we used NAOI data defined by Li and Wang (2003) as “the differences of normalized SLP regionally zonal-averaged over a broad range of longitudes 80°W–30°E”. In previous studies (Massei et al., 2007), we investigated long-term variations in the Seine River flow and precipitation at a daily time step and attempted to relate these to large-scale climate fluctuations, taking the annual NAO as a reference. The results showed that inter-annual spectral components common to river flow, precipitation and NAO may relate this large-scale climate pattern to hydrological variability. However, bivariate analysis (using wavelet coherence or cross-spectral analysis) was not possible because of different time step. Although a daily NAOI is available, this indicator of North Atlantic climate is associated with much more complex patterns than the annual winter-months (December-March/DJFM) NAOI time series, which more clearly captures the Icelandic low/Azores high oscillations on inter-annual time scales. We then preferentially focused on the winter NAO to investigate the origin of the inter-annual variability of precipitation. Here, we focus on the annual time steps in order to conduct continuous wavelet bivariate analyses between precipitation on the Seine River watershed and the annual winter-months NAO.

In this article, we investigate the winter-months precipitation inter-annual to pluri-decennial variability in the Seine River watershed and its relationships with the North Atlantic climate variations, using the NAOI as a reference. We first briefly analyse nine selected station-based precipitation records on the Seine watershed, focusing on the 1951 to 2004 period: this time period is also the same as that of the Seine River flow measurements at the most downstream station on the watershed before the estuary. Several weather stations in the area are used in

order to check whether large-scale temporal variations are well recorded on the whole watershed, which might not be as straightforward, especially when comparing the most eastern and western stations of the basin. Taking the example of the Paris station, we then investigate the linkages between the two centres of action upon which the NAO index is determined, so as to obtain slightly more physical insight into the links between precipitation and climate oscillations. Finally, we use one long-term precipitation time series (Paris, 1873–2004) to investigate the evolution of precipitation on a secular scale in relation with the long-term NAO index. This will allow replacing in the long-term the evolution observed over short-term periods for precipitation or river discharge on the Seine watershed, for which long time series (i.e. longer than a few decades) are most often unavailable.

2. Data and methods

The climate in the area studied is of the oceanic type (Champeaux and Tamburini, 1995). The winter monthly average range of precipitation data is relatively homogeneous, corresponding to a winter average ranging between 184.3 mm (Chartres) and 264.1 mm (Chatillon-sur-Seine), and with a standard deviation ranging between 57.4 mm (Bretigny-sur-Orge) and 90.6 mm (Chatillon-sur-Seine).

Nine precipitation time series on the Seine watershed are used in this study (Fig. 1). Data were obtained from the database compiled for the European Climate Assessment (ECA) as presented in Klein Tank et al. (2002), who demonstrated in this paper the quality of the ECA data sets. The maximum variability of NAO occurs in winter (Hurrell et al., 2003), which is why we used cumulated winter-months (DJFM) precipitation data to evaluate the covariation between NAOI and NW European rainfall. The NAOI data used in this study were defined by Li and Wang (2003) for the 1873 to 2004 period.

As a first step, in order to identify the trend in the short-term 1951 to 2004 precipitation time series, a LOESS local polynomial regression was used, as proposed by Cleveland (1979) and developed by Cleveland and Devlin (1988). LOESS combines much of the simplicity of linear least squares regression with the flexibility of non-linear regression. At each point in the data set, a low-order polynomial is fit to a subset of the data, with explanatory variable values taken near the point whose response is being estimated. The polynomial is fit using weighted least squares, giving more weight to points near the point whose response is being estimated and less weight to points further away. The value of the regression function for the point is then obtained by evaluating the local polynomial using the explanatory variable values for that data point. A user-specified input to the procedure called the “smoothing parameter” determines how much of the data is used to fit each local polynomial. In this study, the smoothing parameter was set to 100%, which allows the lowest frequencies in the data to be detected.

In addition, segmentation was also undertaken to identify change points in terms of mean and/or variance that may be present in the data. In short-term series, classical binary segmentation is applied to the

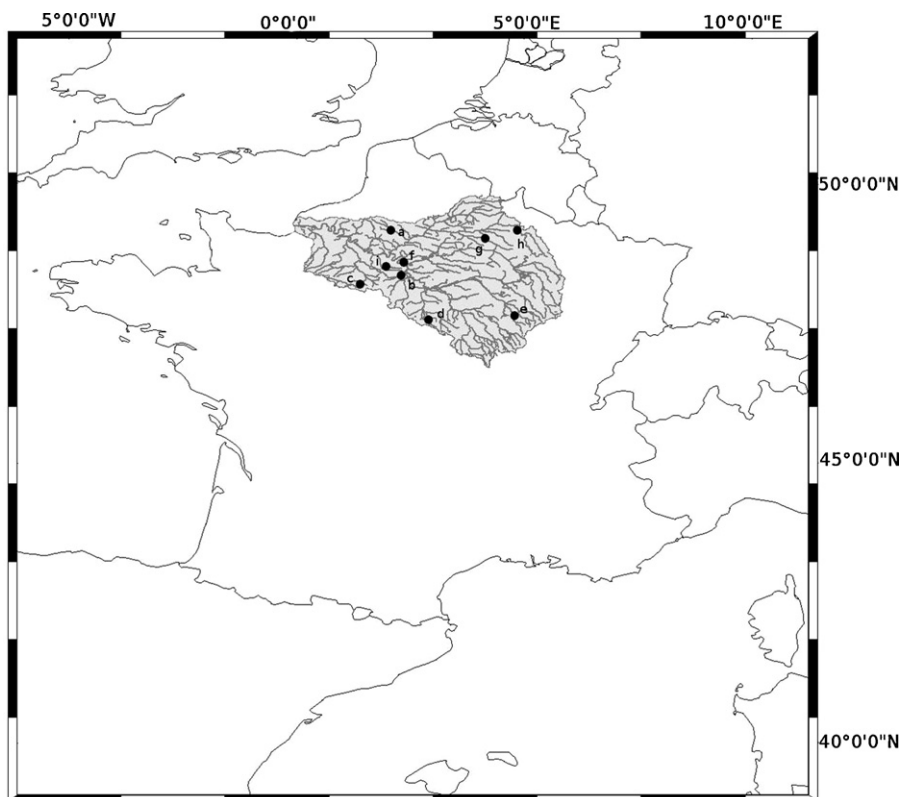


Fig. 1. Seine River watershed identification and stations of precipitation identification. a: Beauvais-Tille; b: Brétigny-sur-Orge; c: Chartres; d: Chatillon-Colligny; e: Chatillon-sur-Seine; f: Paris; g: Reims; h: Trappes; i: Vouziers.

Fig. 1. Délimitation du bassin-versant de la Seine et emplacement des stations de précipitations utilisées. a : Beauvais-Tille ; b : Brétigny-sur-Orge ; c : Chartres ; d : Chatillon-Colligny ; e : Chatillon-sur-Seine ; f : Paris ; g : Reims ; h : Trappes ; i : Vouziers.

characterization of potential changes in the mean from 1951 to 2004, and compared to the variations that can be shown by LOESS smoothing. As for the long-term series, segmentation was undertaken as well to detect change points in the mean and variance, to be compared to the analysis by CWT. Here, the Pruned Exact Linear Time (PELT) method developed by Killick et al. (2011) based on the algorithm of Jackson et al. (2005) was used to detect the changes in the mean and variance through time.

CWT analysis is designed to identify the spectral structure of transient signals. It is particularly appropriate for assessing the dominant modes of variability, potentially changing through time, that characterize natural geophysical signals. Detailed explanations of the CWT methodology and its application to hydrometeorological or climatic time series are now widely documented in the literature (Ancil and Coulibaly, 2004; Labat et al., 2005; Torrence and Compo, 1998). The analysis of NAO and precipitation time series by CWT was used to compute the wavelet coherence (WCO) and phase, to highlight the relationships between the two signals using the SOWAS R package by Maraun and Kurths (2004). Component extraction and reconstruction were also performed in R by wavelet multi-resolution analysis using order 18 Daubechies wavelets (Labat et al., 2000, 2002).

3. Changes in the evolution of precipitation on the Seine watershed and relation with the North Atlantic Oscillation pattern from 1951 to 2004

In the first part of this section, nine weather stations in the Seine watershed are briefly analysed in order to assess the influence of large-scale climate oscillations on the inter-annual variability of precipitation and to ensure that no local effects alter this variability.

