

REPUBLIQUE DE CÔTE D'IVOIRE
UNION-DISCIPLINE-TRAVAIL

MINISTÈRE DE L'ENSEIGNEMENT SUPÉRIEUR
DE LA RECHERCHE ET DE L'INNOVATION
TECHNOLOGIQUE

UNIVERSITÉ FELIX HOUPHOUËT-BOIGNY



UNITÉ DE FORMATION ET DE RECHERCHE
SCIENCES DES STRUCTURES DE LA MATIÈRE
ET DE TECHNOLOGIE



LABORATOIRE DE PHYSIQUE DE L'ATMOSPHÈRE ET DE
MECANIQUE DES FLUIDES (LAPA-MF)
22 BP 582 ABIDJAN 22

Téléphone/Télécopie: (225) 22 48 84 86

N° d'ordre 806/2013

THESE UNIQUE DE DOCTORAT ès SCIENCES PHYSIQUES

Présentée par

SILUE SIELE

*Pour obtenir le grade de **DOCTEUR ès SCIENCES***

LES AEROSOLS SAHELO-SAHARIENS : DYNAMIQUE SPATIO-TEMPORELLE, INFLUENCE SUR LA CONVECTION ET LES PRECIPITATIONS DANS LA ZONE SOUDANO-SAHELIENNE

Soutenue publiquement le 12 Août 2013 devant la commission d'examen composée de :

M ASSAMOI Paul	<i>Professeur, Université F.H.B (Côte d'Ivoire)</i>	Président
M DIEDHIOU Arona	<i>Directeur de Recherche, IRD, Grenoble (France)</i>	Rapporteur
M NDIONE Jacques André	<i>Directeur de Recherche, CSE, Dakar (Sénégal)</i>	Rapporteur
M KONARE Abdourahamane	<i>Maître de Conférences, Université F.H.B (Côte d'Ivoire)</i>	Examineur
M IROPLO Clark	<i>Maître Assistant, Université F.H.B (Côte d'Ivoire)</i>	Examineur
Mme YOBOUE Véronique	<i>Maître de Conférence, Université F.H.B (Côte d'Ivoire)</i>	Directeur de thèse

A la mémoire de mon père

A la mémoire de Chifolo

A la mémoire de Sana Issa

REMERCIEMENTS

Cette thèse trouve son aboutissement après bien des péripéties dont une longue période de maladie et certaines personnes y ont énormément contribué en m'aidant et en me soutenant. Enfin, parce qu'elles m'ont transmis l'énergie nécessaire pour non seulement achever la thèse mais pour mes projets personnels. Je voudrais ici leur exprimer toute ma gratitude et mes profonds remerciements.

Je voudrais dans un premier temps rendre grâce à Dieu, le clément et miséricordieux qui m'a non seulement pratiquement ramené à la vie mais a mis sur mon chemin des hommes et des femmes qui trouvent leur joie dans l'épanouissement de leur prochain. En me levant chaque matin, je me rappelle combien précieux est le privilège de vivre, de respirer, d'être heureux.

Ce travail a été effectué au Laboratoire de Physique de l'Atmosphère et de Mécanique des Fluides (LAPA-MF) de l'UFR-SSMT de l'Université Félix Houphouët Boigny, dirigé par le Professeur Paul Assamoi. Je tiens tout d'abord à le remercier pour m'avoir accueilli dans le cadre du laboratoire. Je tiens ensuite à le remercier et à lui exprimer ma reconnaissance pour l'aboutissement de cette thèse et pour la richesse à tout point de vue des années qui ont vu se dérouler ce travail. Ses conseils m'ont permis de vivre une expérience stimulante, enrichie par son expertise et sa rigueur scientifique qui influenceront longtemps mes projets personnels. Je lui exprime également ma reconnaissance pour avoir accepté de présider le jury de la soutenance.

Ce travail n'aurait pas pu être mené sans l'implication, l'aide et la guidance de Monsieur Abdourahamane Konaré, de Monsieur Arona Diedhiou et de Madame Véronique Yoboué que je remercie énormément. Je ne saurais suffisamment leur exprimer toute ma reconnaissance pour l'intérêt qu'ils n'ont cessé de porter à ma thèse. Durant toutes ces années, j'ai vécu avec eux une expérience très enrichissante et stimulante tant du point de vue scientifique qu'humain. J'ai énormément profité de leur ouverture intellectuelle, de leur bienveillance et de leur générosité. Je voudrais qu'ils sachent que je réalise bien toute la chance que j'ai eu de travailler avec eux et de la grande reconnaissance que je leur dois. Mes discussions avec eux restent des sujets de réflexion très enrichissants.

Je tiens à remercier Madame Véronique Yoboué d'avoir accepté de diriger cette thèse. Je lui dois beaucoup non seulement pour le soutien sans faille qu'elle m'a accordé mais aussi parce que mon arrivée au LAPA-MF a été

possible grâce à elle. Elle n'en sera jamais assez remerciée. Je lui suis vivement reconnaissant pour avoir guidé mes pas sur le chemin de la recherche depuis mon DEA, pour l'encadrement précieux et pour l'intérêt et le temps qu'elle a toujours bien voulu accorder à mes travaux. Ma première rencontre avec la recherche sur la physico-chimie de l'atmosphère date du travail que nous avons effectué sur la composition chimique des eaux de pluies de Lamto ce qui m'a permis de découvrir les aérosols. Je lui serai toujours redevable pour son soutien primordial, son aide, ses conseils et sa sollicitude de tous les instants dans l'aboutissement de ce travail. Elle a toujours pris le temps de m'écouter et de discuter de mes projets personnels, de m'encourager. Je lui exprime ma profonde gratitude de ne pas avoir désespéré de mon regard vide lors de nos différentes discussions. Je me rappelle encore comme si c'était hier du jour où elle a envoyé Monsieur Konaré pour me rencontrer par rapport à mon état de santé et me proposer les services de sa sœur médecin parce que convaincue que je pouvais m'en sortir. Je la remercie parce que cela m'a aidé à espérer et m'a conforté dans ma décision de faire le break. Je lui suis également reconnaissant pour avoir accepté de participer au jury de la soutenance.

Poursuivre ce travail eut été beaucoup plus compliqué sans l'aide de Monsieur Abdourahamane Konaré. Je le remercie vivement pour m'avoir conseillé les données de visibilités horizontales utilisées pour cette thèse. Je lui exprime ma profonde gratitude pour son soutien inconditionnel, ses conseils et son aide non seulement sur le plan de la recherche mais aussi en s'investissant personnellement et constamment dans la recherche des conditions matérielles dont mes deux voyages à Niamey qui ont fortement contribué à la réalisation de ce travail. Son implication constante a été une grande chance pour moi, par l'enthousiasme sans faille qu'il a montré pour cette étude, même dans les moments où ça ne marchait pas, et par son incroyable capacité à toujours avoir une idée de rechange, même quand il n'y a rien à faire. Il a toujours pris le temps de m'écouter, de discuter de mes projets personnels et de me motiver. Son expérience et sa compréhension des propriétés des aérosols désertiques ont beaucoup marqué ce travail. Je le remercie également d'avoir su me faire part depuis le début de ce travail de ses méthodes et de sa conception ambitieuse et moderne de la recherche. Je le remercie de m'avoir soutenu moralement et matériellement durant ma maladie et m'a encouragé à faire le break pour me soigner et que je pouvais compter sur lui pour terminer cette thèse dès que tout irait mieux, ce qu'il a fait. Qu'il trouve ici l'expression de ma profonde reconnaissance pour avoir accepté de participer au jury de ma thèse.

Je tiens à exprimer toute ma gratitude à Monsieur Arona Diedhiou. Je lui suis vivement reconnaissant pour sa sollicitude, l'intérêt et le temps qu'il a bien voulu accorder à mon travail. Expérience riche et très motivante dans ma thèse, mes deux séjours à Niamey n'auraient pas pu avoir lieu sans son aide. Mes remerciements et ma reconnaissance vont à l'endroit de IRD qui a financé les deux séjours par son l'entremise. Je lui adresse mes plus

vifs et sincères remerciements parce qu'il a toujours fait preuve d'une grande écoute et d'une grande aide. Il a pris le temps de m'expliquer les bases de la météorologie tropicale et une composante importante de ce travail, les Ondes d'Est aurait été absente sans son aide. Je lui suis reconnaissant pour les nombreux conseils, critiques, remarques et suggestions toujours justifiés qui ont été fondamentaux pour achever la rédaction de la thèse. Je le remercie de m'avoir communiqué son expérience, ses connaissances, ses méthodes... Sérénité...Flexibilité...Efficacité. Qu'il trouve ici l'expression de ma profonde gratitude parce qu'en plus d'avoir accepté de participer au jury, il a bien voulu rapporter sur cette thèse.

Je suis très honoré que Monsieur Jacques André NDIONE ait accepté de participer au jury de ma thèse en tant que rapporteur. Je lui exprime toute ma gratitude pour sa sollicitude et pour le soin qu'il a apporté à la lecture du manuscrit ainsi que pour ses remarques et suggestions constructives qui m'ont permis d'améliorer davantage mon travail.

J'exprime toute ma reconnaissance à Monsieur Clark Iroplo qui me fait l'honneur de participer au jury de ma soutenance. Ses remarques et suggestions constructives ont grandement contribué à améliorer mon travail de thèse. Je le remercie pour m'avoir constamment encouragé et soutenu.

Un grand merci aux enseignants chercheurs du LAPA-MF notamment à Messieurs V. Doumbia, G. Kouadio, D. Ochou et A. Kobéa pour m'avoir constamment encouragé. Toute ma gratitude en particulier à Monsieur Y. Kouadio pour sa disponibilité, ses conseils, ses encouragements et ses dépannages réguliers et efficaces en informatique.

Merci à Touré N. Evelyne pour son soutien, son aide et sa disponibilité. Ne t'inquiète pas petite sœur, les choses iront plus vite que tu ne le penses. Merci à Kouadio Kouakou pour son aide et sa disponibilité. Merci à tous les thésards du LAPA-MF : Adon, Adjon, Mené, Zaka, Benjamin, Fidèle, Elysée, Modeste, Aka....

Ce travail de thèse a été aussi de nombreux moments de doute. Dans ces moments-là, il est nécessaire d'avoir un entourage compréhensif. Grand merci à toutes les personnes qui m'ont redonné confiance dans les moments de doute et de découragement.

Merci particulièrement aux amis, Soro Tianga Yaya, Yéo Doté, Nomel Memel A.C et à tous les autres pour leur soutien et les moments partagés.

Remerciements

Enfin, merci à mes parents notamment à ma mère et au grand frère Yamani et à sa femme Joelle pour leur compréhension, leur soutien à tout point de vue et toute leur confiance bienveillante sans lesquels je ne serai jamais parvenu à terminer ce travail de thèse.

Merci également à Siélé BM, Doh siélé, Séguélo siélé, Péhè Tomy, Dramane, Tiébéléko, Péforo, Nahoua, Sana et tous les autres... qui m'ont continuellement encouragé, soutenu et accorder toute leur confiance bienveillante.

Merci à tous ceux que je n'ai pas cité ici et Dieu seul sait qu'ils sont nombreux et à qui je reste redevable.

Encore grand merci à tous.

Table des matières

Table des matières	i
Liste des acronymes	vi
Liste des figures	viii
Liste des tableaux	xvi
Résumé et mots clés	xvii
 Introduction générale et objectifs scientifiques	 1
 Chapitre 1: Caractéristiques moyennes de la météorologie en Afrique de l'Ouest, présentation de la zone d'étude	 8
1.1 Cadre géographique de l'étude.....	8
1.2 La circulation atmosphérique générale.....	10
1.3 Définition et mécanismes de la mousson.....	14
1.3.1 Circulation de la mousson.....	15
1.3.1.1 Dans les basses couches.....	15
1.3.1.2 En moyenne et haute troposphère.....	17
1.3.2 Les zones de convection sèche et humide.....	20
1.3.2.1 La Zone de Convergence Intertropicale (ZCIT).....	20
1.3.2.2 La dépression thermique saharienne.....	24
1.4 La saison sèche et les jets de basses couches.....	24
1.5 Le système d'ondes des régions intertropicales.....	26
1.5.1 Observation des Ondes d'Est Africaines: des études pionnières à la campagne d'observation GATE (1974).....	27
1.5.2 Les ondes 3-5 jours.....	29
1.5.3 Les ondes 6-9 jours.....	30

Chapitre 2: Visibilité horizontale et concentration en particules de Poussières.....	32
2.1 Présentation des données de visibilité.....	32
2.2 Les aérosols atmosphériques.....	34
2.2.1 Description générale.....	34
2.2.2 Classification des aérosols atmosphériques.....	35
2.3 Cycle atmosphérique des aérosols désertiques.....	40
2.3.1 Processus de formation de l'aérosol saharien.....	42
2.3.2 Déplacement horizontal des particules et phénomènes locaux.....	45
2.4 Principales zones sources de l'aérosol saharien.....	48
2.5 Transport des poussières désertiques.....	54
2.5.1 Le transport transatlantique.....	55
2.5.2 Le transport vers la Méditerranée et L'Europe.....	56
2.5.3 Le transport vers le Moyen Orient.....	56
2.6 Mécanismes de soulèvements des aérosols désertiques.....	57
2.6.1 Les jets de basses couches.....	57
2.6.2 Les courants de densité associés à la convection humide.....	58
2.6.3 Activité cyclonique.....	59
2.6.4 Dynamique du front intertropical (FIT).....	60
2.7 Le dépôt.....	60
2.8 Impact des aérosols désertiques sur le climat.....	61
2. 9 Visibilité horizontale et concentration en particules en suspension.....	66
 Chapitre 3: Relations poussières-convection-pluie.....	 70
3. 1 Présentation des données.....	70
3.1. 1 Les observations satellitaires de l'OLR.....	71

3.1. 2 Les données de précipitations.....	72
3.1. 3 Les données de la visibilité horizontale.....	72
3.2. Le régime pluviométrique sahélien.....	73
3.2.1 Les systèmes pluvieux sahéliens.....	73
3.2.2 Variabilité interannuelle des précipitations au Sahel.....	74
3.3 Poussières et précipitations en Afrique de l'Ouest.....	77
3.3.1. Evolution de l'OLR et de la hauteur de la pluie.....	78
3.3.2. Brumes sèches et convection.....	79
3.3.3 Poussières et précipitations au Sahel.....	82
Conclusion.....	86
 Chapitre 4: Variabilité spatiale et temporelle des brumes sèches.....	88
 4.1 Environnement moyen associé aux trois périodes.....	88
4.1.1 Evolution des champs moyens et du module du vent.....	89
4.1.2 Les coupes verticales du vent.....	94
4.2 Variabilité spatiale et temporelle des émissions de brumes sèches.....	99
4. 2. 1 Variabilité décennale et interannuelle des brumes sèches.....	101
4.2.1.1 Variabilité décennale.....	101
4.2.1.2 Variabilité interannuelle.....	102
4.2.2 Cycle saisonnier et diurne des brumes sèches.....	104
4. 2.2.1 Cycle saisonnier des brumes sèches.....	104
4.2.2.2 Cycle diurne des brumes sèches.....	108
4. 3 Importance zonale des brumes sèches.....	110
4.4 Effets des poussières minérales sur l'environnement moyen.....	117
Conclusion.....	118