3.1. Characteristic time scales of the North Atlantic Oscillation index/precipitation relationship

The study of short-term precipitation data highlighted two main periods that can be distinguished by a significant change in the mean with a change point located in the mid-1970s. Indeed, binary segmentation identified one change point in most precipitation series, emphasizing the existence of a period of higher winter precipitation after the mid-1970s (Fig. 2). On the other hand, LOESS smoothing also identified the existence of such a change point, but instead indicated that this corresponded to a longer-term trend involving a decrease in precipitation until the end of the study period (2004). Both segmentation and LOESS also revealed a different pattern for one

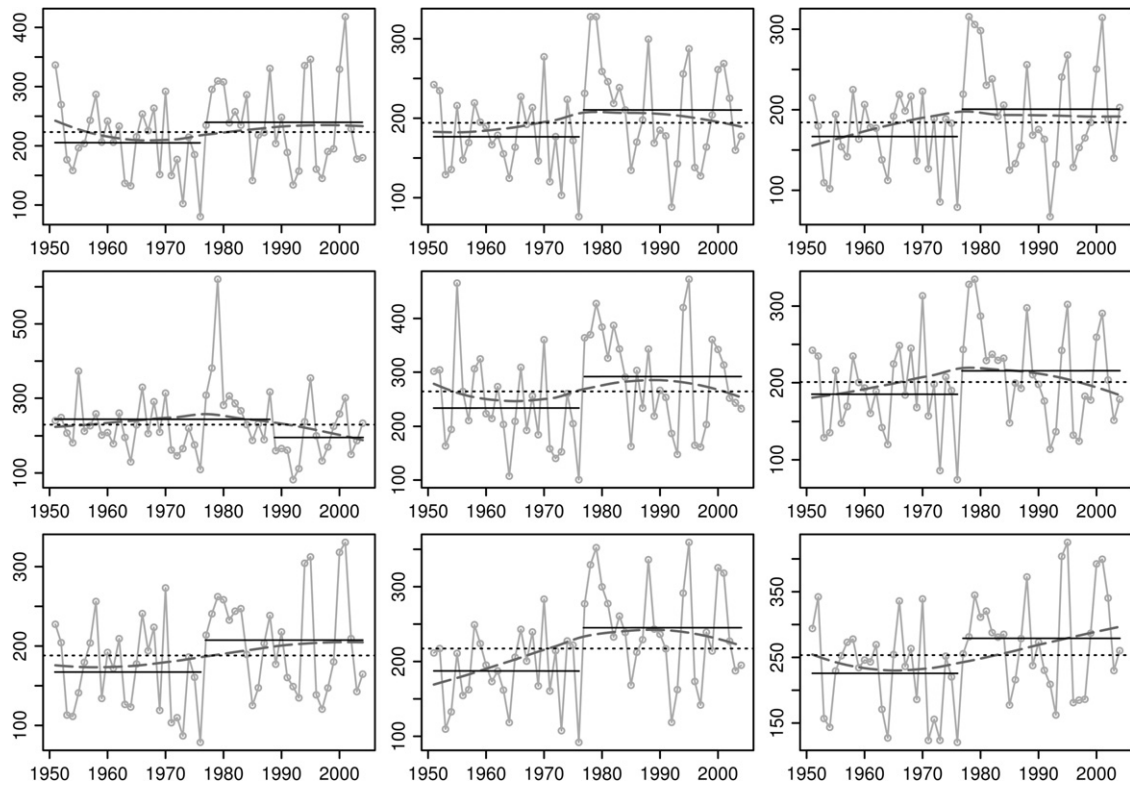


Fig. 2. Winter-months (December to March) precipitation data (grey dotted line). a: Beauvais-Tille; b: Brétigny-sur-Orge; c: Chartres; d: Chatillon-Colligny; e: Chatillon-sur-Seine; f: Paris; g: Reims; h: Trappes; i: Vouziers. LOESS smoothing (grey long-dashed line) and segmentation (black line) for the 1951 to 2004 period.

Fig. 2. Précipitations cumulées sur les mois d'hiver (décembre à mars) (en lignes grises pointillées). a : Beauvais-Tille ; b : Brétigny-sur-Orge ; c : Chartres ; d : Chatillon-Colligny ; e : Chatillon-sur-Seine ; f : Paris ; g : Reims ; h : Trappes ; i : Vouziers. Leur lissage par LOESS (en ligne tirets longs gris) et les résultats de la segmentation (en ligne continue noire) pour la période 1951 à 2004.

weather station (Fig. 2d), emphasizing a change point in the late 1980s instead of the mid-1970s, which might be due to local effects. However, this last change point was also found in the daily precipitation data of the study area (Massei et al., 2007) as well as in the Seine flow series (Massei et al., 2009). In these studies, it was suggested that both the mid-1970s and late 1980s change points were related to changes in the time/scale variability of the NAO pattern: ~ 18 -year and ~ 6 -year inter-annual to pluridecadal scales of variability were found to characterize periods covering the mid-1970s to early 2000s and late 1980s to early 2000s, respectively. It then seems useful to compare the evolution of the NAOI and changes in precipitation through wavelet coherence analysis in an attempt to better identify their degree of correlation.

The correlations between NAOI and precipitation by wavelet coherence analysis (Fig. 3) point out that most stations were characterized by three time periods of inter-annual variability, i.e. before the mid-1970s, from 1970 to 1990 and after 1990. These periods can be distinguished by the presence or absence of significant correlations on the ~ 6 -year variability scale. For most stations, the periods before the mid-1970s and after 1990 are characterized by a statistically significant correlation between NAOI and

winter precipitation for the ~ 6 -year variability scale. However, no such correlation is observed at this scale for the period between the mid-1970s and 1990. These observations are similar to the results obtained by CWT and reinforce the presence of a NAOI/precipitation relationship for these scales of variability. We also note the presence, for all these periods, of a statistically significant correlation between NAOI and winter precipitation for the ~ 18 -year variability scale for most stations. For the time period considered, however, this low-frequency scale of variability must be interpreted with caution, more specifically in terms of variance estimation, and it falls into the cone of influence of the continuous wavelet spectrum. Nevertheless, results from the long-term analysis provided hereafter still validate at least the existence of this ~ 18 -year component. The phase diagram of the wavelet coherence analysis gives more information on the NAOI/precipitation relationship (Fig. 4). It appears that the two signals are out of phase over the ~ 18 -year variability scale. For the ~ 6 -year variability scale, we show a quadrature phase before the mid-1970s and since 1990. These dissimilar phase lags suggest that the NAOI/precipitation relation is more complex than a simple and stationary correlation at these scales.

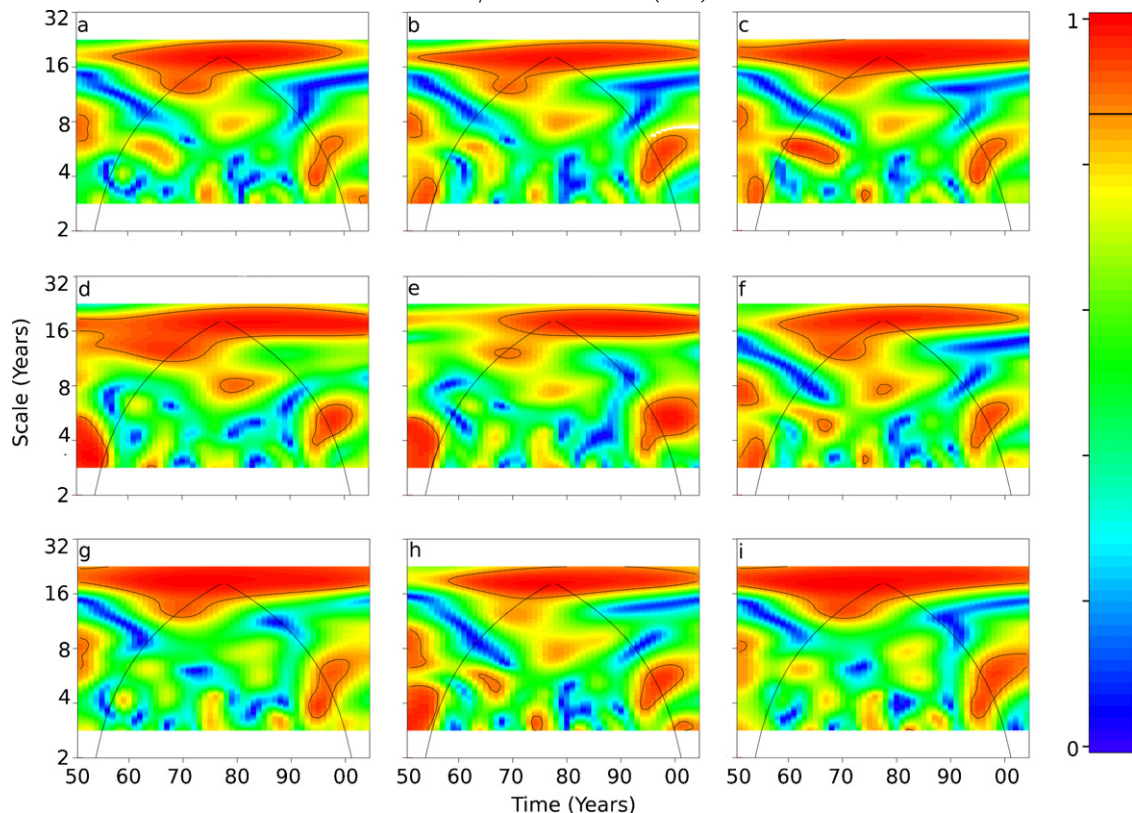


Fig. 3. Winter-months North Atlantic Oscillation Index/winter-months precipitation wavelet coherence analysis diagrams for: a: Beauvais-Tille; b: Brétigny-sur-Orge; c: Chartres; d: Chatillon-Colligny; e: Chatillon-sur-Seine; f: Paris; g: Reims; h: Trappes; i: Vouziers for the 1951 to 2004 period. Solid black lines represent the 95% confidence limit.