Chapitre 5: Influence potentielle des facteurs de grande échelle	120
5.1 Les données utilisées	120
5.2 Cycle saisonnier des SST globales	122
5.3 Influence de l’océan Atlantique sur la variabilité des réductions de la visibilité	127
5.3.1 Impact de la JNAO	127
5.3.1.1 Variabilité interannuelle de la visibilité horizontale et de la JNAO	129
5.3.1.2 Evolution saisonnière de la visibilité horizontale et de la JNAO	130
5.3.2 Liens entre les températures de l’océan Atlantique et les brumes sèches	132
5.3.2.1 Variabilité interannuelle de la visibilité horizontale et des TSO	134
5.3.2.2 Evolution saisonnière de la visibilité horizontale et des TSO	136
5.4 Influence de la SOI sur la variabilité des réductions de la visibilité	138
5.4.1 Evolution interannuelle de la visibilité horizontale et de la SOI	139
5.4.2 Evolution saisonnière de la visibilité horizontale et de la SOI	140
Conclusion	142

Chapitre 6: Influence de la variabilité synoptique : rôle des Ondes

d’Est	144
6.1 Les jeux de données fréquemment utilisés	145
6.2 Analyse du signal par les ondelettes	146
6.2.1 Principe de la transformée en ondelette	146
6.2.2 Ondelette de Morlet	147
6.2.3 Définition de la transformée en ondelette continue	147
6.3 Mise en évidence des ondes par la méthode de la transformée en ondelette	150
6.3.1 Transformée en ondelette de Morlet de la visibilité horizontale à 700 hPa	150
6.3.2 Transformée en ondelette de Morlet du vent méridien à 700 hPa	154
6.4 Evolution annuelle de la visibilité horizontale et des ondes d’est africaines	157
6.5 Réduction de la visibilité horizontale et ondes d’est africaines	160
6.5.1 Evolution de la visibilité horizontale et des ondes 3-5 jours	160
6.5.2 Evolution de la visibilité horizontale et des ondes 6-9 jours	163
6.6 Evolution de la visibilité, du vent méridien brut et filtré à 700 hPa et de la variance	166

Table des matières

6.6.1 Suivi synoptique des anomalies cycloniques : Exemple du 30 juillet 1985.....	166
6.6.2 Evolution du vent méridien brut et filtré à 700 hPa et de la visibilité.....	168
6.6.3 Evolution de la visibilité horizontale et de la variance du vent méridien filtré.....	170
6.6.4 Evolution interannuelle de la visibilité et de la variance saisonnière du vent méridien filtré.....	172
Conclusion.....	175
Conclusion générale et perspectives.....	178
Références bibliographiques.....	182
Annexe	

Liste des acronymes

AEJ	African Easterly Jet
AEW	African Easterly wave
AMMA	Analyse Multidisciplinaire de la Mousson Africaine
ASECNA	Agence pour la Sécurité de la Navigation Aérienne en Afrique et à Madagascar.
CAS	Couche d'Air Saharienne
CCN	Cloud Condensation Nuclei
CERES	Clouds and the Earth's Radiant Energy System
CRU	Climate Research Unit
ECMWF	European Center for Medium-range Weather Forecasts
ERSST	Extended Reconstructed Sea Surface Temperature
FIT	Front Inter Tropical
GATE	GARP's Atlantic Tropical Experiment
HL	Heat Low
IN	Ice Nuclei
IPCC (GIEC)	Intergovernmental Panel on Climate Change (Groupe International d'Experts sur le Climat)
JEA	Jet d'Est Africain
JET	Jet d'Est Tropical
JNAO	Jones North Atlantic Oscillation
JOST	Jet d'Ouest Subtropical
LLJ	Low Level Jet
MAO	Mousson d'Afrique de l'Ouest
MISR	Multi-angle Imaging Spectroradiometer
MODIS	Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer

Liste des acronymes

NAO	North Atlantic Oscillation
NCAR	National Center for Atmospheric Research
NCEP	National Center for Environment Prediction
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
OLR	Outgoing Longwave Radiation
SAL	Couche d'Air Saharienne
SHADE	SaHAran Dust Experiment
SOI	Southern Oscillation Index
SST	Sea Surface Tempéraure
STJ	Subtropical Jet
TEJ	Tropical Easterly Jet
TNA	Tropical North Atlantic
TOA	Terre-Océan-Atmosphère
TOMS	Total Ozone Mapping Spectrometer
TSA	Tropical South Atlantic
TSO	Température de Surface de l'Océan
WMO	World Meteorological Organization
WMSSC	World Monthly Surface Station Climatology
ZCIT	Zone de Convergence Inter Tropicale

Liste des figures

Chapitre 1

- Figure 1.1:** Délimitation des zones climatiques de l'Afrique de l'Ouest. La bande formée par les limites rouges définit le Sahel.....9
- Figure 1.2 :** Circulation de Hadley (Caminade, 2006).....11
- Figure 1.3 :** Circulation globale de type Walker (Caminade, 2006).....13
- Figure 1.4 :** Circulation atmosphérique moyenne pendant l'été boréal (Lavaysse, 2006).....16
- Figure 1.5:** Flux de vents et de pression sur l'Afrique en janvier (en haut) et en juillet/août (en bas) (Nicholson, 1996). La position de la ZCIT est représentée en pointillés.....23
- Figure 1.6:** Champ de vent non filtré à 700 hPa pour illustrer le passage d'une perturbation 3-5 jours (colonne gauche, du 10 au 12 juillet 1988) et celui d'une onde 6-9 jours (colonne droite, du 27 au 29 juillet 1988) ; les isolignes sont les lignes de courant associées (Diedhiou, 1998).....29

Chapitre 2

- Figure 2.1 :** Distribution en taille et mécanismes de formation des différents types d'aérosols atmosphériques d'après Whitby et Cantrell (1976). Source Laurent (2005).....36
- Figure 2.2:** Schéma du cycle des aérosols désertiques (Laurent, 2005).....42
- Figure 2.3 :** Schéma des processus intervenant dans l'émission des aérosols désertiques (Laurent, 2005).....44
- Figure 2.4a:** Altération de la visibilité par la brume de poussière à Nouakchott le 02 juillet 1993 à 12 heures (carrefour ASECNA) (Nouaceur, 2002).....46

Figure 2.4b : Mur de sable aux environs de Kiffa en mai 1994 (Nouaceur, 2002).....	46
Figure 2.4c: Tempête de sable à Nouakchott le 27 janvier 1993 à 15 heures. La réduction de la visibilité est plus importante qu'en période de brume (Nouaceur, 2002).....	46
Figure 2.5: Carte de l'Afrique du nord présentant les principaux paysages du Sahara : massifs montagneux, grands ergs et hamadas d'après Callot et al (2000) (source: Laurent, 2005).....	49
Figure 2.6: Position des zones sources d'aérosol saharien selon différents auteurs ; B1 (Bertrand et al, 1974) ; A1, A2, A3, A4 (D'Almeida, 1986) S1, S2 (Bergametti, 1987). Les principaux reliefs sont indiqués ; At : Atlas, H : Hoggar, TN : Tassili N'Ajjer, AI : Adrar des Iforhas, A : Aïr, T : Tibesti, E : Ennedi, O : Ouadaï, Si : Sinaï. (Legrand, 1990).....	51
Figure 2.7: Moyenne annuelle de l'IDDI en Kelvin de METEOSAT-IR sur la période 1984-1993 indiquant la localisation des principales zones sources d'aérosols désertiques en Afrique du nord (Brooks et Legrand, 2000).....	52
Figure 2.8: Moyenne mensuelle sur la période 1980-1992 de l'AI de TOMS ($\times 10$) illustrant les principales zones sources de l'Afrique du nord : Bodélé ; Afrique de l'ouest ; désert Nubien et désert Libyen (Engelstaedter et al., 2006).....	53
Figure 2.9: Les principales sources et directions de transport préférentielles des poussières désertiques, d'après Meigs (1953) et Coudé-Gaussen (1984), (source: Laurent, 2005).....	55
Figure 2.10 : Forçage radiatif moyen mondial du climat pour l'an 2000 (en $W.m^{-2}$) (IPCC, 2001).....	62
Figure 2.11: Schéma de l'impact d'une couche d'aérosol sur le rayonnement solaire et terrestre (source, Vergé-Dépré, 2007).....	63

Figure 2.12: Schéma des effets indirects des aérosols (source Boucher, 2003).....	65
--	----

Chapitre 3

Figure 3.1: Rayonnement OLR moyen au cours de l'été boréal (1 ^{er} juin-30 septembre), à partir des données de la NOAA (tiré de Lavaysse, 2006).....	72
--	----

Figure 3.2: Cumul annuel moyen de précipitations (période 1950-1999) sur l'Afrique de l'Ouest en mm.....	74
---	----

Figure 3.3: Cumul moyen des précipitations (en mm) de juillet à septembre (JAS). De haut en bas : la période 1957-1961, la période 1970-1974 et la période 1983-1987.....	75
--	----

Figure 3.4: Indices pluviométriques interannuels des hauteurs de pluie annuelle par rapport à la période 1901-1994. De haut en bas respectivement la zone sahélienne, la zone soudanienne et la zone guinéenne.....	77
--	----

Figure 3.5: Evolution de l'OLR ($W.m^{-2}$) et de la hauteur de la pluie (cm) des mois de juillet, août septembre de 1983 à 1987.....	79
--	----

Figure 3.6: Evolution annuelle moyenne (1983-1987) de la visibilité horizontale (Km) et de l'OLR ($W.m^{-2}$).....	80
---	----

Figure 3.7 : Evolution de la visibilité horizontale et de la pluie pour une année moyenne sur chacune des trois périodes. 1957-1961 (à gauche) ; 1970-1874 (au milieu) et 1983-1987 (à droite).....	84
--	----

Figure 3.8: Evolution de la visibilité horizontale (Km) et de la pluie (cm) de 1957 à 1987.....	84
--	----

Chapitre 4

- Figure 4.1 :** Champs moyens et module du vent à 925 hPa montrant l'évolution du flux de mousson au cours des périodes 1957-1961, 1970-1974 et 1983-1987, respectivement de haut en bas.....90
- Figure 4.2 :** Champs moyens et module du vent à 700 hPa montrant l'évolution du JEA au cours des périodes 1957-1961, 1970-1974 et 1983-1987, respectivement de haut en bas.....92
- Figure 4.3 :** Champs moyens et module du vent à 200 hPa montrant l'évolution du JET au cours des périodes 1957-1961, 1970-1974 et 1983-1987, respectivement de haut en bas.....93
- Figure 4.4:** Régime moyen du vent zonal sur les trois périodes : 1957-1961 ; 1970-1974 et 1983-1987 respectivement de haut en bas.....95
- Figure 4.5:** Régime moyen du vent méridien sur les trois périodes : 1957-1961 ; 1970-1974 et 1983-1987 respectivement de haut en bas.....97
- Figure 4.6:** Régime moyen du vent vertical sur les trois périodes : 1957-1961 ; 1970-1974 et 1983-1987 respectivement de haut en bas.....98
- Figure 4.7:** Cycle décennal de la visibilité horizontale moyenne (en Km) sur la période 1957-1961, 1970-1974 et 1983-1987.....101
- Figure 4.8:** Cycle interannuel de la visibilité horizontale moyenne (en Km) sur la période 1957-1961 (à gauche), 1970-1974 (au milieu) et 1983-1987 (à droite).....103
- Figure 4.9:** Evolution de la visibilité horizontale moyenne saisonnière décennale sur la période 1957-1961 (à gauche), 1970-1974 (au milieu) et 1983-1987 (à droite).....105

Figure 4. 10: Evolution de la visibilité horizontale synoptique du mois de février de l'année 1985, mesurée entre 0H et 6H; entre 9H et 15H et entre 18H et 21H.....	108
Figure 4.11: Evolution de la visibilité horizontale moyenne annuelle (en Km) dans la zone sahélo-saharienne (en haut), sahélienne (au milieu) et soudano-sahélienne (en bas).....	111
Figure 4.12: Evolution de la visibilité horizontale moyenne mensuelle décennale dans la zone sahélo-saharienne (en haut); sahélienne (au milieu) et soudano-sahélienne (en bas).....	112

Chapitre 5

Figure 5.1 : Localisation des stations de mesure de la JNAO et de la SOI et des régions de mesure de la TNA et de la TSA (rectangle).....	122
Figure 5.2: Cycle saisonnier moyen de la SST (en K) sur la période 1957-1961: De janvier à mars (en haut) et de juillet à septembre (en bas).....	124
Figure 5.3: Cycle saisonnier moyen de la SST (en K) sur la période 1970-1974: De janvier à mars (en haut) et de juillet à septembre (en bas).....	125
Figure 5.4: Cycle saisonnier moyen de la SST (en K) sur la période 1983-1987: De janvier à mars (en haut) et de juillet à septembre (en bas).....	126
Figure 5.5: Schéma représentant les deux phases de la NAO avec (A) la phase positive de la NAO et (B) la phase négative. Les lignes rouges et bleues représentent la pression au niveau de l'océan, les flèches montrent les vents et la circulation marine dominante. D'après Wanner et al. (2001) et tiré de Espinoza Villare (2009).....	128
Figure 5.6: Evolution de l'indice de la NAO de 1860 à 2000.....	128

Figure 5.7: Evolution interannuelle de la visibilité horizontale et la JNAO.....	129
Figure 5.8 : Evolution saisonnière de la visibilité horizontale et de l'indice de la JNAO de mai à octobre (A) et de novembre à avril (B).....	130
Figure 5.9: Evolution interannuelle de la visibilité horizontale de la TNA (A) et de la visibilité horizontale et de la TSA (B).....	135
Figure 5.10 : Evolution saisonnière de la visibilité horizontale de la TNA. Entre mai et octobre (A) et entre novembre et avril (B).....	136
Figure 5.11 : Evolution saisonnière de la visibilité horizontale de la TSA. Entre mai et octobre (A) et entre novembre et avril (B).....	137
Figure 5.12 : Evolution interannuelle des anomalies de la SOI de 1949 à 2009.....	139
Figure 5.13: Evolution interannuelle de la visibilité horizontale et de l'indice de la SOI....	140
Figure 5.14: Evolution saisonnière de la visibilité horizontale et de l'indice de la SOI. Entre mai et octobre (A) et entre novembre et avril (B).....	141

Chapitre 6

Figure 6.1: Module de la transformée en ondelette de Morlet de la visibilité à 700 hPa à Nouadhibou (17,02°W ; 20,56°N). A gauche, la période 1970-1974 ; à droite, la période 1983-1987.....	152
Figure 6.2: Module de la transformée en ondelette de Morlet de la visibilité à 700 hPa à Tombouctou (3°W; 16,46°N). A gauche, la période 1957-1961 ; au milieu, la période 1970-1974 ; à droite, la période 1983-1987.....	153

- Figure 6.3:** Module de la transformée en ondelette de Morlet du vent méridien à 700 hPa à Nouadhibou ($17,02^{\circ}\text{W}$; $20,56^{\circ}\text{N}$). A gauche, la période 1970-1974 ; à droite, la période 1983-1987.....155
- Figure 6.4:** Module de la transformée en ondelette de Morlet du vent méridien à 700 hPa à Tombouctou (3°W ; $16,46^{\circ}\text{N}$). A gauche, la période 1957-1961 ; au milieu, la période 1970-1974 ; à droite, la période 1983-1987.....156
- Figure 6.5:** Evolution annuelle de la visibilité (en noir), de l'onde moyenne 3-5 jours (en jaune) et de l'onde moyenne 6-9 jours (en rouge) à Nouadhibou ($17,02^{\circ}\text{W}$; $20,56^{\circ}\text{N}$). A gauche, la période 1970-1974 ; à droite, la période 1983-1987.....158
- Figure 6.6:** Evolution annuelle de la visibilité (en noir), de l'onde moyenne 3-5 jours (en jaune) et de l'onde moyenne 6-9 jours (en rouge) à Tombouctou (3°W ; $16,46^{\circ}\text{N}$). A gauche, la période 1957-1961 ; au milieu, la période 1970-1974 ; à droite, la période 1983-1987.....159
- Figure 6.7 :** Evolution de la visibilité (en noir) et des ondes 3-5 jours de la visibilité (en rouge) et du vent filtré (en jaune) à Nouadhibou ($17,02^{\circ}\text{W}$; $20,56^{\circ}\text{N}$). A gauche, la période 1970-1974 ; à droite, la période 1983-1987.....161
- Figure 6.8 :** Evolution de la visibilité (en noir) et des ondes 3-5 jours de la visibilité (en rouge) et du vent filtré (en jaune) à Tombouctou (3°W ; $16,46^{\circ}\text{N}$). A gauche, la période 1957-1961 ; au milieu, la période 1970-1974 ; à droite, la période 1983-1987.....162
- Figure 6.9 :** Evolution de la visibilité (en noir) et des ondes 6-9 jours de la visibilité (en rouge) et du vent filtré (en jaune) à Nouadhibou ($17,02^{\circ}\text{W}$; $20,56^{\circ}\text{N}$). A gauche, la période 1970-1974 ; à droite, la période 1983-1987.....164

- Figure 6.10 :** Evolution de la visibilité (en noir) et des ondes 6-9 jours de la visibilité (en rouge) et du vent filtré (en jaune) à Tombouctou (3°W ; $16,46^{\circ}\text{N}$). A gauche, la période 1957-1961 ; au milieu, la période 1970-1974 ; à droite, la période 1983-1987.....165
- Figure 6.11 :** Carte de circulation du vent méridien à 700 hPa (en haut : vent brut) ; au milieu : (vent filtré entre 3 et 5 jours) le 30 juillet 1985. Evolution du vent brut (noir) et filtré (vert) entre 3 et 5 jours en 1985 (en bas).....167
- Figure 6.12 :** Evolution annuelle de la visibilité (en vert) et du vent méridien (en noir). Vent brut (en haut), filtré entre 3 et 5 jours (au milieu) et filtré entre 6 et 9 jours (en bas).....169
- Figure 6.13 :** Evolution annuelle de la visibilité (en vert) et de la variance du vent méridien filtré entre 3 et 5 jours (au haut) puis entre 6 et 9 jours (en bas).....171
- Figure 6.14:** Evolution de la variance saisonnière du vent filtré entre 3 et 5 jours (en vert) et de la visibilité moyenne annuelle (en noir).....173
- Figure 6.15:** Evolution de la variance saisonnière du vent filtré entre 6 et 9 jours (en vert) et de la visibilité moyenne annuelle (en noir).....174

Liste des tableaux

Chapitre 2

Tableau 2.1 Type de station et caractéristiques géographiques.....	33
---	----

Tableau 2.2 : Estimations récentes des émissions annuelles globales du contenu atmosphérique d'après Andréae (1995) et actualisé par Ramanathan et al. (2001). (tiré de Pancréati, 2003).....	39
--	----

Tableau 2.3 : Récapitulatif des études et des estimations par méthodes indirectes des émissions globales d'aérosols désertiques réalisées depuis une quinzaine d'années d'après Duce (1995) et Zender et al., (2004), les estimations basées sur les mesures de dépôts en zones océaniques sont indiquées entre parenthèses (source Laurent, 2005).....	41
--	----

Tableau 2.4 : Estimation des émissions d'aérosols du Sahara (Goudie et Middleton, 2001).....	43
---	----

Tableau 2.5 : Relation entre visibilité horizontale (en Km) et la concentration en particules en suspension (C en $\mu\text{g.m}^{-3}$) à l'exception de la relation 3 où C est en g.m^{-2}	67
---	----

Chapitre 4

Tableau 4.1 Visibilité horizontale moyenne trimestrielle (Km) de la zone sahélo-saharienne.....	115
--	-----

Tableau 4.2 Visibilité horizontale moyenne trimestrielle (Km) de la zone Sahélienne.....	116
---	-----

Tableau 4.3 Visibilité horizontale moyenne trimestrielle (Km) de la zone soudano-sahélienne.....	116
---	-----

Résumé

Ce travail de thèse aborde la mise en évidence de la variabilité spatiale et temporelle des émissions de poussières sahélo-sahariennes à partir des observations des réductions de la visibilité horizontale dans les stations de l'ASECNA. Nous analysons également d'une part les interactions entre les visibilités horizontales et les facteurs contrôlant la circulation à grande échelle tels que l'Oscillation de l'Atlantique Nord (NAO), l'Oscillation Sud (SOI), les températures de l'océan Atlantique et la hauteur de la pluie et d'autre part l'influence potentielle des ondes d'est africaines sur la variabilité de la visibilité horizontale.

L'analyse statistique des visibilités horizontales estimées au sol dans 40 stations réparties sur la zone sahélienne de l'Afrique de l'Ouest, a permis de mettre en évidence une amplification particulièrement considérable des émissions de brumes sèches sur la côte ouest du Sahel, dans la région située entre la Mauritanie et le Mali, à l'ouest de la Mauritanie et dans la haute boucle du Niger. La zone caractérisée par un maximum de variabilité inclut largement le Sahel (15°N-20°N). Les stations de cette zone sont caractérisées par un renforcement progressif de la brume sèche en suspension entre 1970 et 1987, suggérant une nouvelle distribution géographique des zones sources de poussières minérales. Parallèlement à la diminution régulière de la visibilité horizontale entre 1957 et 1987, nous observons une descente régulière des isohyètes vers le sud et associée à baisse de la pluviométrie moyenne annuelle. De plus, concomitamment à la réduction des visibilités horizontales et des précipitations, on observe un renforcement du Jet d'Est Africain (JEA) et à un affaiblissement du flux de mousson et du Jet d'Est Tropical (JET).

L'analyse de l'interaction entre les poussières et les paramètres océaniques a montré que la JNAO et la SOI ont une influence sur la variabilité saisonnière des réductions de la visibilité horizontale. De plus, une amplification des émissions des poussières sahéliennes est associée à un refroidissement dans l'Atlantique tropical nord et à un réchauffement dans l'Atlantique tropical sud.

Enfin, l'étude de l'influence potentielle des ondes d'est a montré que la transformée en ondelette de Morlet de la visibilité horizontale permet de mettre en évidence les ondes de périodicité comprise entre 3 et 5 jours et les ondes 6-9 jours ainsi que leur caractère intermittent. Cette étude nous a également permis de montrer que l'amplification de l'activité des ondes d'est notamment celles de périodicité comprise entre 3-5 jours entraînait une forte diminution de la visibilité synonyme d'une importante charge atmosphérique en poussières désertiques. En revanche, à partir d'un certain seuil, cette charge atmosphérique entraînait en retour une inhibition de l'activité de ces ondes, suggérant une sorte de rétroaction entre activité des ondes d'est et les émissions de poussières.

Mots clés : Visibilité horizontale, précipitation, paramètres océaniques, ondes d'est africaines, Sahel.

Introduction générale et objectifs scientifiques

L'étude des aérosols suscite un intérêt croissant depuis la mise en évidence de leur étroite interdépendance avec les processus climatiques. En effet, le réchauffement de notre planète ($0,6 \pm 0,2^{\circ}\text{C}$ depuis le début du 20^{ème} siècle, [GIEC, 2001]) est aujourd'hui un sujet qui préoccupe les gouvernements et qui intéresse de nombreux scientifiques à travers le monde. Ce changement climatique est considéré comme résultant principalement de l'augmentation de la teneur atmosphérique en gaz à effet de serre. Toutefois, bien qu'elles soient de taille microscopique, les particules d'aérosols éjectés dans l'atmosphère chaque année jouent un rôle important sur le bilan énergétique, le cycle de l'eau et l'équilibre dynamique de l'atmosphère (Myhre et al., 2003 ; Highwood et al., 2003). Ils absorbent et diffusent les rayonnements solaires et telluriques, entraînent une modification du taux d'échauffement atmosphérique et peuvent servir de noyaux de condensation. Ils constituent ainsi un des agents cruciaux du changement climatique. L'impact des aérosols sur l'atmosphère dépend de leurs propriétés physico-chimiques (Kaufman et al., 2005), de leur concentration, de leur distribution spatiale et temporelle (Todd et al., 2007), et de l'albédo du sol. Or ces paramètres présentent une forte variabilité et sont faiblement documentés. En effet, le rapport de 2001 du GIEC soulignait l'incertitude majeure liée au rôle des aérosols atmosphériques sur le climat, et reconnaît le niveau très imparfait de notre compréhension de l'interaction entre ces particules et les autres composantes du climat. Les aérosols sont donc une des plus grandes sources d'incertitude des projections des changements climatiques passés et futurs et de leur interprétation. La caractérisation de la nature et de la distribution des aérosols troposphériques afin d'introduire leurs effets, directs et indirects, dans les modèles de climat constitue donc un défi auquel est confrontée la recherche atmosphérique.

Les aérosols sont, par définition, les particules solides ou liquides, en suspension dans l'atmosphère, c'est-à-dire présentant une vitesse de chute suffisamment faible pour que leur durée de résidence dans l'air, bien que très inférieure à celle de la plupart des gaz, les autorise à participer de façon sensible à la physico-chimie de l'atmosphère. Un catalogue exhaustif des aérosols doit prendre en compte, toute une gamme de particules de diamètres compris entre quelques dizaines de nanomètres et quelques dizaines de micromètres. On peut ainsi, recenser les aérosols minéraux directement produits au niveau des sols par l'activité agricole, l'activité minière ou produits par l'action éolienne sur les zones arides et semi arides, catégorie d'aérosols qui nous intéresse dans la présente thèse. Les aérosols dits « anthropiques » ou «

aérosols de pollution », sont dérivés de l'activité humaine urbaine et périurbaine au sens large. A ces deux types d'aérosols, il faut ajouter les aérosols marins produits par les mers et les océans et ceux d'origine volcanique.

Parmi les composantes de l'aérosol troposphérique, l'aérosol désertique représente la composante principale, avec une proportion d'environ 43 % de la masse totale d'aérosols produite par an, sources naturelles et anthropiques confondues (Andréa, 1995). Leurs sources géographiques sont concentrées dans les zones arides et semi-arides du globe. Ainsi, chaque année de grandes quantités d'aérosols sahariens sont transportées depuis l'Afrique du Nord et le bassin du Tchad vers le golfe de Guinée par les alizés de Nord-est. C'est le phénomène de l'Harmattan qui a des répercussions importantes sur les populations, l'environnement et les équipements techniques. En effet, le cycle des poussières désertiques (émission - transport - dépôt) a pour conséquence une désertification en zones sources par perte de nutriments de la couche superficielle du sol et un enrichissement du milieu en zones de retombées océanique ou continentale. De plus, les brumes sèches, en aggravant les conditions météorologiques, peuvent intervenir dans divers aspects socio-économiques, notamment en nuisant au trafic aérien ou à la santé des populations. Par ailleurs, il est maintenant admis que ces aérosols minéraux sont impliqués dans des processus chimiques multiphasiques au travers desquels ils interagissent avec des espèces azotées ou soufrées. Ainsi, ils peuvent modifier les propriétés d'acidité, de nombre, de taille et de composition chimique d'autres familles d'aérosols. Toutefois, la plupart des études portant sur les aérosols désertiques sont liées à leur contribution au bilan radiatif terrestre. En effet, ces aérosols ont la capacité de réfléchir et/ou d'absorber les rayonnements solaires (visible) et telluriques (infrarouge). Ils peuvent ainsi induire une diminution du flux solaire incident en surface et/ou un réchauffement de l'atmosphère, le signe des forçages induits dépendant à la fois des propriétés optiques de l'aérosol et de celles de la surface considérée (Li et al., 1996 ; Sokolik et Toon, 1996 ; Tegen et Lacis, 1996 ; Sokolik et al., 2001).

Les émissions de ces aérosols sont essentiellement contrôlées par des paramètres climatiques. En effet, depuis les grandes sécheresses climatiques, l'une des caractéristiques du temps observée en Afrique au nord de l'équateur est la présence quasi constante d'aérosols désertiques en suspension dans l'atmosphère. Pour une densité suffisante, ils constituent le phénomène de brume sèche. Les phénomènes de brume sèche et de vent de sable y constituent désormais et au même titre que la saison des pluies, un événement climatique saisonnier (Bertrand, 1977 ; Gac et al., 1991, N'Tchayi, 1992 ; Ozer, 2002). Cette nouvelle tendance

climatique qui découle directement des sécheresses et des récents bouleversements des écosystèmes sahéliens a suscité un intérêt scientifique sans cesse croissant pour l'étude des aérosols désertiques. Ces désastres successifs ont surtout stimulé la recherche d'une meilleure compréhension de l'occurrence de telles conditions climatiques extrêmes par la mise en place de programmes d'étude des caractéristiques des aérosols (SHADE: SaHaran Dust Experiment, SUMUM : Saharan Mineral Dust Experiment....).