Fig. 3. Analyses des cohérences par ondelettes entre l'indice de l'Oscillation Nord Atlantique et les précipitations en hiver pour les stations : a : Beauvais-Tille ; b : Brétigny-sur-Orge ; c : Chartres ; d : Chatillon-Colligny ; e : Chatillon-sur-Seine ; f : Paris ; g : Reims ; h : Trappes ; i : Vouziers pour la période 1951 à 2004. Les lignes noires continues représentent une limite de confiance à 95 %.

3.2. Relationships between precipitation, Azores high and Icelandic low

The observation of dissimilar phase lags depending on the variability time scale previously identified led to the investigation of the relationships between precipitation and the climatic variables upon which the calculation of the NAOI is based. To some extent, it is an attempt to provide a more physical understanding of the corresponding climate–hydrology relationships.

The Icelandic low, represented by the Reykjavik SLP/Precipitation relationship, can be essentially characterized by the ~18-year variability scale (Fig. 5A). The phase diagram of Icelandic low/precipitation wavelet coherence points out that the two signals are in phase (Fig. 5C). This result shows the presence of a good relationship (the two signals are in phase) between precipitation and the Icelandic low for the ~18-year variability scale, and a weaker relationship (quadrature phase) between these signals for the ~6-year and ~11-year scales.

The Azores high, represented by the Ponta Delgada SLP/Precipitation relationship, can be described by two variability scales: the ~8- to 15-year scale, statistically significant for the period between 1960 and 1990, and the ~6-year scale, the latter also characteristic of the NAOI/

Precipitation relationship (Fig. 5 B). On this ~6-year scale, the phase diagram of the Azores high/precipitation wavelet coherence indicates a close to quadrature phase since 1990 (Fig. 5 D).

On the ~6-year variability scale, precipitation and NAOI indicate a close to quadrature phase. Since 1990, this variability scale seems to be related to the Azores high but with a 6-year lag. It is interesting to note here that the ~6-year scale expressed since the beginning of the 1990s could be related to warming of the North Atlantic Ocean, also affecting the Atlantic Multi-decadal Oscillation (AMO), as mentioned by Delworth and Mann (2000).

On the ~18-year variability scale, precipitation and NAOI are out of phase. This variability scale seems to be mainly related to the Icelandic low. According to these results, the precipitation trend over the last six decades appears to be strongly related to Icelandic low variability.

4. Long-term evolution of precipitation and of the North Atlantic Oscillation/precipitation relationship: 1873 to 2004

In order to explore the long-term evolution of precipitation variability and compare it to that of NAO, we used one long-term precipitation station (Paris) for the

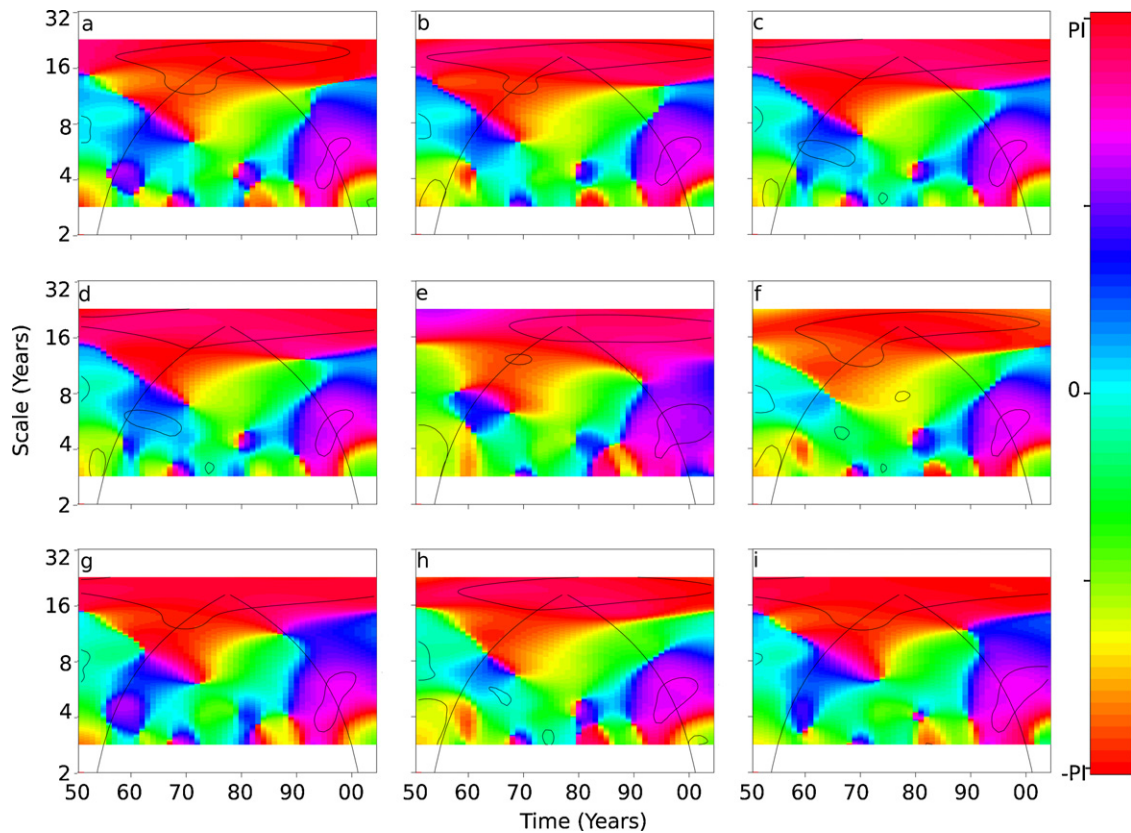


Fig. 4. Winter-months North Atlantic Oscillation Index/winter-months precipitation wavelet coherence phase analysis diagrams for: a: Beauvais-Tille; b: Brétigny-sur-Orge; c: Chartres; d: Chatillon-Colligny; e: Chatillon-sur-Seine; f: Paris; g: Reims; h: Trappes; i: Vouziers for the 1951 to 2004 period. Solid black lines represent the 95% confidence limit.

Fig. 4. Analyses des phases des cohérences par ondelettes entre l'indice de l'Oscillation Nord Atlantique et les précipitations en hiver pour les stations : a : Beauvais-Tille ; b : Brétigny-sur-Orge ; c : Chartres ; d : Chatillon-Colligny ; e : Chatillon-sur-Seine ; f : Paris ; g : Reims ; h : Trappes ; i : Vouziers pour la période 1951 à 2004. Les lignes noires continues représentent une limite de confiance à 95 %.

1873 to 2004 period. In view of previous results, which indicate the same evolution for all the precipitation stations studied at inter-annual scales, these results are expandable to the entire Seine River watershed.

The long-term NAOI analysis by the PELT segmentation method (Fig. 6A) shows three major change points during the 1910s, the late 1930s and from the early 1960s, separating periods with a significantly different mean and variance. The main result emphasized by the PELT segmentation is that the period starting in the early 1960s is characterized by high variability of the NAOI signal. Well-known abnormally positive NAO phases during the 1990s are recovered. On the other hand, the PELT segmentation of long-term precipitation (Fig. 6B) shows two major change points (around the late 1910s and in the late 1970s). Although precipitation after 1980 is generally higher than the mean precipitation over the entire 1873 to 2004 period (significantly during the 1980s), it is not clear whether a relation can be established between NAO phases and precipitation anomalies (taking the 1873–2004 mean as a reference). The 1930s change point was only detected in the long-term NAOI and has also been reported in the SLP-SST Atlantic data (Tourré et al., 1999).

The long-term NAOI analysis by CWT (Fig. 7A) shows enhanced amplitudes for most inter-annual scales since 1960 (~4- to 5-year, ~8-year, ~20-year, ~40-year and ~84-year). The NAOI spectrum also emphasizes a clear lack of energy before 1910. These results seem consistent with those obtained by the PELT segmentation. Only the ~8-year peak, spanning the 1970 to 2000 period, appeared statistically significant between ~1975 and 1985, although the spectrum highlights the presence of energy peaks between the ~4- to 5-year scale and slightly higher than the 8-year scale; however, the high intermittence of energy within this scale range results in the presence on the global wavelet spectrum of a peak at ~8 years, which is barely distinguished from the rest of the spectrum in the ~4- to 5-year scale range. The long-term precipitation analysis by CWT (Fig. 7 B) highlights two time periods, before and after 1910, characterized by different scales of variability. The period after 1910 is clearly associated with an increase in the energy at most scales. Peaks around ~4- to 7-year and ~11-year are the highest in energy and statistically significant and are very localized in time, although energy is also present between the ~21-year, ~35-year and ~62-year scales. In sum, continuous wavelet analysis of NAOI and precipitation for both signals

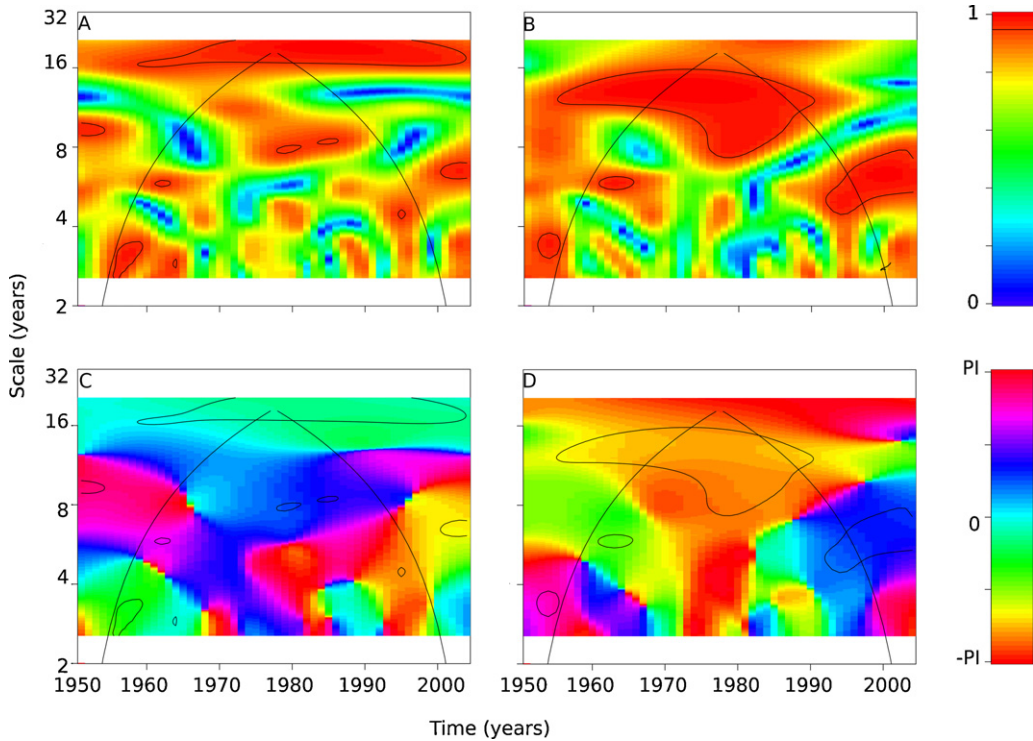


Fig. 5. Wavelet coherence analysis diagrams with the Paris winter-months precipitation and winter-months Sea Level Pressure (SLP) in Reykjavik (A and C) or winter-months SLP in Ponta Delgada (B and D) for the 1951 to 2004 period. Solid black lines represent the 95% confidence limit.

Fig. 5. Analyses des cohérences par ondelettes entre les précipitations de Paris et la pression au niveau de la mer (SLP) à Reykjavik (A et C) ou à Ponta Delgada (B et D) en hiver pour la période 1951 à 2004. Les lignes noires continues représentent une limite de confiance à 95 %.

highlighted a general increase in amplitude of most of their characteristic time scales, but delineating any obvious common oscillations between the two signals is not straightforward.

Wavelet coherence analysis between long-term NAOI and precipitation series was then undertaken in order to

investigate the time evolution of their relationship more accurately. The coherence spectrum between NAOI and Paris precipitation (Fig. 8) displays coherent structures with peaks around ~4.5, ~12, ~21 and ~55 years, as summarized by the global wavelet coherence spectrum. A clear lack of coherence shows up for scales higher than 8

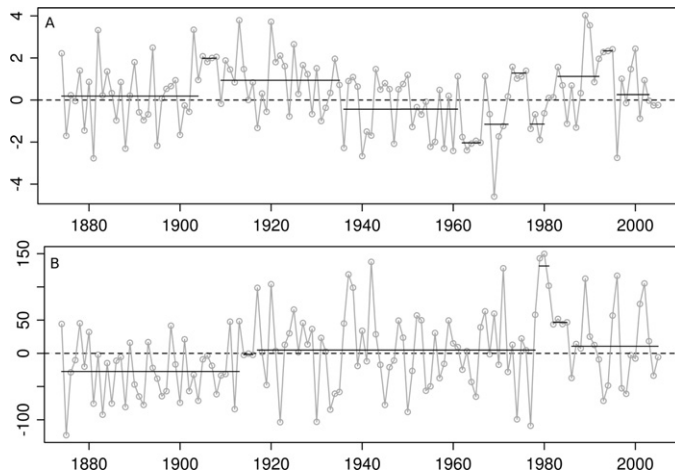


Fig. 6. Winter-months North Atlantic Oscillation Index (A) and Paris precipitation data (B) (grey dotted line) and segmentation (black line) for 1873 to 2004 period.

Fig. 6. Indice de l'Oscillation Nord Atlantique (A) et précipitations de Paris (B) en hiver (décembre à mars) (en lignes grises pointillées) et résultat de la segmentation (en ligne continue noire) pour la période 1873 à 2004.

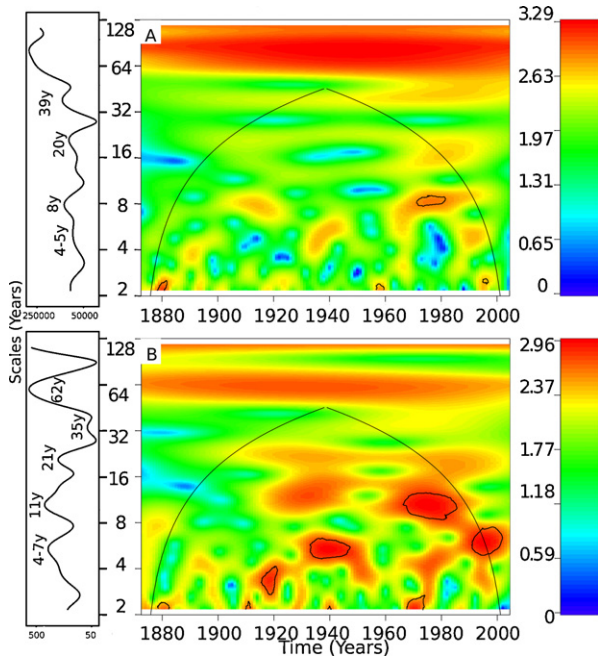


Fig. 7. Winter-months Paris precipitation (A) and winter-months North Atlantic Oscillation Index (B) continuous wavelet transform (CWT) analysis diagrams and global spectrum for the 1873 to 2004 period. Solid black lines represent the 90% confidence limit by Monte-Carlo test.

Fig. 7. Analyse en ondelettes continue (CWT) et spectres globaux des précipitations de Paris en hiver (A) et de la NAOI en hiver (B) pour la période 1873 à 2004. Les lignes noires continues représentent une limite de confiance à 90 % par test de Monte-Carlo.

years, emphasizing the intermittence of the NAOI/precipitation relationship at these scales. For the smallest scales less than 8 years, coherence appears much more sporadic, displaying coherent structures before ~1895, between ~1935 and ~1955, and after 1990. Obviously, the same time evolution as for the 1950 to 2004 period (Fig. 4) is recovered, and the ~18-year scale of variability that previously fell into the cone of influence in short-term series is now interpretable, corresponding to the ~21-year peak in the coherence spectrum. Our results join those of Labat et al. (2005), who reported the same scales of variability in the long-term oscillation of river discharge at the pan-European scale over the last century. Hence, our results confirm the consistency of a large-scale climatic control on hydrology. According to our analysis, the NAOI/precipitation relationship seems to have undergone a weakening between ~1910 and ~1950, especially on the 21-year scale, while during this period a strengthening of the 4.5-year oscillation was observed.