L'Afrique sub-saharienne est la région du globe qui a connu le plus grand déficit pluviométrique lors des 30 dernières années du 20^{ème} siècle, ce qui eut des conséquences socio-économiques désastreuses. En effet, depuis la fin des années 1960, les cumuls annuels enregistrés dans ces régions ont assez brutalement basculé d'une situation excédentaire à une autre très déficitaire, sans précédent. Les années anormalement sèches se sont succédées de façon exceptionnelle, générant ainsi une tendance négative à long terme de la pluviométrie qui installa la période de sécheresse la plus importante durant le 20^{ème} siècle sur notre planète (Fontaine et Janicot, 1997). De plus, la prévision saisonnière des précipitations en Afrique de l'Ouest est devenue, ces dernières décennies, un des enjeux majeurs et une question cruciale pour l'économie et les sociétés des pays ouest africains. Les graves conséquences des famines qu'a connues le Sahel pendant les années 70 et les années 80 ont conduit un grand nombre de chercheurs scientifiques (Fontaine et Janicot, 1996 ; Lamb, 1983) à s'intéresser aux mécanismes plausibles responsables des périodes de sécheresses.

Si on considère l'ensemble des études qui ont portées sur l'interprétation de la variabilité interannuelle, décennale et multi-décennale des précipitations en Afrique sub-saharienne de la fin des années 70 à nos jours, deux grandes familles d'acteurs climatiques d'influence ont été mises en évidence : l'évolution temporelle des conditions de surface océanique et les fluctuations des caractéristiques des conditions de surface continentale (albédo, humidité des sols, végétation, rugosité des sols). De nombreuses études s'accordent sur le fait que la tendance multi-décennale contrastant la période humide (1950-1970) de la période sèche (1970-1999) sur le Sahel semble associée à un basculement inter hémisphérique des anomalies de températures de surface océaniques post 70 (les SST étant relativement chaudes dans les moyennes et hautes latitudes de l'hémisphère Nord et froide dans l'hémisphère Sud avant 1970, cette tendance s'inversant après). Les différents bassins d'influence et les mécanismes physiques mis en jeu diffèrent néanmoins très fortement d'une étude à l'autre, car ces études reposent pour la plus grande partie sur la modélisation numérique.

Différentes questions scientifiques sont aujourd'hui abordées en particulier celles portant sur la dynamique de la mousson africaine, ou sur l'hygroscopicité et la redistribution convective des poussières désertiques. Par ailleurs, l'impact des poussières désertiques sur la dynamique atmosphérique est une préoccupation majeure. D'une part, la prédiction de leurs champs de concentration est un réel problème pour les questions de santé des populations. D'autre part, leurs propriétés radiatives antagonistes complexifient substantiellement la prévision atmosphérique dans les régions où elles sont émises et transportées. De plus, étant donné les impacts importants de la variabilité du climat en Afrique de l'Ouest sur les activités humaines à l'échelle régionale et globale, il devient fondamental de mieux comprendre les mécanismes physiques de cette variabilité de manière à en améliorer la prévision saisonnière. Aujourd'hui, il reste encore difficile d'évaluer cette variabilité même en connaissant l'un de ses facteurs climatiques dominants : la mousson africaine. En effet, le rôle de plusieurs paramètres clés dans la variabilité des pluies en Afrique de l'Ouest demeure mal cerné ; en particulier l'impact des aérosols désertiques sur le bilan radiatif en Afrique de l'Ouest et par conséquent sur la dynamique de la Mousson Ouest Africaine (MAO). D'autant plus que, cette région représente la principale zone source d'aérosols minéraux à l'échelle du globe et que la corrélation entre la sécheresse au Sahel et l'augmentation de la teneur en poussières minérales dans l'atmosphère est déjà établie (N'Tchayi et al., 1994 ; 1997), même si la cause de ce phénomène reste inconnue. S'agit-il d'un changement des facteurs climatiques impliqués dans les émissions d'aérosols (augmentation de l'intensité des vents en période de sécheresse) ? D'une diminution de la végétation ? Ou d'une combinaison de ces deux facteurs et d'autres facteurs ?

De plus, de nombreuses études ont montré que l'activité annuelle en aérosols désertiques en Afrique au nord de l'équateur, est maximale durant la saison de mousson, particulièrement durant les mois de juin-juillet (Engelstaedter et Washington, 2007; Schepanski et al., 2007). Ceci en coïncidence avec la progression vers le nord de la mousson, de la saison des ondes d'est et du passage du front intertropical au-dessus des zones sources d'aérosols désertiques en Afrique au nord de l'équateur. En ce qui concerne les ondes d'est, les recherches motivées par la période prolongée de sécheresse dans les régions soudano-sahéliennes, avec des conséquences catastrophiques sur les ressources alimentaires et l'économie des Etats concernés, ont permis de montrer que les précipitations sur ces régions pouvaient être liées à ces perturbations se propageant d'Est en Ouest sur l'Afrique de l'Ouest et sur l'Atlantique.

Pour caractériser la distribution spatiale et temporelle des aérosols désertiques, on dispose en plus de l'imagerie satellitaire, des réanalyses des modèles climatiques et des relevés journaliers des réseaux nationaux ou internationaux. Parmi ces données, nous avons les observations quotidiennes des réductions de la visibilité horizontale au sol dans les stations synoptiques de l'ASECNA.

L'objectif de ce travail consiste à utiliser les visibilités horizontales mesurées en routine dans les stations météorologiques de l'ASECNA pour mettre en évidence les variabilités intra-saisonnière, interannuelle et spatiale des poussières minérales dans la zone sahélo-saharienne. Le second objectif de cette étude est d'analyser la dépendance des émissions de ces poussières des conditions climatiques synoptiques et de grande échelle.

Le plan de ce manuscrit se divise en six chapitres.

Nous avons jugé utile dans un premier temps (**chapitre 1**), d'effectuer quelques rappels sur les principaux éléments de la météorologie de l'Afrique de l'Ouest en soulignant certains éléments indispensables pour notre travail.

Le chapitre 2 décrit les processus d'émission des aérosols, leur classification en fonction de plusieurs critères tels que l'origine et leur domaine de résidence dans l'atmosphère. Il présente également la relation entre visibilité horizontale et concentration en particules en suspension dans l'atmosphère.

Le chapitre 3 examine la relation entre la poussière en suspension et les précipitations au Sahel sur les périodes 1957-1961, 1970-1974 et 1983-1987. Nous commencerons par présenter l'évolution spatiale des précipitations de 1957 à 1987.

Dans **le chapitre 4** l'environnement moyen des trois périodes de notre étude est présenté. Nous exploitons ensuite les visibilités horizontales pour analyser l'évolution annuelle, interannuelle et à long terme des brumes sèches ainsi que la mise en évidence des zones à très forte augmentation. Les principales zones sources sont identifiées et comparées à celles identifiées par d'autres auteurs.

Le chapitre 5 sera consacré à l'examen de l'influence potentielle des facteurs de grandes échelles sur les émissions de poussières observées dans la zone sahélienne. Nous nous sommes particulièrement intéressés aux liens avec la JNAO, la SOI, la TNA et la TSA.

Le chapitre 6 porte sur l'analyse en ondelette de la visibilité horizontale ce qui permettra, éventuellement de mettre en évidence l'interaction des ondes d'est africaines et des poussières minérales.

La conclusion rappelle les principaux résultats obtenus et dégages les perspectives inspirées de cette étude.

Chapitre 1

Caractéristiques moyennes de la météorologie en Afrique de l'Ouest, présentation de la zone d'étude

La circulation atmosphérique dans les basses couches en Afrique de l'Ouest est contrôlée par deux flux principaux: le flux de mousson et le flux d'Harmattan. Pendant la saison sèche, l'Harmattan, un air sec et chaud en provenance du désert du Sahara, souffle du Nord-est vers le Sud-ouest (du continent vers l'océan). Aux environs de mi-juin, la Zone de Convergence Inter Tropicale (ZCIT), jusque-là en dessous de 10°N, remonte annonçant le début de la saison humide. Les vents changent et soufflent de l'océan vers le continent, apportant un air chargé d'humidité au-dessus des terres.

La première partie de ce chapitre s'attache à présenter le cadre géographique de notre étude. Les quatre parties suivantes présentent un rappel des caractéristiques de la Mousson d'Afrique de l'Ouest (MAO) en détaillant celles nécessaires à la compréhension du travail présenté dans ce document.

1.1 Cadre géographique de l'étude

L'Afrique de l'Ouest est située entre les tropiques, au nord de l'équateur géographique. Les climats et les types de végétation s'individualisent en fonction des variations pluviométriques plutôt que thermiques. Le passage d'une saison sèche et son allongement, à mesure que l'on s'éloigne de l'équateur, entraîne le passage du climat équatorial et de la forêt dense aux climats tropicaux qui se caractérisent par des forêts claires puis des savanes et des steppes. Deux frontières physiques délimitent l'Afrique Occidentale :

- Les limites septentrionales et orientales qui peuvent être fixées par des critères d'ordre climatique ;
- Les limites littorales de l'Atlantique, au sud, parallèlement à la latitude 5°N et, à l'ouest, vers 17°W de longitude.

La surface continentale en Afrique Occidentale est organisée autour de trois bandes zonales, reflétant celle des pluies avec des gradients principalement méridiens (figure 1.1) : la zone saharienne très sèche occupant la partie la plus au nord (au-delà de 17°N) avec un couvert végétal quasi inexistant et un taux de précipitations moyen annuel à moins de 200 mm ; la région guinéenne la plus au sud (en dessous de 12°N) possède une partie de forêt équatoriale

et reçoit en moyenne 1500 mm de pluies par an ; et le Sahel qui est la zone de transition entre ces deux régions très contrastées avec des précipitations moyennes annuelles qui varient entre 200 et 1200 mm.

Au regard de la régionalisation des régimes pluviométriques, on distingue deux types de cycles saisonniers liés à la latitude : Les basses latitudes, c'est-à-dire les latitudes comprises entre 5°N et 7°N, sont caractérisées par deux maxima saisonniers en juin et octobre et une petite saison sèche entre juillet et août liés au double passage du Front Intertropical (FIT) sur le domaine le plus méridional de l'Afrique de l'Ouest.

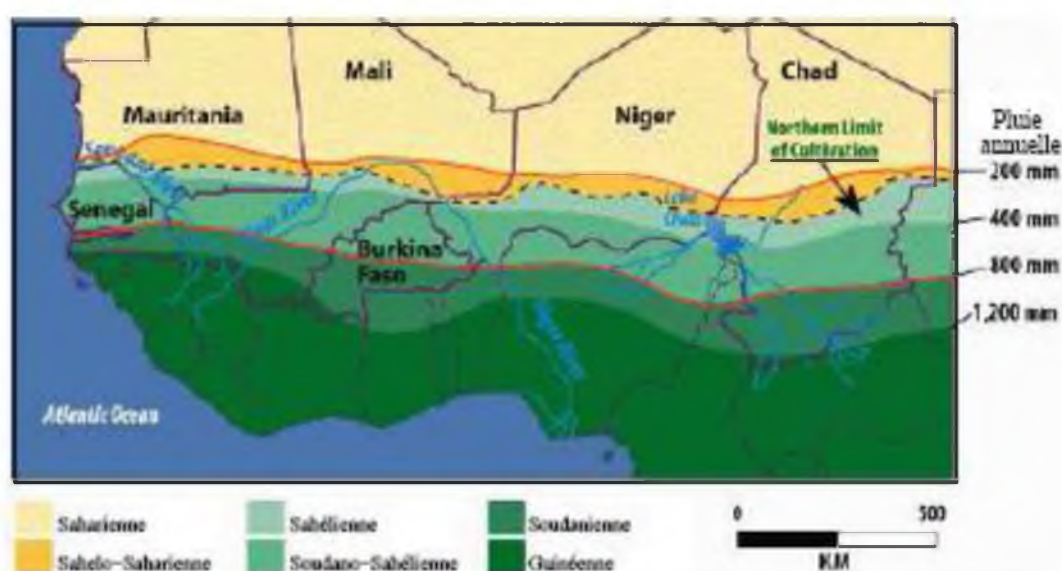


Figure 1.1: Délimitation des zones climatiques de l'Afrique de l'Ouest. La bande formée par les limites rouges définit le Sahel (<http://www.fews.net/>).

L'alternance d'une saison humide en été boréal, et d'une saison sèche, en hiver boréal dont la durée et l'intensité augmentent avec la latitude, caractérise le régime de mousson dans les latitudes comprises entre 10°N et 20°N. Cette partie du continent est soumise au régime des vents des alizés qui évoluent conjointement avec les centres d'actions subtropicaux (l'anticyclone des Açores et l'anticyclone de Sainte Hélène).

La zone concernée par notre travail est l'espace sahélien ouest africain, défini comme l'ensemble des pays continentaux dont une partie significative du territoire est, située en deçà de l'isohyète 700 mm. Ces pays sont la Mauritanie, le Sénégal, le Mali, le Burkina Faso, le Niger et le Tchad (figure 1.1).

1.2 La circulation atmosphérique générale

La distribution énergétique dans le système Terre-Océan-Atmosphère (TOA) divise schématiquement la planète en trois ensembles : une zone excédentaire en énergie entre 30°N et 30°S (l'équateur et les basses couches) et deux zones déficitaires au-delà (les pôles et les hautes couches) (Dhonneur, 1978). La répartition énergétique n'étant pas homogène, des transferts d'énergie tendent à rétablir l'équilibre entre ces différentes zones (transfert essentiellement méridien) d'une part, et entre la surface terrestre excédentaire à laquelle sont associées les couches marines de la surface et l'atmosphère déficitaire (transferts verticaux) d'autre part. Les transferts entre la zone intertropicale excédentaire et les zones déficitaires des latitudes moyennes et polaires se font avec un décalage de un à deux mois par rapport aux mouvements apparents du soleil. Cependant, la force de Coriolis, induite par la rotation terrestre, empêche le transfert direct d'énergie entre les régions sources et les régions puits et ne permet pas la création d'une cellule unique de transfert d'énergie.

Hadley suggéra dès le *XVIII^e* siècle un schéma de circulation ou l'ascendance tropicale due au chauffage thermique se compense par une subsidence au-dessus des régions froides polaires. Une seule cellule méridienne ne peut expliquer à elle seule la redistribution énergétique du système climatique terrestre, car elle générerait une composante Est du vent qui freinerait la rotation de la terre. Ainsi, Ferrell suggéra l'existence de plusieurs cellules pour expliquer la cohérence de vents d'Ouest aux moyennes latitudes et de vents d'Est à l'équateur (alizés). Aujourd'hui, le terme de circulation de Hadley ne représente que la partie tropicale de la cellule originelle. Dans les tropiques, les transferts énergétiques par mélange horizontal de masses d'air sont peu efficaces (les gradients horizontaux de température sont relativement faibles). Ils vont ainsi être assurés par des circulations stationnaires (cellules de Hadley). Au regard du déplacement de l'air, les cellules de Hadley sont caractérisées par deux branches verticales : une première branche ascendante au-dessus des principales zones sources d'énergie (zone équatoriale) et une seconde descendante au-dessus des zones puits (subtropical vers 30°N et 30°S) avec un mouvement de l'air allant des puits vers les sources dans les basses couches et des sources vers les puits dans les couches hautes de la troposphère. La figure 1.2 schématise ce type de transfert. L'air humide des basses couches converge au niveau de l'équateur météorologique (assimilé à la zone de convergence intertropicale ou ZCIT) pour donner de gros systèmes convectifs par conversion de chaleur (latente et sensible) en énergie potentielle d'altitude. Cette zone de convergence entre les

cellules des hémisphères nord et sud a été définie par Janicot et Fontaine (1993) comme étant le lieu où l'énergie reçue par l'atmosphère est maximale, caractérisant ainsi une zone de convection profonde humide au voisinage de l'équateur. La trace au sol de la zone de confluence des vents des deux hémisphères est associée à une zone de convergence sèche appelée Front Inter Tropical (FIT), moins développé verticalement et plus au nord que la ZCIT.

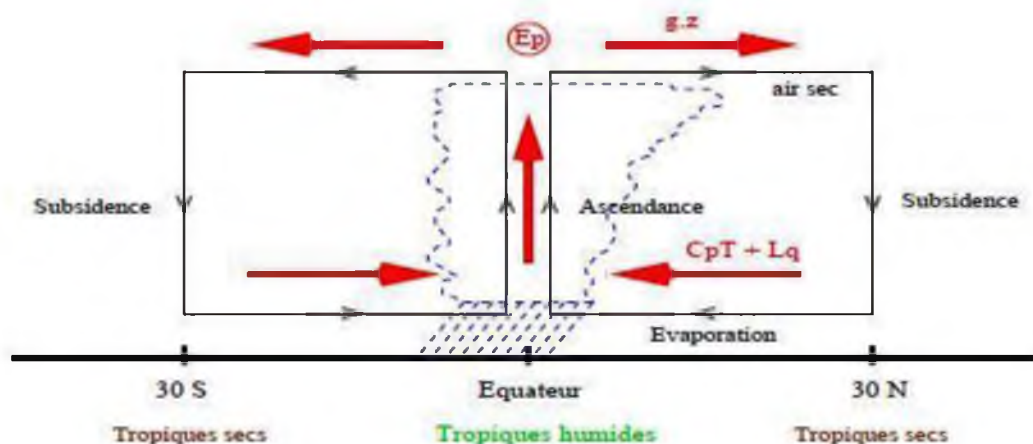


Figure 1.2 : Circulation de Hadley (Caminade, 2006).

On introduit ainsi la notion d'énergie statique humide (ESH) qui n'est autre que la somme de l'énergie interne (fonction de la température), de l'énergie latente (liée à sa quantité de vapeur d'eau) et de l'énergie potentielle (reliée à son altitude) d'une particule d'air.

$$ESH = C_p T + gZ + L_q$$

Avec :

T : Température (K)

C_p : Chaleur spécifique de l'air sec à pression constante ($1000 J.K^{-1}Kg^{-1}$)

Z : Altitude (m)

g : Accélération gravitationnelle ($9,8 m.s^{-2}$)

q : Humidité relative ($Kg.Kg^{-1}$)

L : Chaleur latente de condensation ($2,5011^9 J.Kg^{-1}$)

L'intensité de ces zones d'ascendance verticale (convergence d'ESH) est maximale au-dessus des régions continentales chaudes (tropicales) ainsi que sur les régions océaniques dont la

température de surface est élevée (sur le Pacifique ouest, l'Atlantique tropical ouest et l'océan Indien). On observe ainsi une convergence du flux en surface et une divergence d'altitude (au niveau de la tropopause vers 10 Km d'altitude). La cellule reboucle (subsidence) au niveau des tropiques 30°N et 30°S en apportant en surface de l'air sec d'altitude. La figure simplifiée précédente cache néanmoins deux points cruciaux :

Il existe une certaine dissymétrie entre les deux hémisphères qui se traduit par une asymétrie des cellules de Hadley.

La ZCIT a un fort cycle saisonnier. En été boréal, elle se trouve très au Nord (vers 10°N) tandis qu'en hiver, elle migre plus au Sud (vers 10°S). Cette configuration spatio-temporelle des cellules de Hadley explique en partie la circulation atmosphérique sur l'Afrique de l'Ouest et permet par une première approche de comprendre la répartition des pluies continentales.

Outre le transfert d'énergie méridien et vertical par la circulation de Hadley, une autre circulation de type Est-ouest (circulation zonale type Walker, figure 1.3) se met en place en réponse au contraste existant entre d'une part les eaux chaudes des régions ouest des bassins océaniques et les régions froides à l'Est, et d'autre part, entre les continents chauds à faible capacité calorifique et les océans plus froids à forte inertie thermique. On distingue deux groupes de cellules de type Walker : le groupe Pacifique/Atlantique transportant les chaleurs latente et sensible vers l'Est et l'énergie géopotentielle vers l'Ouest, et le groupe Afrique/océan Indien caractérisé par une circulation inverse de celle du précédent groupe.

Comme pour les circulations de Hadley, celles de Walker sont caractérisées par des zones d'ascendance générant des systèmes pluvieux et des zones de subsidence entraînant l'atténuation des systèmes nuageux en amont. Toutefois, elles présentent la particularité d'être moins forcées par le cycle saisonnier en raison de la faible variation annuelle des gradients thermiques océaniques zonaux et de leur positionnement aux basses latitudes. Zhao et Moore (2007) ont montré que la baisse des précipitations sur l'Afrique de l'Ouest durant la seconde moitié du XX^e siècle est associée à une branche ascendante de Hadley plus faible et une branche descendante de Walker plus intense.

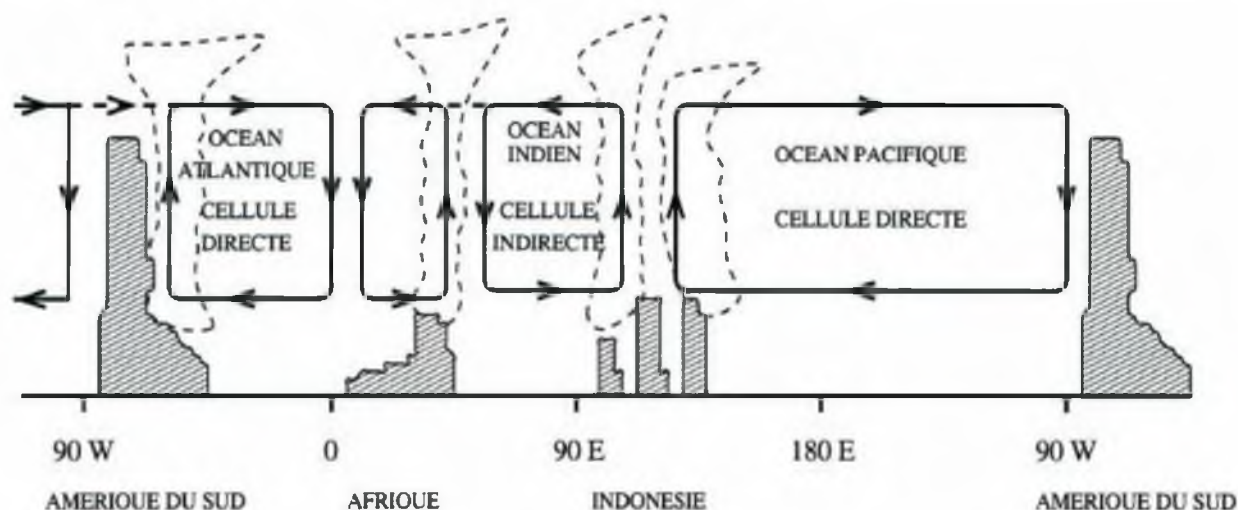


Figure 1.3 : Circulation globale de type Walker (Caminade, 2006).

Dans le domaine tropical, les deux cellules de circulation ne peuvent être considérées séparément. En effet, la structure particulière de la circulation de Hadley sur l'Afrique de l'Ouest ainsi que l'existence d'une cohésion zonale entre les basses et hautes couches de la troposphère influencent notablement les conditions météorologiques de ces régions. Les anticyclones subtropicaux sont aussi des éléments fondamentaux de la circulation générale. Ils dirigent des vents d'Ouest sur leurs faces polaires et des vents d'Est sur leurs côtés équatoriaux. Ces centres d'action se décalent vers l'Ouest et vers l'équateur, avec l'altitude et offrent aux régions tropicales un régime d'Est très prononcé dans la haute troposphère. Ils accusent des variations saisonnières de position et de côte, et se renforcent en hiver et s'affaiblissent en été en se décalant vers le pôle d'été.

En Afrique de l'Ouest, les anticyclones des Açores et de Sainte Hélène, dynamiques et permanents, sont marqués par de fortes variations de position et de côte. Celui de Libye, thermique et saisonnier, se présente tantôt comme la branche Est de l'anticyclone des Açores, tantôt comme la face SW de celui de Sibérie, ou encore, comme une entité indépendante. Pendant l'été boréal, il cède la place à une vaste zone dépressionnaire, en surface et dans les basses couches, sur le Sahara qui fusionne avec les minima tropicaux en migration vers le nord, pour former la dépression Saharienne, un élément prépondérant de la mousson africaine.

1.3 Définition et mécanismes de la mousson

Le terme « mousson » vient de l'arabe « mausim » qui signifie saison. Il s'agit d'un flux qui traverse l'équateur en changeant de direction. A l'origine, le terme mousson désignait le renversement saisonnier du vent sur le Sud de l'Asie et de l'océan Indien, du continent vers la mer (du NE vers le SW) en hiver boréal, et de la mer vers le continent (du SW vers le NE) en hiver austral.

Longtemps considéré comme une brise de mer géante, la mousson peut être perçue comme une migration vers le Nord de la Zone de Convergence Intertropicale (ZCIT). Au cours de la saison, cette migration se caractérise par de sauts abrupts, des phases actives et des pauses dont les causes physiques restent toujours méconnues.

Certains auteurs pensent que la mousson est un système de vents périodiques qui changent de direction selon les saisons. Dhonneur (1978) définit la mousson comme étant la trajectoire d'un alizé transéquatorial dévié ayant les propriétés suivantes :

- Une divergence dans les parties équatoriales et australes ;
- Une convergence dans sa partie détournée, convergence d'autant plus forte que la rotation à l'Ouest de l'alizé est plus rapide.

Le phénomène de mousson est propre aux régions tropicales. La mousson s'observe sur l'Inde, le SW de l'océan Indien, les régions océaniques de l'océan Pacifique situées à l'Est de l'Asie du SE, le NW de l'Afrique Centrale et l'Afrique Occidentale.

Le régime de mousson africaine est lié à l'été boréal de la région. Ce régime constitue la composante principale du climat de l'Afrique de l'Ouest, dans la mesure où il assure la plus grande alimentation en eau de l'atmosphère. La mousson ouest africaine se développe en raison des caractères changeants de la pression atmosphérique, provoqués par le taux de réchauffement et de refroidissement varié des masses continentales et de l'océan Atlantique. L'océan, par le fait que la chaleur spécifique de l'eau est plus élevée que celle du sol (environ deux fois supérieure à celle d'un sol sec), se réchauffe moins vite que le continent. Ce réchauffement est aussi atténué par le mélange (transport des couches de surface vers les couches profondes).

En été, le continent est plus chaud que l'océan. Les masses d'air océaniques étant plus froides et plus denses que celles au-dessus du continent, il s'établit alors une différence de pression entre le continent et l'océan, (ici, il s'agit de l'Afrique de l'Ouest et de l'océan Atlantique). Il s'établit une vaste zone dépressionnaire appelée « **Dépression Saharienne** »

sur le continent. La tendance de l'atmosphère à minimiser le gradient de pression entre le continent et l'océan crée un flux transéquatorial de Sud. Ce mécanisme a été mis en évidence par Hadley dès 1928. Ce flux, en traversant l'équateur, se trouve dévié vers la droite par la force de Coriolis ($f = 2\omega \sin \alpha$) : c'est le régime des flux de mousson ouest africaine d'été. En hiver, le continent est plus froid que l'océan. Le mécanisme qui a engendré la mousson d'été s'inverse et une circulation de Nord-est s'établit sur le continent : c'est le régime des flux d'Harmattan en Afrique de l'Ouest.

Il importe de rappeler que la partie ouest de l'Afrique est sous l'influence des vents de SW et de NE dont leur zone de contact en surface constitue le Front Intertropical (FIT) qui est la trace au sol de la ZCIT (Zone de Convergence Intertropicale). C'est la migration de cette zone tampon entre les deux alizés qui détermine les saisons en Afrique de l'Ouest.

1.3.1 Circulation de la mousson

La circulation de mousson s'organise autour d'éléments clés du mouvement zonal comme le Jet d'Est Africain (JEA), le Jet d'Est Tropical (JET) et le Jet d'Ouest Subtropical (JOST) et en basses couches avec des flux opposés de mousson et d'Harmattan. Les deux principales structures convectives sont la ZCIT, caractérisées par un maximum de température potentielle équivalente et la dépression thermique (Heat Low, HL) associées à un maximum de température de surface.

1.3.1.1 Dans les basses couches

Dans les basses couches, la circulation de mousson est organisée autour de deux flux qui sont le flux de mousson, flux de Sud-ouest venant du golfe de Guinée, et l'Harmattan, flux de Nord-est venant des zones désertiques. Le schéma de la figure 1.4 illustre la circulation atmosphérique moyenne associée à la Mousson d'Afrique de l'Ouest (MAO) en été boréal. La position septentrionale de la ZCIT (flèche rouge) à cette période de l'année s'explique par l'apparition d'une forte dépression thermique (HL) sur le Sahara, alimentée par le forçage radiatif dû à la position apparente du soleil. Sur l'Atlantique tropical nord, l'anticyclone des Açores se renforce et donne naissance à un flux de Nord-ouest apportant de l'humidité sur le continent. Les alizés de Sud-est, issus de l'anticyclone de Sainte-Hélène, soufflent au-dessus de l'Atlantique tropical sud, se renforcent et se chargent en vapeur d'eau

sur le golfe de Guinée, puis traversent l'équateur en prenant une composante Sud-ouest (vers 5°N) sous l'effet de la composante horizontale de la force de Coriolis, atteignant ainsi le continent (vers 10°-18°N) avec davantage d'humidité : c'est l'établissement du flux de MAO (flèche bleue). L'intensité du flux de mousson et son contenu énergétique sont déterminants pour le positionnement de la convection nuageuse sur le continent africain du fait qu'il constitue le principal moyen de transport de l'humidité depuis l'océan vers les terres.

Sur la verticale et au nord de 14°N, la couche d'air humide et relativement froid associé au flux de mousson durant la nuit, s'étend sur 1500 à 2000 m d'altitude depuis la surface (Bou Karam et al., 2008a). Son intensité atteint un maximum durant les premières heures de la matinée avec des vents de l'ordre de 20 m/s aux alentours de 500 m d'altitude (Lothon et al., 2008).