Precipitation components coherent with NAO can then be extracted and reconstructed from the long-term precipitation time series based on NAOI/precipitation wavelet coherence analysis (Fig. 9), which provides a time-domain visualization of the different modes of precipitation variations. Here, wavelet multi-resolution analysis was used to separate the signal into constitutive components according to the wavelet scales. Details from the multi-resolution analysis can be compared to the

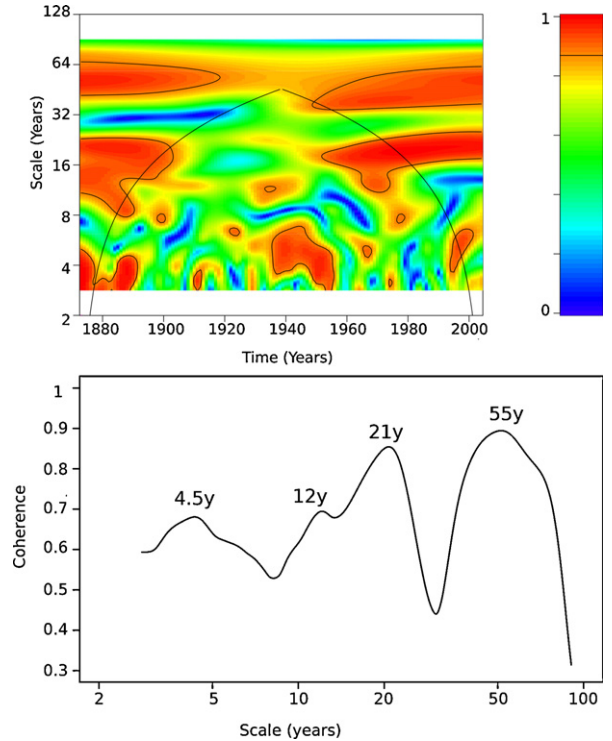


Fig. 8. Winter-months North Atlantic Oscillation Index/winter-months precipitation wavelet coherence analysis diagrams and global spectrum for the Paris station for the 1873 to 2004 period. Solid black lines represent the 95% confidence limit.

Fig. 8. Analyses des cohérences par ondelettes et spectre global entre l'indice de l'Oscillation Nord Atlantique et les précipitations de Paris en hiver pour la période 1873 à 2004. Les lignes noires continues représentent une limite de confiance à 95 %.

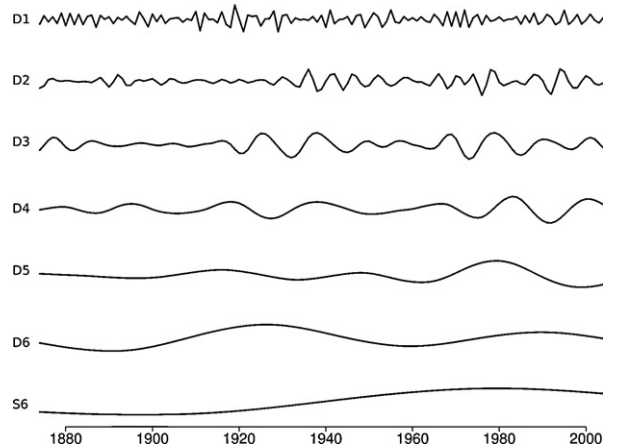


Fig. 9. Winter-months Paris precipitation component reconstruction by multi-resolution analysis (order 18 Daubechies wavelet) for the 1873 to 2004 period. Dotted black lines represent winter-months Paris precipitation.

Fig. 9. Reconstruction des composantes des précipitations de Paris en hiver (par analyse multirésolution (ondelette Daubechies d'ordre 18) pour la période 1873 à 2004. Les lignes noires pointillées représentent les précipitations de Paris en hiver.

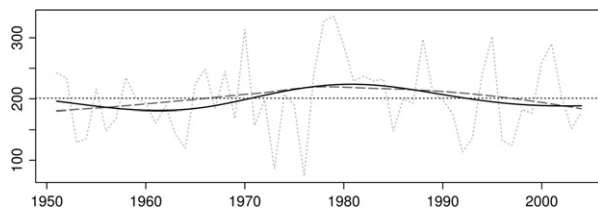


Fig. 10. Winter-months Paris precipitation data (grey dotted line), LOESS smoothing (grey long-dashed line) and “D5”+“D6” component reconstruction (solid black line) by multi-resolution analysis (order 18 Daubechies wavelet) for the 1951 to 2004 period.

Fig. 10. Précipitations de Paris cumulées sur les mois d’hiver (décembre à mars) (en ligne grise pointillée), son lissage par LOESS (en ligne à tirets longs gris) et somme de la reconstruction des composantes « D5 » et « D6 » (en ligne continue noire) par analyse multirésolution (ondelette Daubechies d’ordre 18) pour la période 1951 à 2004.

energy bands (from CWT) and coherent scales of variability (from WCO) detected previously. Six scale levels of decomposition were obtained using a maximum level chosen so as to consider wavelet interior coefficients only (i.e. those coefficients not subject to circular filter operations for boundary treatment). Among those six details, D1, D2 and D3 + D4 corresponded to ~4.5-year, ~12-year and ~21-year scales, respectively, defined previously based on continuous wavelet analysis. On the other hand, D5 and D6 correspond to the ~55-year scale of variability. From the wavelet reconstruction, it seems that the amplitudes of components D2–D5 increased across the period of study, more particularly since ~1910 to 1920, which would be in accordance with the change in mean and variance detected using the PELT segmentation. Also, some periods seemed more particularly affected by an increasing variance (e.g. ~1915–1955 and ~1980–2004 for D2). The ~55-year (D5 + D6) component also closely corresponds to the trend that was detected using LOESS smoothing in 1951 to 2004 (Paris station, Fig. 2 F and Fig. 10), hence showing that the trend for this period actually corresponds to this low-frequency oscillation characterizing both precipitation and NAOI. Finally, it is worth noting here that the extracted components are not necessarily associated with a significant coherence with NAO, which questions the capability of NAO to capture the climate oscillations that are actually related to precipitation fluctuations. In other words, although the NAO seems to remain a good reference for investigating links between climate oscillations and winter precipitation fluctuations in the region of interest, it is not the best climate predictor characterizing hydrological winter precipitation variations.

5. Conclusion

In this study, we investigated the inter-annual to multi-decadal variability of winter-months precipitation in the Seine River watershed (north-western France) and its potential relationships with the North Atlantic climate variability using the NAOI. We first demonstrated the presence of two change points around the mid-1970s and 1990 in the precipitation on the Seine River watershed. The first change point corresponded to a trend in the 1951 to 2004 period that separated below-average (negative

anomalies) and above-average (positive anomalies) precipitation amounts compared to the 1951 to 2004 mean. For all the precipitation time series among the nine series selected in the watershed, wavelet coherence emphasized the correlation between precipitation and NAOI for variability scales of about ~18-year as well as an inter-annual scale of ~6-year over most of the 1951 to 2004 period, demonstrating a large-scale origin of regional and local climate variability. It is worth noting here that the same change points and/or scales of variability were also identified by many authors in other climatic or hydrological processes on a global scale (a quasi-decadal in the NAO since 1980 (Hurrell and Van Loon, 1997); global scale inter-decadal (12-year) and 6- to 7-year period fluctuations of SST and SLP in the North Atlantic and the Intertropical Convergence Zone (Grötzner et al., 1998; Tourré et al., 1999; Venegas et al., 1997) and in the Northern Oscillation Index (Schwing et al., 2002); a noticeable increase in annual minimum and median daily stream flow around 1970 (Mc Cabe and Wolock, 2002); a pronounced winter and spring warming over northern continents since about 1970 (Serreze et al., 2000), which have often been related to the observation of global environmental changes (a ~40% reduction in plankton biomass during 1977 to 1988 relative to 1970 to 1976 in the central Gulf of Alaska (Alexander et al., 2008); a rather warm period from 1970 to 1985 was characterized by sardine dominance (Alheit and Niquen, 2004); and a rise in fish productivity after 1970 (Daskalov, 2003). According to our observations, the ~18-year scale appeared to be related only to the variability of the Icelandic low, whereas the ~6-year decadal fluctuation seemed mostly related to the Azores high.

A long-term analysis was made based on the availability of a 1873 to 2004 time series of both precipitation in Paris and NAOI winter (DJFM). Change points were identified during the 1910s for both signals, denoting changes in the mean and variance. The relationships between NAOI and precipitation over the long-term seemed to evolve with time, although present throughout almost the entire period, according to the scale of the internal fluctuations decomposed by multi-resolution analysis. However, the coherence decreased significantly between 1900 and 1930. The general trend in precipitation as detected by LOESS smoothing for the 1950 to 2004 period, which looked like an increasing trend, could actually be related to a longer-term ~55-year fluctuation recorded in the longer precipitation and NAOI series, hence denoting an oscillating, pseudo-periodic feature. However, in both the NAOI and precipitation signals, a general increase in variability was determined for all characteristic time scales across the last century, which would deserve to be considered in the present context of climate change. Finally, the lack of coherence during some periods suggests that although the NAO is a good reference for characterizing the evolution of the North Atlantic climate, it is too rough to be the best predictor for local or regional hydrological variations.

Acknowledgements

The authors would like to thank the Seine-Aval Regional Scientific Program for financial support. The comments

received from three anonymous reviewers on an earlier version of this article are also acknowledged.

References

- Alexander, M., Capotondi, A., Miller, A., Chai, F., Brodeur, R., Deser, C., 2008. Decadal variability in the northeast Pacific in a physical ecosystem model: Role of mixed layer depth and trophic interactions. *J. Geophys. Res.* 113, C02017, <http://dx.doi.org/10.1029/2007JC004359>.
- Alheit, J., Niqun, M., 2004. Regime shifts in the Humboldt Current ecosystem. *Prog. In Oceanography* 60 (2–4), 201–222, <http://dx.doi.org/10.1016/j.pocean.2004.02.006>.
- Anctil, F., Coulibaly, P., 2004. Wavelet Analysis of the Inter-annual Variability in Southern Quebec Streamflow. *J. Climate* 17, 163–173.
- Appelzeller, C., Stocker, T.F., Anklin, M., 1998. North Atlantic Oscillation dynamics recorded in greenland ice cores. *Science* 282 (5388), 446–449, <http://dx.doi.org/10.1126/science.282.5388.446>.
- Cassou, C., Terray, L., Hurrell, J.W., Deser, C., 2003. North Atlantic winter climate regimes: Spatial asymmetry, stationarity with time, and oceanic forcing. *J. Climate* 17 (5), 1055–1068.
- Champeaux, J.L., Tamburini, A., 1995. Zonage climatique de la France à partir des séries de précipitations [1971–1990] du réseau climatologique d'État. *La Météorologie* 14.
- Chaouche, N., Neppel, L., Dieulin, C., Pujol, N., Ladouche, B., Martin, E., Salas, D., Caballero, Y., 2010. Analyses of precipitation, temperature and evapotranspiration in a French Mediterranean region in the context of climate change. *C. R. Geoscience* 342, 234–243.
- Cleveland, W.S., 1979. Robust Locally Weighted Regression and Smoothing Scatterplots. *J. Am. Stat. Assoc.* 74 (368), 829–836.
- Cleveland, W.S., Devlin, S.J., 1988. Locally Weighted Regression: An Approach to Regression Analysis by Local Fitting. *J. Am. Stat. Assoc.* 83 (403), 596–610.
- Daskalov, G., 2003. Long-term changes in fish abundance and environmental indices in the Black Sea. *Marine Ecol.-Prog. Ser.* 255, 259–270.
- Delworth, T.L., Mann, M.E., 2000. Observed and simulated Multi-decadal variability in the Northern Hemisphere. *Climate Dyn.* 16, 661–676.
- Fernández, I., Hernández, C.N., Pacheco, J.M., 2003. Is the North Atlantic Oscillation just a pink noise? *Physica A: Stat. Mech. App.* 323, 705–714, [http://dx.doi.org/10.1016/S0378-4371\(03\)00056-6](http://dx.doi.org/10.1016/S0378-4371(03)00056-6).
- Grötzner, A., Latif, M., Barnett, T.P., 1998. A decadal climate cycle in the North Atlantic Ocean as simulated by the ECHO coupled GCM. *Am. Meteorol. Soc.* 11, 831–847.
- Higuchi, K., Jianping, H., Shabbar, A., 1999. A wavelet characterisation of the North Atlantic Oscillation variation and its relationship to the North Atlantic sea surface temperature. *Int. J. Climatol.* 19, 1119–1129.
- Hurrell, J.W., 1995. Decadal Trends in the North Atlantic Oscillation: Regional Temperatures and Precipitation. *Science* 269 (5224), 676–679, <http://dx.doi.org/10.1126/science.269.5224.676>.
- Hurrell, J.W., Deser, C., 2009. North Atlantic climate variability: The role of the North Atlantic Oscillation. *J. Marine Sys.* 78 (1), 28–41, <http://dx.doi.org/10.1016/j.marsys.2008.11.026>.
- Hurrell, J.W., Van Loon, H., 1997. Decadal variations in climate associated with the North Atlantic Oscillation. *Climatic Change* 6 (3–4), 301–326 1023/A:1005314315270.
- Hurrell, J.W., Kushnir, Y., Ottersen, G., Visbeck, M., 2003. An Overview of the North Atlantic Oscillation. In: *The North Atlantic Oscillation: Climatic Significance and Environmental Impact*. Geophysical Monograph 134, 1–35.
- Jackson, B., Sargle, J.D., Barnes, D., Arabhi, S., Alt, A., Gioumousis, P., Gwin, E., Sangtrakulcharoen, P., Tan, L., Tsai, T.T., 2005. An algorithm for optimal partitioning of data on an interval. *IEEE, Signal Process. Lett.* 12, 105–108.
- Jhajharia, D., Yadav, B.K., Maske, S., Chattopadhyay, S., Kar, A.K., 2012. Identification of trends in rainfall, rainy days and 24 h maximum rainfall over subtropical Assam in Northeast India. *C. R. Geoscience* 344, 1–13.
- Killick, R., Fearnhead, P., Eckley, I.A., 2011. An exact linear time search algorithm for multiple changepoint detection, Submitted.
- Klein Tank, A.M.G., et al., 2002. Daily dataset of 20th-century surface air temperature and precipitation series for the European Climate Assessment. *Int. J. Climatol.* 22, 1441–1453.
- Labat, D., Ababou, R., Mangin, A., 2000. Rainfall–runoff relations for karstic springs. Part II: continuous wavelet and discrete orthogonal multi-resolution analyses. *J. Hydrol.* 238, 149–178, [http://dx.doi.org/10.1016/S0022-1694\(00\)00322-X](http://dx.doi.org/10.1016/S0022-1694(00)00322-X).
- Labat, D., Ababou, R., Mangin, A., 2002. Analyse multirésolution croisée de pluies et débits de sources karstiques. *C.R. Geoscience* 334, 149–178 51631-0713(02)01795-9/FLA.
- Labat, D., Ronchail, J., Guyot, J.L., 2005. Recent advances in wavelet analyses: Part 2–Amazon, Parana, Orinoco and Congo discharges time scale variability. *J. Hydrol.* 314 (1–4), 289–311, <http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2005.04.004>.
- Li, J., Wang, J., 2003. A new North Atlantic Oscillation index and its variability. *Adv. Atmos. Sci.* 20 (5), 661–676, <http://dx.doi.org/10.1007/BF02915394>.
- Loboda, N.S., Glushkov, A.V., Khokhlov, V.N., Lovett, L., 2006. Using non-decimated wavelet decomposition to analyse time variations of North Atlantic Oscillation, eddy kinetic energy, and Ukrainian precipitation. *J. Hydrol.* 322 (1–4), 14–24, <http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2005.02.029>.
- Maraun, D., Kurths, J., 2004. Cross wavelet analysis: significance testing and pitfalls. *Nonlin. Process. Geophys.* 11, 505–514, <http://dx.doi.org/10.5194/npg-11-505-2004>.
- Massei, N., Durand, A., Deloffre, J., Dupont, J.P., Valdès, D., Laignel, B., 2007. Investigating possible links between the North Atlantic Oscillation and rainfall variability in north-western France over the past 35 years. *J. Geophys. Res.* 112 (D09121), 1–10, <http://dx.doi.org/10.1029/2005JD007000>.
- Massei, N., Laignel, B., Deloffre, J., Mesquita, J., Motelay, A., Lafite, R., Durand, A., 2009. Long-term hydrological changes of the Seine River flow (France) and their relation to the North Atlantic Oscillation over the period 1950–2008. *Int. J. Climatol.* 30, 2146–2154, <http://dx.doi.org/10.1002/joc.2022>.
- Mc Cabe, G., Wolock, D., 2002. A Step Increase in Streamflow in the Conterminous United States. *Geophys. Res. Lett.* 29 (24), 2185, <http://dx.doi.org/10.1029/2002GL015999>.
- Pozo-Vasquez, D., Esteban-Parra, M.J., Rodrigo, F.S., Castro-Diez, Y., 2000. An analysis of the variability of the North Atlantic Oscillation in the time and the frequency domains. *Int. J. Climat.* 20, 1675–1692, [http://dx.doi.org/10.1002/1097-0088\(200011\)30](http://dx.doi.org/10.1002/1097-0088(200011)30).
- Schwing, F.B., Murphree, T., Green, P.M., 2002. The Northern Oscillation index (NOI): a new climate index for the northeast Pacific. *Progress Oceanogr.* 53 (2–4), 115–139.
- Serreze, M.C., Walsh, J.E., Chapin III, F.S., Osterkamp, T., Dyrgerow, M., Romanovsky, V., Oechel, W.C., Morison, J., Zhang, T., Barry, R.G., 2000. Observational evidence of recent change in the northern high-latitude environment. *Climatic Change* 46, 159–207.
- Torrence, C., Compo, G.P., 1998. A practical guide to wavelet analysis. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 79, 61–78.
- Tourré, Y.M., Rajagopalan, B., Kushnir, Y., 1999. Dominant Patterns of Climate Variability in the Atlantic Ocean during the Last 136 years. *Am. Meteorol. Soc.* 12, 2285–2299 [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0442\(1999\)012<2285:DPOCVI>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0442(1999)012<2285:DPOCVI>2.0.CO;2).
- Venegas, S.A., Mysak, L.A., Straub, D.N., 1997. Atmosphere-ocean coupled variability in the South Atlantic. *J. Climate* 10, 2904–2920.