Sur le continent, des vents chauds et secs de Nord-est (flux d'Harmattan, flèche jaune) associé à une masse d'air d'origine continentale soufflent sur l'Afrique de l'Ouest depuis le Nord. Le flux d'Harmattan est associé à une circulation cyclonique au niveau du Sahara à partir du printemps. Ces vents sont la réponse au fort gradient de pression méridien résultant de la présence de l'anticyclone de Libye et de la zone de basses pressions au niveau de l'équateur.

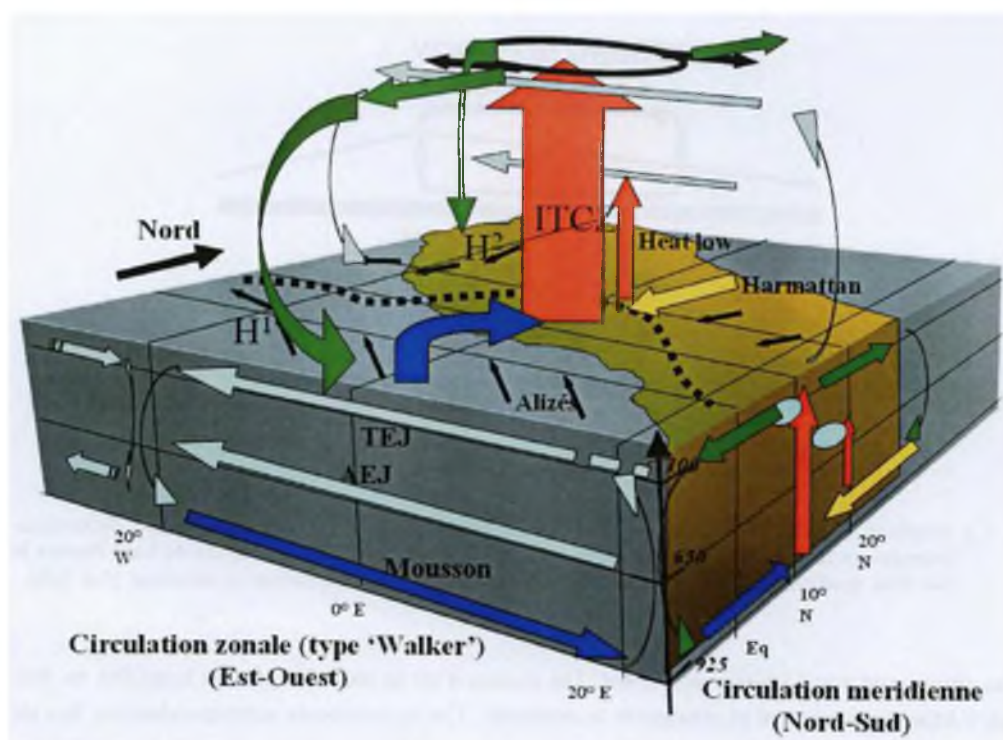


Figure 1.4 : Circulation atmosphérique moyenne pendant l'été boréal (Lavaysse, 2006).

La rencontre du flux de mousson (air humide) et de l'Harmattan (air sec) forme près de la surface une zone de convergence appelée Front Inter Tropical (FIT), positionnée autour de 20°N en juillet (Sultan et al., 2007). C'est une région zonale de basses pressions qui s'étend sur toute l'Afrique de l'Ouest. Sa position est marquée par un déplacement latitudinal annuel très large ; en février elle est située un peu plus au nord de la côte guinéenne alors qu'en juillet-août elle atteint sa position la plus au nord. A cette variation annuelle ; s'ajoute un cycle diurne très marqué avec une variation journalière de l'ordre de 200 Km (Sultan et al., 2007).

1.3.1.2 En moyenne et haute troposphère

En altitude, trois jets principaux (figure 1.4) interviennent dans la circulation de la Mousson Ouest Africaine (MOA). En effet, les conditions aérologiques en Afrique de l'Ouest se caractérisent par des vents en altitude sujets à des changements saisonniers de direction. Au cours de l'hiver boréal, la troposphère de l'Afrique de l'Ouest présente deux zones : le flux d'Est des alizés de la surface à 700 mb avec le Jet d'Est Africain (JEA ou AEJ pour African Easterly Jet), des vents d'Ouest au-dessus avec le Jet d'Ouest Subtropical (JOST ou STJ pour Subtropical Jet) vers 200mb. En été, cette circulation d'Ouest est rejetée beaucoup plus au nord et n'intéresse que sporadiquement les régions des vents de l'Afrique de Ouest. Au-dessus du flux de mousson, les vents d'est prédominent alors avec une organisation en deux axes plus rapides : le Jet d'Est Tropical (JET ou TEJ pour Tropical Easterly Jet).

Dans la moyenne troposphère, la source de chaleur de la dépression thermique de surface, par le biais d'une circulation transverse, alimente le Jet d'Est Africain dont l'influence est marquée toute l'année entre 700 et 500 hPa (Dhonneur, 1978). La libération de la chaleur latente associée à la mousson indienne, au début de l'été boréal, alimente une source chaude d'altitude qui favorise le développement de vents d'Est sur l'Afrique Occidentale, entre 200 et 100 hPa, en provenance de cellules anticycloniques asiatiques (Janicot et Fontaine, 1993) : C'est le Jet d'Est Tropical.

Le JEA est situé à la latitude nord des pays du golfe de Guinée alors que le JET se localise au niveau des basses côtes de l'Afrique de l'Ouest, en Juillet. Compte tenu du fait que les plaques chauffantes associées au JEA et au JET sont liées à la position et au mouvement apparent du soleil, ces jets accusent un mouvement méridien de même que la bande latitudinale JEA/JET. Compte tenu également des caractéristiques atmosphériques associées à

ces jets (instabilité barotrope au sud du JEA et divergence au nord du JET), le domaine JEA/JET constitue un lieu favorable à la convection profonde.

a Le Jet d'Est Africain (JEA)

En été boréal, la tour chaude des régions équatoriales glisse vers le Nord, sur le Sahara. Un contraste thermique entre le continent, au nord, surchauffé, et l'océan, au sud, relativement froid, s'installe. Un gradient thermique transéquatorial s'établit en surface, entre l'océan et le Sahara, avec pour corolaire, la création de vents d'Est en surface et dans les basses couches. Ces vents thermiques vont renforcer les vents d'Est des couches moyennes pour donner naissance au Jet d'Est Africain (JEA) ou African Easterly Jet (AEJ). Le JEA est observé dans la moyenne troposphère (entre 700 et 500 hPa) avec une intensité assez fluctuante (max. 15 m/s) et une forte variabilité en altitude. Il est localisé à l'ouest du Soudan, dans la zone sahélienne de l'Afrique Occidentale et Centrale. Le JEA atteint sa position la plus septentrionale en juillet/août et à son axe centré sur 15°N dans la moyenne troposphère (4-6 Km) et atteint son intensité moyenne de 15 m/s en juillet. Il subit un déplacement méridien saisonnier analogue à celui du FIT. Son apparition est assez bien corrélée avec les périodes d'occurrence des perturbations telles que les ondes d'est ou les lignes de grains.

Plusieurs travaux ont été réalisés pour expliquer l'origine et le maintien de ce jet qui joue un rôle crucial aussi bien sur le développement des ondes d'est que sur l'organisation de la convection humide. Cadet et Nnoli (1987), ont montré que le JEA est un facteur contribuant à la concentration massive de l'humidité au-dessus des deux tiers des régions sahéliennes. Le JEA persiste toute l'année avec un déplacement latitudinal saisonnier marqué. Burpee (1972), utilisant des radiosondages sur l'Afrique de l'Ouest et de l'Est, a suggéré que les gradients thermiques décrits plus haut induisent une circulation méridionale géostrophique thermique directe. Ce type de circulation permet de convertir de l'énergie potentielle en énergie cinétique pouvant maintenir le jet. Burpee a également montré que le JEA satisfait le critère de Charney et Stern (1962), soit le renversement du gradient méridien de la vorticité potentielle. Ce critère est une condition nécessaire et suffisante d'instabilité barotrope et barocline. En effet, le fort cisaillement zonal et vertical de part et d'autre de l'axe du jet induit une forte instabilité barotrope et barocline du jet favorisant le développement d'ondes d'est à l'échelle synoptique. Le JEA contribue ainsi à la croissance de l'onde tant par des transferts

borotropes (liés aux cisaillements horizontaux du jet) que barocline (liés aux cisaillements verticaux du jet). Nicholson et Grist (2003) se sont intéressés en détail aux liens existants entre le cycle du JEA et celui des précipitations en Afrique de l'Ouest. La rétroaction JEA-précipitations peut s'expliquer d'après ces auteurs par deux mécanismes physiques bien distincts. Tout d'abord, lors de la période de mousson, l'augmentation des précipitations a tendance à refroidir la surface, ce qui provoque une diminution de la température au sol. Le JEA étant un vent thermique, est donc affecté en conséquence par une augmentation des précipitations. D'autre part, de par son caractère instable barocline et barotrope, le JEA peut favoriser la formation d'ondes d'est africaines qui peuvent avoir une influence sur le développement de systèmes convectifs organisés en ligne de grains sur cette zone.

b Le Jet d'Est Tropical (JET)

Le Jet d'Est Tropical (JET) appelé Tropical Easterly Jet (TEJ) par les anglophones, tire son origine dans le contraste thermique de la haute et moyenne troposphère. Ce vent thermique est associé à grande échelle à la circulation de type Walker qui exporte de la masse vers l'Ouest et a pour origine la libération de chaleur latente liée à la mousson indienne, ainsi que le contraste orographique des massifs montagneux du Tibet (Janicot et Fontaine, 1993). En effet, le réchauffement différentiel entre l'atmosphère et la surface terrestre (montagne du Tibet) est important en été de l'hémisphère nord ; il se crée un contraste thermique au-dessus du continent plus chaud. Conséquence : l'établissement d'un gradient méridien de température, les montagnes de l'Himalaya constituant une barrière orographique pour les courants aériens. La mousson d'été boréal se heurtant aux reliefs du Tibet subit l'effet orographique avec pour conséquence le réchauffement de l'air chaud et humide qui va donner lieu à la formation des puissants Cumulonimbus qui libèrent de la chaleur dans la troposphère moyenne. Le gradient thermique méridien se renforce pour enrichir la divergence d'altitude au niveau des couches supérieures. Le vent thermique résultant sera d'Est et s'ajoutera au vent géostrophique d'Est dans la haute troposphère. Il en résulte un renforcement des vents d'Est d'altitude et la formation du JET aux environs du niveau 200 hPa. Ce jet est caractérisé par :

- ✓ Une vitesse moyenne de 30 m/s ;
- ✓ Une amplification rapide dans sa zone d'influence (vers le nord et jusqu'à la latitude 20°N) ;

- ✓ Un maximum saisonnier au cœur de la saison des pluies, maximum qui ne dure qu'environ un mois pour régresser à la fois en intensité et en latitude (Sultan, 2002).

Positionné sur l'océan Indien au printemps boréal, le JET s'étend jusqu'à l'Afrique de l'Ouest en été boréal, où il se renforce (-16 à -20m/s) à partir de 20°E en altitude, sous l'influence de la convection profonde de la ZCIT et de la cellule de Hadley. Ces différents aspects s'expliquent en partie par la dynamique des centres d'action subtropicaux ou encore, par les principales caractéristiques des hautes pressions subtropicales (décalage vers l'équateur et vers l'Ouest avec l'altitude). Le JET se situe entre 5°N et 10°N dans la haute troposphère (11-15 Km) de juin à septembre.

Chen et Van Loon (1987) ont relié un affaiblissement de la circulation de la mousson dans les basses couches et du JET, à un Pacifique est et central anormalement chaud, alors que Palmer et al (1992) et Janicot et al. (2001) ont notamment montré le lien fort entre l'affaiblissement du JET, le renforcement des vents sur l'Atlantique tropical nord et la faible advection de l'humidité vers l'Afrique de l'Ouest.

c Le Jet d'Ouest Subtropical (JOST)

En plus de ces deux jets, on note aussi l'existence d'un vent d'Ouest en haute troposphère (vers 200 hPa) et entre 30°N et 25°N de juin à septembre dans la haute troposphère également (10-14 Km) appelé Jet d'Ouest Sub-Tropical (JOST), au niveau de la branche ascendante de la circulation de Hadley et qui a pour origine la conservation du moment angulaire d'Ouest sur le côté polaire de la cellule de Hadley. Sa position vers 35°N entre juillet et août signe une cellule de Hadley nord bien marquée. Contrairement à ce qui se passe en hiver, le JOST s'affaiblit en été du fait d'un gradient de température moins intense entre le pôle nord et l'équateur (Peyrillé, 2006).

1.3.2 Les zones de convection sèche et humide

Les deux structures convectives essentielles dans le fonctionnement de la mousson africaine sont la ZCIT et la dépression thermique saharienne.

1.3.2.1 La Zone de Convergence Intertropicale (ZCIT)

L'équateur météorologique, appelé encore Zone de Convergence Intertropicale (ZCIT) ou équateur météorologique est défini comme étant la limite entre les flux des alizés ayant pour origine l'hémisphère nord et ceux de l'hémisphère sud. Considéré comme la limite entre les cellules Nord et Sud de Hadley, la ZCIT constitue une véritable barrière donnant à chaque hémisphère son autonomie énergétique. Dhonneur (1978) définit le FIT comme étant la zone de confluence, en surface, entre l'air sec des alizés du Nord et l'air humide en provenance du Sud.

L'Afrique de l'Ouest se situe en zone tropicale et son climat est en conséquence très influencé par la présence de la Zone de Convergence Intertropicale (Inter Tropical Convergence Zone en Anglais).

De par leur origine et les milieux naturels au-dessus desquels ils évoluent, les alizés, en conflit au niveau du FIT présenteront des caractéristiques thermodynamiques différentes. En effet, ce conflit dégénère en un mouvement méridien de l'équateur météorologique.

Il connaît ainsi différents types de migrations, parmi lesquelles nous pouvons citer : la migration diurne, les migrations de moyenne amplitude, la migration saisonnière et la migration annuelle.

a- La migration diurne

Le matin, l'air sec (Harmattan) est plus froid que l'air humide (mousson) : le FIT se décale vers le Sud. La situation s'inverse l'après-midi. A l'échelle journalière, la ZCIT est plutôt matérialisée par des amas nuageux non continus spatialement. C'est une zone privilégiée de développement de systèmes convectifs de grande taille, généralement bien organisés, et à durée de vie de quelques jours. L'amplitude de ces variations diurnes atteint en moyenne, 200 Km.

b- Les migrations de moyenne amplitude

Limitées dans l'espace et dans le temps, elles sont liées aux évolutions rapides des centres d'action directs. Les principaux centres d'action associés à la migration du FIT en Afrique Occidentale sont :

- Les anticyclones des Açores et de Sainte Hélène ;
- L'anticyclone thermique de Libye, remplacée en été boréal par la dépression saharienne.

c- La migration saisonnière

L'évolution saisonnière du FIT est contrôlée par les maxima de température de surface qui creusent une zone de basse pression, générant des mouvements verticaux ascendants limités à la moyenne troposphère : c'est la convection sèche.