ANNEXE 2 :

Liste des publications et communications

PUBLICATIONS

Rang A

- [1] FRITIER N., MASSEI N., LAIGNEL B., DURAND A., **DIEPPOIS B.**, DELOFFRE J., FOURNIER M. (2012). Links between NAO fluctuations and interannual variability of precipitation in the Seine river watershed (north-western France). *Comptes Rendus Géoscience*, **344**, 396-405. (IF=1.725)
- [2] **DIEPPOIS B.**, DURAND A., FOURNIER M., MASSEI N., (2013). Links between multi- and interdecadal climatic oscillations in the North Atlantic and regional climate variability of Northern France and England since the 17th century. *Journal of Geophysical Research: Atmosphere*, **118**, 1-14. (IF=3.021)
- [3] **DIEPPOIS B.**, DURAND A., FOURNIER M., DIEDHIOU A., FONTAINE B., MASSEI N., NOUACEUR Z., SEBAG D. (submitted). Zonal contrast in low-frequency Sahel rainfall variability and Atlantic Sea Surface Temperature teleconnections during the last century. *International Journal of Climatology*. (IF=2.906)
- [4] **DIEPPOIS B.**, DIEDHIOU A., DURAND A., FOURNIER M., MASSEI N., SEBAG D., XUE Y., FONTAINE B. (submitted). Quasi-decadal signals of Sahel rainfall and West African monsoon since the mid-twentieth century. *Journal of Geophysical Research: Atmosphere*, accepted with revisions. (IF=3.021)

Rang B

- [1] HASSANE B., MOUSSA A., **DIEPPOIS B.**, GARBA Z., SEBAG D., RAJOT J.L., NGOUNOU NGATCHA B., DURAND A. Variabilité de la dynamique éolienne au Niger Oriental : caractéristiques des vents et de la visibilité horizontale entre 1950 et 1989 à Maïné-Soroa (région de Diffa, Niger oriental). *PANGEA*, **47**, acceptée.
- [2] **DIEPPOIS B.**, DURAND A., FOURNIER M., MASSEI N., SEBAG D. et HASSANE B. Variabilité des précipitations et forçage climatique au Sahel central par analyse du signal : exemple de la station de Maïné-Soroa (SE Niger) entre 1950 et 2005. *PANGEA*, **47**, acceptée.

COLLOQUES INTERNATIONAUX AVEC ACTES

- [1] **DIEPPOIS B.**, DURAND A., FOURNIER M., MASSEI N., HASSANE B. (2010). Relations entre la pluviométrie au Sahel central et divers indices climatiques sur l'Atlantique : exemple de la station de Maïné-Soroa (SE Niger) entre 1950 et 2005. In: *Risques et changement climatiques (Dubreuil V., Planchon O., Quenol H., Bonnardot V. [eds.])*, 23^e Colloque de l'Association Internationale de Climatologie, Rennes, France, 173-178 et Poster.
- [2] HASSANE B., DURAND A., GARBA Z., SEBAG D., RAJOT J-L., NGOUNOU NGATCHA B., **DIEPPOIS B.** (2010). Variabilité climatique au Sahel : étude de la dynamique éolienne et de la visibilité horizontale entre 1950 et 1992 à Maïné-Soroa (Niger oriental). In: *Risques et changement climatiques (Dubreuil V., Planchon O., Quenol H., Bonnardot V. [eds.])*, 23^e Colloque de l'Association Internationale de Climatologie, Rennes, France, 267-272 et Communication orale.
- [3] **DIEPPOIS B.**, DURAND A., FOURNIER M., MASSEI N., ROUSSEAU D. SEBAG D. (2011). Variabilités climatiques multi-décennales en Manche et relations avec l'Atlantique Nord depuis le XVII^e Siècle. In: *Climat montagnard et risques (Fazzini M. & Beltrando G. [eds.])*, 24^e Colloque de l'Association Internationale de Climatologie, Rovereto, Italie, 177-182 et Communication orale.

- [4] **DIEPPOIS B.**, DURAND A., FOURNIER M., SEBAG., NGOUNOU NGATCHA B., MASSEI N., HASSANE B. (2011) Variabilité des précipitations au Sahel par analyse du signal : Etude des relations avec l'Océan Atlantique entre 1950 et 2005. In : *Colloque International : Sciences de l'eau, du Climat et de l'environnement pour un développement durable de l'Afrique : un état des lieux* (Ngounou Ngatcha B., Sebag D., Diedhiou A., Durand A., Servat E. [eds.]). Université de Rouen et Ngaoundéré, IRD, Mont-saint Aignan, Montpellier et Ngaoundéré, France et Cameroun, 20-24 et Communication orale.
- [5] HASSANE B., DURAND A., GARBA Z., SEBAG D., RAJOT JL., NGOUNOU NGATCHA B., **DIEPPOIS B.** (2011) Variabilité de la dynamique éolienne au Sahel central : Evolution du vent et de la visibilité horizontale de 1950-1992 à Nguigmi (SE Niger, bassin du lac Tchad). In: *Colloque International : Sciences de l'eau, du Climat et de l'environnement pour un développement durable de l'Afrique : un état des lieux* (Ngounou Ngatcha B., Sebag D., Diedhiou A., Durand A., Servat E. [eds.]). Université de Rouen et Ngaoundéré, IRD, Mont-saint Aignan, Montpellier et Ngaoundéré, France et Cameroun, 25-36 et Communication orale.
- [6] DURAND A., FROUIN M., GARBA Z., PARIS F., SALIEGE J-F., **DIEPPOIS B.**, HASSANE B., MAHLER B., SEBAG D. (2011) A quelle vitesse le climat change-t-il ? Comparaison de la dynamique éolienne holocène et récente à la limite Sahara/Sahel au Niger (vallée de l'Azawagh, massif de Termit et erg du Manga). In: *Colloque International : Sciences de l'eau, du Climat et de l'environnement pour un développement durable de l'Afrique : un état des lieux* (Ngounou Ngatcha B., Sebag D., Diedhiou A., Durand A., Servat E. [eds.]). Université de Rouen et Ngaoundéré, IRD, Mont-saint Aignan, Montpellier et Ngaoundéré, France et Cameroun, 186-190 et Communication orale.
- [7] **DIEPPOIS B.**, DURAND A., FOURNIER M., DIEDHIOU A., FONTAINE B., MASSEI N., NOUACEUR Z., SEBAG D. (2012) Variabilité basse-fréquence des précipitations au Sahel et des températures de surface de l'Océan Atlantique au cours du dernier siècle. In: *Les climats régionaux : observations et modélisation* (Bigot S. & S. Rome [eds.]). 25^e Colloque de l'Association Internationale de Climatologie, Grenoble, France, 219-224 et Communication orale.
- [8] NOUACEUR Z., LAIGNEL B., **DIEPPOIS B.** (2012) Evaluation des récents changements climatiques sur le littoral Atlantique Mauritanien. In: *Les climats régionaux : observations et modélisation* (Bigot S. & S. Rome [eds.]). 25^e Colloque de l'Association Internationale de Climatologie, Grenoble, France, 583-588 et Poster.