La localisation de la ZCIT en latitude suit un cycle saisonnier. Dans la région ouest africaine, la ZCIT est, en hiver, située à l'équateur, sur le golfe de Guinée. En été, elle remonte jusqu'à 10°N et apporte la saison des pluies sur le continent.

Une étude de la migration saisonnière du FIT sur l'année 1979 a montré qu'elle est caractérisée, au cours de la deuxième semaine de mai, par un déplacement brutal vers le Nord des latitudes comprises entre 12°N-13°N aux latitudes 17°N-18°N (Adefolalu, 1985). Ce déplacement rapide du FIT est marqué par une augmentation des flux d'humidité dans les basses couches (Cadet et Nnoli, 1987) avec une augmentation de la composante méridienne au niveau de l'équateur.

d- La migration annuelle

La migration annuelle de la ZCIT est la plus connue. Elle suit le mouvement apparent du soleil, avec un retard de six à sept semaines environ. En moyenne annuelle, la ZCIT se matérialise par une bande quasi continue autour du globe, quelques degrés au nord de l'équateur.

En janvier-février, l'hémisphère sud se réchauffe plus que le nord : les hautes pressions s'affaiblissent. L'hémisphère nord étant plus froid, la circulation se renforce à ce niveau et entraîne un décalage de la ZCIT vers l'hémisphère sud. Sur l'Afrique Occidentale,

on remarque que la position la plus méridionale de la ZCIT, atteinte, demeure au nord de l'équateur (figure 1.5).

D'avril à juillet, le réchauffement progressif de la zone continentale saharienne est accompagné d'un déplacement vers le Nord de la ZCIT qui occupe sa position la plus septentrionale au mois d'août. Ensuite, la ZCIT reprend sa migration en direction de l'équateur. Il a été montré que si la remontée de la ZCIT est caractérisée par une intensification des flux méridiens d'humidité en provenance du Sud qui traversent l'équateur, le flux de mousson reste, en apparaissant pour la première fois, centré sur la latitude 5°N.

Au nord de la ZCIT, l'alizé continental sec de section Est/Nord-est, appelé Harmattan, est frais et intense durant l'hiver boréal, très chaud et plus faible pendant l'été. Parallèlement, au cours de leur progression vers le Nord qui les conduit à changer d'hémisphère, les alizés de l'Atlantique sud dirigés par les hautes pressions de l'anticyclone de Sainte Hélène se chargent en vapeur d'eau et prennent une orientation Sud-ouest sous l'effet de la force de Coriolis après avoir passé l'équateur. Ce changement rapide et important dans la direction du vent est à l'origine du phénomène de la mousson africaine.

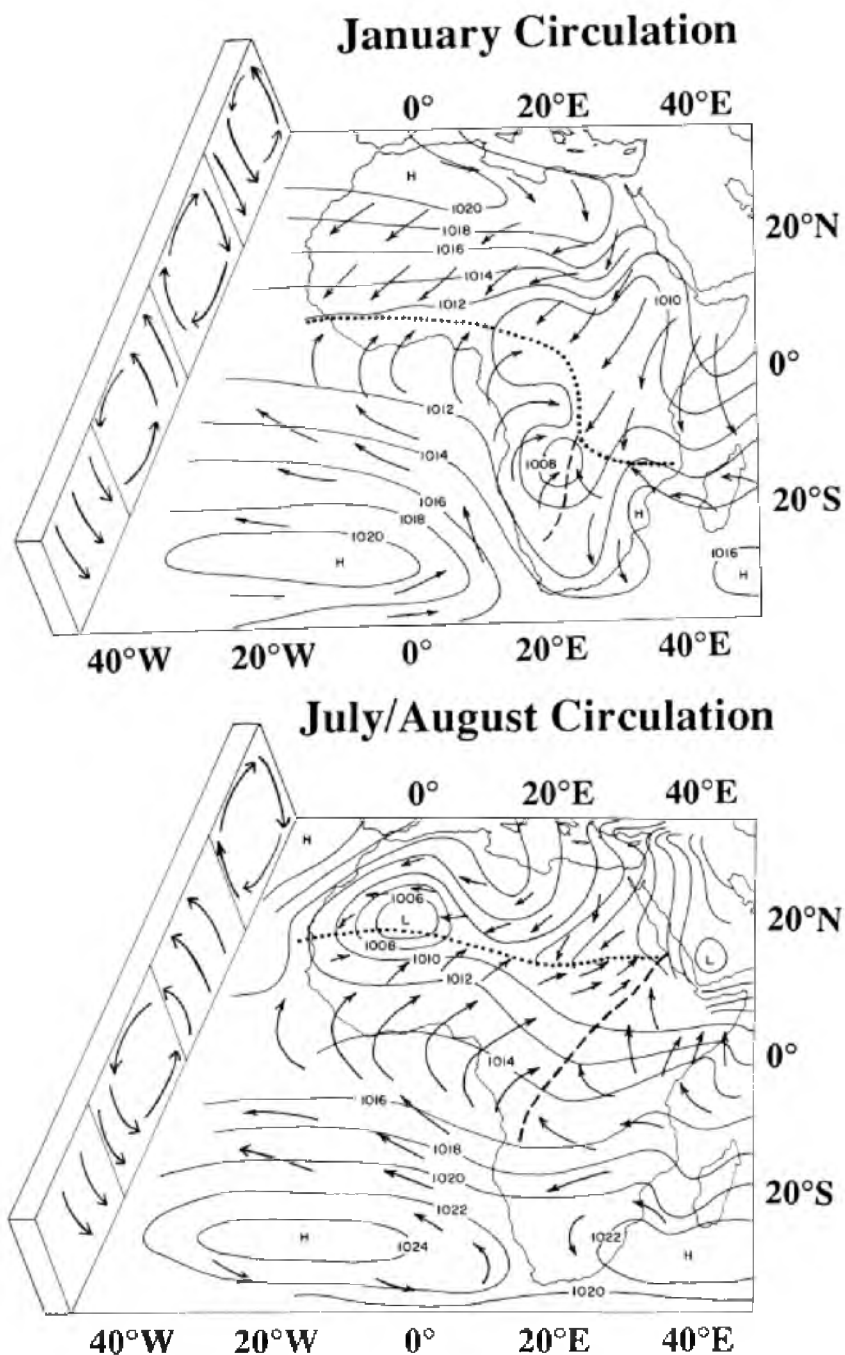


Figure 1.5: Flux de vents et de pression sur l'Afrique en janvier (en haut) et en juillet/août (en bas) (Nicholson, 1996). La position de la ZCIT est représentée en pointillés.

Pendant l'hiver, le flux de mousson peu intense n'intéresse que la frange côtière du golfe de Guinée. En revanche, au cours de l'été, ce vent humide et relativement frais pénètre à l'intérieur du continent jusqu'aux pays de la bande sahélienne (figure 1.5).

1.3.2.2 La dépression thermique saharienne

Au nord du FIT, une zone de convection sèche intense se développe en réponse au fort chauffage radiatif net au niveau du sol. Cette circulation thermique correspond à un maximum de température et un minimum de pression au sol et forme une dépression thermique typique des régions désertiques. Elle est cyclonique au sol de par l'effet de la force de Coriolis sur les vents de mousson et d'Harmattan et anticyclonique au sommet. L'extension verticale de la dépression thermique atteint facilement des altitudes de 5-6 Km et est limitée par la subsidence de grande échelle de la cellule de Hadley (Gamo, 1996). La position géographique de la dépression thermique présente un cycle annuel bien marqué, en hiver sa position est plutôt au-dessus de la République Centrafricaine avec une extension au-dessus du sud du Tchad et du sud-ouest du Soudan. En été, elle se positionne au-dessus du désert dans le sud de l'Algérie et au nord du Mali. A ce cycle annuel, s'ajoute un cycle diurne associé plutôt aux effets orographiques et présent sous forme d'oscillations Est-Ouest durant la saison de mousson (Lavaysse et al., 2008).

En plus de son rôle dans la circulation de basses couches, la dépression saharienne est aussi connue pour avoir une importante charge en aérosols désertiques que l'on soupçonne de jouer un rôle dans le renforcement du creusement de la dépression via le forçage radiatif (Bou Karam, 2008a). Cependant, les interactions aérosols désertiques /dynamique de la dépression thermique demeurent mal connues.

1.4 La saison sèche et les jets de basses couches

Le climat hivernal en Afrique du Nord et de l'Ouest est caractérisé par une circulation atmosphérique dominée par des vents de basses couches appelés Harmattan. Ces vents sont la réponse au fort gradient de pression méridien résultant de la présence de l'anticyclone de Libye et de la zone de basses pressions au niveau de l'équateur. La saison hivernale, en Afrique au nord de l'équateur, est également marquée par la formation, durant la nuit, de jets de basses couches (Low Level Jets, LLJs) dans la circulation d'Harmattan. Les LLJs se forment au-dessus du continent africain tout le long de l'année mais leur fréquence d'occurrence est plus importante en hiver qu'en été. Ainsi, 50% des nuits hivernales connaissent la formation de LLJs contre 30% en été. De plus, la fréquence d'occurrence et l'intensité des LLJs sont accentuées par la présence orographique qui influence le flux général d'Harmattan.

Au-dessus du Sahara, la formation des LLJs se produit au cours des nuits calmes avec ciel clair et de faibles vitesses de vents près de la surface où les couches d'air sont bien stratifiées et la turbulence est supprimée (Thorpe et Guymer, 1977). Dans la plupart des cas, ils persistent, jusqu'à ce que le mélange turbulent dans la couche limite reprenne après le lever du soleil et le début du chauffage au sol qui supprime l'inversion de température et déclenche la convection dans la couche limite. Ceci a un double effet : le LLJ s'affaiblit vu qu'il a été mélangé sur la couche limite. En revanche les vents près de la surface s'intensifient étant donné que le mélange turbulent ramène des forts vents, initialement en altitude, auprès de la surface. Les LLJs sont caractérisés par des maximums de vitesses de vents horizontaux dans les basses couches de la troposphère de l'ordre de 20 m/s (Banta et al., 2006).

Le développement d'une couche d'inversion nocturne par le refroidissement de la surface continentale après le coucher du soleil conduit à un découplage entre cette surface et les masses d'air qui se trouvent au-dessus de la couche d'inversion. Ces masses d'air ne subissant plus la force de friction exercée habituellement par la surface, ne sont plus désormais soumises qu'au gradient de pression et à la force de Coriolis. Un déséquilibre se crée ainsi dans cette couche entre le gradient de pression et la force de Coriolis. Cette instabilité des masses d'air initialise des oscillations autour du vent géostrophique et donne lieu aux LLJs au sommet de la couche d'inversion (Banta et al., 2003). Dans ces conditions, l'air au-dessus de la couche d'inversion est découplé de la friction de la surface et la vitesse du vent dans cette couche d'air découplée n'est pas influencée par le frottement (Mahrt, 1999 ; Mauritsen et Svensson, 2007). L'intensité des LLJs est d'autant plus élevée que l'inversion de température est importante, ce qui a pour conséquence de réduire davantage les effets de friction.

Les LLJs sont marqués par un cycle diurne synchronisé au cycle diurne jour/nuit et qui peut être influencé par la présence d'orographie par le biais du réchauffement/refroidissement associé aux régions surélevées (Todd et al., 2007). Par ailleurs, le cycle diurne des LLJs est en décalage de phase avec celui des vents de surface ; les maximums de vents associés aux LLJs sont présents la nuit tandis que les maximums de vents de surface se produisent à la mi-matinée (Washington et al., 2006 ; Todd et al., 2008). En plus, les LLJs étant dépendant du climat africain, leur fréquence d'occurrence ainsi que leur distribution spatiale varient avec la saison (Bou Karam, 2008a). En hiver, les LLJs se forment généralement au-dessus d'une bande zonale allant de 10°N à 20°N alors qu'en été cette bande remonte au Nord entre 15°N et 30°N. Par ailleurs, Schepanski et al (2009) ont montré qu'en hiver et au printemps la

fréquence d'occurrence des LLJs est maximale (50%) et plus marquée au-dessus de la dépression de Bodélé au Tchad (jusqu'à 80%) alors qu'en été la fréquence d'occurrence des LLJs est moins importante (30-40%) et ils se forment plutôt au-dessus du Sahara.

Les LLJs présents au-dessus de l'Afrique ainsi que les forts vents de surface qui y sont associés, pilotent en grande partie les soulèvements d'aérosols désertiques au-dessus du Sahara (Todd et al., 2007 ; Knippertz, 2008 ; Schepanski et al., 2009).

1.5 Le système d'ondes des régions intertropicales

L'existence de perturbations se propageant d'Est en Ouest sur l'Afrique de l'Ouest et sur l'Atlantique ainsi que certaines relations entre celles-ci et les phénomènes pluviaux-orageux sont connues depuis plus d'un demi-siècle (Riehl, 1948). A cette époque, la météorologie tropicale était peu développée. Même si cette situation a changé de nos jours, avec l'existence de centres spécialisés dans ces régions, la recherche en météorologie tropicale est tout aussi difficile en raison du peu de stations d'observations existantes sur l'Afrique de l'Ouest et pour des raisons économiques évidentes.

L'intérêt que ces perturbations ont suscité, au début des années soixante dix, vient de la constatation qu'un certain nombre de cyclones tropicaux qui traversent les Caraïbes et parviennent ensuite sur la côte sud de l'Amérique du Nord pourraient être liés à ces ondes d'est africaines. En effet, certaines d'entre elles qui se propagent sur l'Afrique de l'Ouest, se transforment en dépressions tropicales lorsqu'elles arrivent sur l'océan ; elles sont alors caractérisées par des amas nuageux importants, une circulation fermée, et peuvent évoluer, parfois, en cyclones. Par ailleurs, les recherches motivées par la récente période prolongée de sécheresse dans les régions soudano-sahéliennes (depuis 1968), avec des conséquences catastrophiques sur les ressources alimentaires et sur l'économie des états concernés, ont permis de montrer que les précipitations sur ces régions pouvaient être liées à ces ondes d'est. Comprendre les propriétés, les caractéristiques ainsi que la variabilité de ces perturbations synoptiques est donc primordial.

Les ondes d'est africaines sont des perturbations régulières, associées à des ondulations du champ de vent, qui se propagent d'Est en Ouest dans la moyenne troposphère entre juin et octobre. Ce sont des caractéristiques importantes du climat dans les régions africaines et atlantiques et peuvent aussi affecter, loin à l'Ouest, les Iles Caraïbes et même le Pacifique est.