COLLOQUES INTERNATIONAUX AVEC RESUMES

- [1] **DIEPPOIS B.**, HASSANE B., DURAND A., GARBA Z., FOURNIER M., MASSEI N., NGOUNOU NGATCHA B., RAJOT J-L., SEBAG D., TRAORE A. (2011). Variabilité du climat au Sahel central depuis 1950 : essais d'analyses statistiques des relations entre précipitations, vents et visibilité horizontale au SE-Niger. *Atelier Thématique : Protection des Ressources Naturelles*, Meknès, Maroc, 10p. Communication orale.
- [2] FRITIER N., MASSEI N., LAIGNEL B., DURAND A., **DIEPPOIS B.**, DELOFFRE J., FOURNIER M. (2010). Links between NAO fluctuations and interannual variability of precipitation in the seine river watershed. 6th FRIEND Conference «Global Change: facing risks and threats to water resources, Fez (Maroc). Talk Session.
- [3] **DIEPPOIS B.**, DURAND A., FOURNIER M., DIEDHIOU A., FONTAINE B., MASSEI N., NOUACEUR Z., SEBAG D. (2012) Low-frequency Sahel rainfall variability and Atlantic Sea Surface Temperatures during the last century. *Geophysical Research Abstracts*, **14**, EGU General Assembly, Vienna, Austria, 12365. Talk Session.
- [4] **DIEPPOIS B.**, DURAND A., FOURNIER M., DIEDHIOU A., FONTAINE B., MASSEI N., NOUACEUR Z., SEBAG D. (2012) Zonal contrast in low-frequency Sahel rainfall variability and Atlantic Sea Surface Temperatures during the last century. In: *African monsoon multidisciplinary analyses: 4th AMMA International Conference: program and book of abstracts*, Toulouse, France, 32. Talk Session.
- [5] **DIEPPOIS B.**, DURAND A., FOURNIER M., DIEDHIOU A., FONTAINE B., MASSEI N., NOUACEUR Z., SEBAG D. (2012) Variabilité décennale des précipitations au Sahel : téléconnexion avec les SST Atlantique. 1^{er} Colloque International Eau-Climat : Regard croisés Nord/Sud, Rouen (France). Communication orale.

AUTRES COMMUNICATIONS

- [1] HASSANE B., MOUSSA A., **DIEPPOIS B.**, GARBA Z., SEBAG D., RAJOT J.L., NGOUNOU NGATCHA B., DURAND A. (2009). Variabilité de la dynamique éolienne à Maïné-Soroa (Niger oriental) : caractéristiques des vents et de la visibilité horizontale entre 1950 et 1989. *Workshop CORUS-2, « impact des changements climatiques au Sahel »*. Niamey (Niger), 10-13 juin 2009. poster.
- [2] **DIEPPOIS B.**, DURAND A., FOURNIER M., MASSEI N., HASSANE B. (2010). Relationship between Central Sahel rainfall and Atlantic climate indices: example of Maine-Soroa station (SE NIGER) over the period 1950-2005. *13^e journée de l'Ecole doctorale Normande de Biologie Intégrative, Santé, Environnement (EdNbISE)*. Deauville (France), 11-12 mai 2010. poster.
- [3] **DIEPPOIS B.**, DURAND A., FOURNIER M. (2010). Variabilité des précipitations au Sahel Central et forçages climatiques par analyse du signal : exemple de la station de Maïné-Soroa (SE Niger) entre 1950 et 2005. *Journée 2010 des doctorants du Laboratoire Morphodynamique Continentale et Côtière (M2C), Université de Rouen, Rouen (France), 3 juin 2010*. Communication orale.
- [4] **DIEPPOIS B.**, DURAND A., FOURNIER M., MASSEI N., HASSANE B. (2010). Variabilité des précipitations au Sahel central et forçages climatiques par analyse du signal : exemple de la station de Maïné-Soroa (SE Niger) entre 1950 et 2005. *Séminaire du Centre de Recherches de Climatologie (CRC), Université de Bourgogne, Dijon (France), 14 octobre 2010*. Communication orale.
- [5] HASSANE B., DURAND A., GARBA Z., SEBAG D., NGOUNOU NGATCHA B., **DIEPPOIS B.** (2010). Variabilité climatique au Sahel: Etude de la dynamique éolienne et de la visibilité horizontale entre 1950 et 1992 à Maïné-Soroa (Niger oriental). *Séminaire du Centre de Recherches de Climatologie, Université de Bourgogne, Dijon (France), 14 octobre 2010*. Communication orale.
- [6] **DIEPPOIS B.** & B. HASSANE (2010). Variabilité du climat au Sahel Central : exemple de la station de Maïné-Soroa (SE Niger) entre 1950-2005. *Séminaire du Laboratoire Morphodynamique Continentale et Côtière (M2C), Université de Rouen, Rouen (France), 21 octobre 2010*. Communication orale.
- [7] **DIEPPOIS B.**, HASSANE B., DURAND A., GARBA Z., FOURNIER M., MASSEI N., NGOUNOU NGATCHA B., RAJOT J-L., SEBAG D. (2011). Variabilité du climat au Sahel central depuis 1950 : précipitations, vents et visibilité horizontale au SE-Niger. *Séminaire GRR SER, Rouen (France), 10 février 2011*. Communication orale.
- [8] **DIEPPOIS B.**, DURAND A., FOURNIER M., MASSEI N., HASSANE B. (2011). Relationship between Central Sahel rainfall and Atlantic climate indices: example of Maine-Soroa station (SE NIGER) over the period 1950-2005. *14^e journée de l'Ecole doctorale Normande de Biologie Intégrative, Santé, Environnement (EdNbISE)*. Le Havre (France), 8 juin 2010. Poster.
- [9] FRITIER N., MASSEI N., LAIGNEL B., DURAND A., **DIEPPOIS B.**, DELOFFRE J. (2010). Links between NAO fluctuations and interannual variability of precipitation in the seine river watershed. *14^e journée de l'Ecole doctorale Normande de Biologie Intégrative, Santé, Environnement (EdNbISE)*. Le Havre (France), 8 juin 2010. Poster.
- [10] HASSANE B., DURAND A., GARBA Z., SEBAG D., RAJOT JL., NGOUNOU NGATCHA B., **DIEPPOIS B.** (2012) Analyse de la dynamique éolienne au Sahel central : Evolution du vent et de la visibilité horizontale de 1950-1992 à Nguigmi (Niger). *Séminaire des Laboratoire HydroSciences Montpellier (HSM) et M2C Rouen « Traitement et analyse des séries chronologiques en hydro-climatologie », Université de Montpellier 2 et de Rouen, Montpellier (France), 22 mai 2012*. Communication orale.
- [11] **DIEPPOIS B.**, DURAND A., FOURNIER M., DIEDHIOU A., FONTAINE B., MASSEI N., NOUACEUR Z., SEBAG D. (2012) Analyse fréquentielle des précipitations au Sahel et des relations avec les températures de surface de l'Océan Atlantique entre 1950 et 2005. *Séminaire du laboratoire HydroSciences Montpellier et M2C Rouen/Caen « Traitement et analyse de séries chronologiques en hydro-climatologie, Montpellier (France), 22 mai 2012*. Communication orale.

- [12] **DIEPPOIS B.**, DURAND A., FOURNIER M., DIEDHIOU A., FONTAINE B., MASSEI N., NOUACEUR Z., SEBAG D. (2012). Variabilité basse-fréquence des précipitations au Sahel et ses relations avec l'océan Atlantique. *Journée des doctorants 2012 du Laboratoire Morphodynamique Continentale et Côtière (M2C), Université de Rouen, Rouen (France), 8 juin 2012.* Communication orale.
- [13] **DIEPPOIS B.**, DURAND A., FOURNIER M., DIEDHIOU A., FONTAINE B., MASSEI N., NOUACEUR Z., SEBAG D. (2012) Variabilité décennale des précipitations au Sahel : téléconnexion avec les SST Atlantique. *Séminaire du Laboratoire d'étude de Transfert en Hydrologie et Environnement (LTHE), Université Joseph Fourier-Grenoble I, Grenoble (France), 25 octobre 2012.* Communication orale.