La troposphère de l'Afrique de l'Ouest est traversée par deux types d'ondes synoptiques, de périodicité et de longueur d'ondes différentes : les ondes 3-5 jours et les ondes dont la période est comprise entre 6 et 9 jours.

1.5.1 Observation des Ondes d'Est Africaines: des études pionnières à la campagne d'observation GATE (1974)

Dès les années 1930-1940, plusieurs études notent la présence de perturbations atmosphériques d'échelle synoptique visibles dans les champs de vents et de pression sur le continent ouest africain. Elles se déplacent d'Est en Ouest, passent la côte au niveau de Dakar et semblent précéder le développement de certaines des dépressions tropicales et cyclones atlantiques. Les travaux d'Erikson (1963) et Arnold (1966) suggèrent que les cyclones atlantiques Debbi et Anna de l'année 1961 se sont formés chacun à partir d'un système déjà bien développé sur la côte du Sénégal. Les auteurs attribuent ces systèmes à des ondes saisonnières régulièrement observées sur le continent ouest africain pendant la saison de mousson (juin-octobre), advectées par le flux d'Est, et qui semble généralement apparaître vers 10-20 E. Frank et Johnson (1969) font le même constat pour les dépressions tropicales atlantiques de l'été 1967.

Le terme « Onde d'Est » (*easterly waves*, en anglais) est utilisé par Riehl (1945) qui étudie les dépressions tropicales dans les Caraïbes. Le terme désigne alors spécifiquement des ondes synoptiques à propagation vers l'Ouest et caractérisées par une anomalie de pression et de couverture nuageuse formant un « V » à l'envers (*inverted V cloud pattern*). Riehl propose un mécanisme qui les associe à l'initiation des cyclones. Le terme *easterly waves* est repris par Frank (1969) mais ce dernier souligne un certain nombre de différences entre le modèle de Riehl et ses observations des dépressions tropicales atlantiques. Carlson (1969a, b) se consacre spécifiquement au suivi synoptique des systèmes passant sur le continent africain. Il répertorie et suit les perturbations des champs de vent (700 mb et 850 mb) et de pression au sol des étés 1967 et 1968 en s'appuyant sur des images de satellites et sur des cartes de vent constituées à partir du réseau de stations d'observation de l'époque. Les systèmes suivis, qu'il désigne par le terme d'*african disturbances*, sont caractérisés principalement par une anomalie cyclonique du vent à 700 mb, advectée dans le jet d'est saisonnier. Carlson relève une période moyenne entre chaque système d'environ trois jours, et une longueur d'onde d'environ 2000 Km. Il suggère un possible déclenchement de ces perturbations par les reliefs

du Cameroun mais il évoque également les reliefs à l'est de son réseau d'observation (20°E) au Soudan et en Ethiopie.

Burpee (1972) s'intéresse à localiser l'origine des perturbations synoptiques africaines et à mieux comprendre leur dynamique. Il les désigne indifféremment par les termes *easterly waves*, *african disturbances* ou *african waves*. Contrairement à ses prédécesseurs qui procédaient par suivi synoptique, Burpee propose une approche spectrale. Il utilise les séries temporelles du vent méridien de huit stations réparties d'Ouest en Est de Dakar (17° W) à Aden (15° E) pour calculer des spectres de puissance du signal temporel. Il met ainsi en évidence un pic spectral des fluctuations de période 3-5 jours aux stations situées à l'ouest de Fort Lamy (15° E). Les fluctuations ont une amplitude maximale à 700 mb (quelques m.s^{-1}). La propagation vers l'Ouest est analysée par la différence de phase entre différentes stations. Burpee relève une longueur d'onde d'environ 4000 Km. Il ne trouve pas d'évidence de ces fluctuations aux deux stations les plus à l'Est, Khartoum (32° E) et Aden (45° E). Il en déduit que les ondes doivent prendre naissance entre 15° E et 32° E. Une analyse croisée entre les niveaux verticaux lui permet d'observer une pente (tilt) des perturbations vers l'Est avec l'altitude jusqu'au jet d'est africain (600 mb), puis vers l'Ouest au-dessus. Burpee réalise également quelques diagnostics énergétiques et discute des mécanismes à l'origine des ondes. Le programme d'observation le plus intense sur les ondes d'est a été l'expérience GATE (GARP's Atlantic Tropical Experiment) en 1974 où l'on a pu disposer sur une période de trois mois, du 28 juin au 19 septembre, d'un réseau de mesures avec une forte résolution spatiale et temporelle. La structure et les propriétés de ces ondes ont pu être étudiées par Reed et al. (1977) et les transferts d'énergie associés ont pu être établis par Norquist et al. (1977). Toutefois, ces études sont faites à partir de la dernière phase de GATE (les trois dernières semaines) où l'activité des ondes d'est a été régulière et particulièrement intense. Huit ondes ont été identifiées durant cette phase trois de GATE, sur un domaine allant de l'Afrique centrale à l'Atlantique est. Si beaucoup des précédents résultats ont été retrouvés, ces deux études ont permis, par des coupes 2D horizontales et verticales des champs dynamiques et thermodynamiques et par l'utilisation de technique composite pour mettre en évidence une structure moyenne, de réaliser un grand progrès dans la connaissance des ondes d'est.

1.5.2 Les ondes 3-5 jours

Les ondes de période 3-5 jours ont déjà été étudiées sur des séquences temporelles courtes ou à partir de cas et leur impact sur le climat, durant l'été boréal en Afrique au nord de l'équateur, a été identifiée. Le régime d'onde 3-5 jours présente des caractéristiques identiques à celles de l'onde d'est classique bien étudié en Afrique de l'Ouest et sur l'Atlantique tropical. La figure 1.6 montre comment le champ de vent à 700 hPa va être perturbé lors du passage de l'onde 3-5 jours du 10 au 12 juillet 1988 à gauche et lors du passage de l'onde de périodicité entre 6 et 9 jours (du 27 au 29 juillet 1988) à droite.

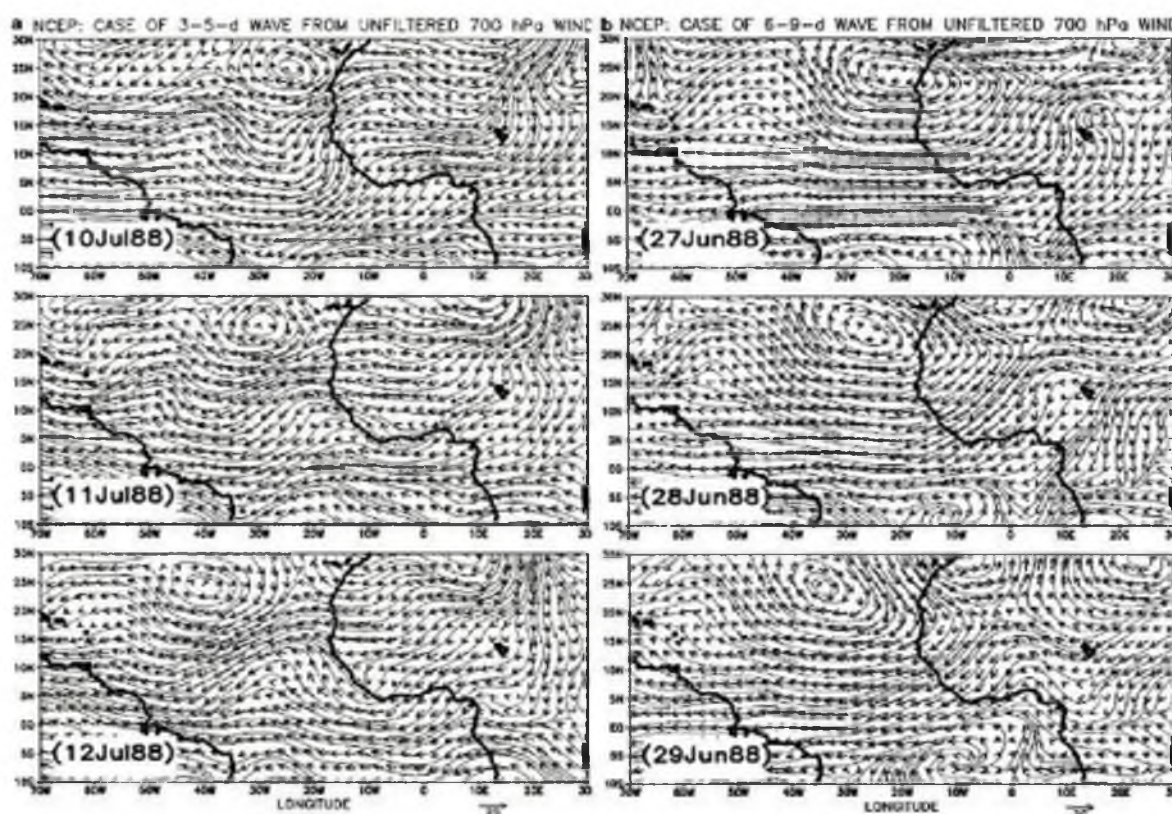


Figure 1.6: Champ de vent non filtré à 700 hPa pour illustrer le passage d'une perturbation 3-5 jours (colonne gauche, du 10 au 12 juillet 1988) et celui d'une onde 6-9 jours (colonne droite, du 27 au 29 juillet 1988) ; les isolignes sont les lignes de courant associées (Diedhiou, 1998).

Les travaux de Diedhiou (1998) ont montré que, les ondes 3-5 jours apparaissent, en moyenne autour de 20°E et se propagent d'Est en Ouest sur le continent et jusqu'aux Caraïbes. Elles suivent deux axes sur le continent (à 5°N et à 15°N), de part et d'autre du

JEA, qui convergent sur l'océan, pour ne suivre qu'un seul axe, autour de $17,5^{\circ}\text{N}$. Une telle perturbation est visible sur la figure 1.6 à gauche, issue de Diedhiou (1988).

Lorsque cette onde est active au Nord du JEA, elle présente une forte extension méridienne avec deux cellules de part et d'autre de ce jet. Elle a une longueur d'onde moyenne de 2500 Km avec une vitesse de phase d'environ $7-8^{\circ}$ longitudes par jour (8-9 m/s). En général, elle présente une périodicité entre 4 et 5 jours.

Lorsqu'elle est active au Sud du JEA, autour de 5°N , sa périodicité moyenne est de 3-4 jours. Dans cette région, elle présente une longueur d'onde moyenne de 4500 Km, une vitesse de phase de $10-12^{\circ}$ longitudes par jour soit environ 12 m/s. Lorsqu'elle arrive sur l'océan, sa trajectoire remonte progressivement vers le Nord pour se fondre avec l'axe nord, sur l'Atlantique.

1.5.3 Les ondes 6-9 jours

Plusieurs auteurs ont montré que les ondes d'est de périodicité 3-5 jours ne sont pas les seuls phénomènes ondulatoires de la troposphère tropicale africaine en été. Riehl (1948) a noté l'existence d'ondes se propageant d'Est en Ouest dans cette région, avec des périodes d'une semaine. Viltard et de Félice (1979) ont trouvé, avec les données de GATE des stations terrestre, un pic important dans la bande de période 6-8 jours, sur le spectre de puissance moyenne de la pression en surface à partir de 25 stations et sur les composantes du vent pour plusieurs stations de radiosondage en Afrique au Nord de 5°N .

Plus récemment, Diedhiou (1998) a montré d'une part que les ondes 6-9 jours n'étaient pas mises en évidence à partir d'un artéfact mathématique lié à l'analyse spectrale et d'autre part, que la convection et les précipitations étaient modulées différemment au passage de ces ondes (figure 1.6 à droite). En effet, il a montré que le régime d'onde 6-9 jours est très actif au nord du JEA entre $17,5^{\circ}\text{N}$ et 25°N et qu'il est caractérisé par de fortes circulations anticycloniques entre deux talwegs. Ces ondes ont une longueur d'onde d'environ 4500-5000 Km et une vitesse de phase, vers l'Ouest, de $8-9^{\circ}$ longitude par jour, soit de 7-8 m/s. L'évolution d'une perturbation de ce type est visible sur la figure 1.6 à droite.

Le développement et la propagation vers l'Ouest de larges circulations anticycloniques en relation avec les anticyclones de Libye et des Açores constituent les particularités de ce régime. Ces ondes modulent fortement la composante zonale du JEA.

Il faut noter cependant, malgré tous ces travaux, que la mise en place et la dissipation des ondes 6-9 jours ne sont pas encore très bien élucidées.

Chapitre 2

Visibilité horizontale et concentration en particules de poussières

L'aérosol désertique, encore appelé poussière minérale, fait partie de la famille des espèces traces présentes dans l'atmosphère sous forme particulaire. Il est qualifié de primaire au même titre que les embruns marins car émis directement sous forme de particules dans l'atmosphère sous l'action du vent.

Dans ce chapitre, nous présenterons les aérosols atmosphériques ainsi que le cycle de l'aérosol sahélo-saharien. Enfin nous présenterons la relation entre visibilité horizontale et concentration en particules en suspension dans l'atmosphère. Nous commencerons par présenter les données de la visibilité horizontale au sol.

2.1 Présentation des données de visibilité

Les météorologues évaluent la visibilité horizontale au sol toutes les heures de la journée sur l'ensemble des principales stations de l'ASECNA pour les besoins de la navigation aérienne. La réduction de la visibilité par suite de la brume sèche entraîne fréquemment des retards dans les horaires et même des déroutements d'avions.

Nous avons utilisé comme moyen de repérage des poussières sahariennes, les visibilités horizontales au sol telles qu'elles sont relevées par le réseau de l'ASECNA. Les carnets d'observations nous donnent des valeurs tri horaires de la visibilité aux heures synoptiques (0H00, 3H00, 6H00, 9H00, 12H00, 15H00, 18H00 et 21H00 TU). Pour ce travail, nous avons retenu 40 stations réparties entre 9,09°N et 25,14°N et entre 17,3°W et 20,51°E (tableau 2.1). L'étude portera sur la période allant de 1957 à 1987 dont nous avons pu extraire les données sur les périodes 1957-1961, 1970-1974 et 1983-1987.

Il est à signaler que nous n'avons pu obtenir pour certaines stations les données sur les trois périodes.

Tableau 2.1 Type de station et caractéristiques géographiques.

Stations	Type de station	Longitude	Latitude	Altitude
<u>Mauritanie</u>				
Atar	Synoptique	-13,04	20,31	191 m
Bir moghrein	„	-11,37	25,14	386 m
Kiffa		-11,24	16,38	127 m
Nema		-7,16	16,36	299 m
Nouadhibou		-17,02	20,56	27 m
Nouakchott		-15,57	18,06	7 m
Zouerate		-12,42	22,41	579 m
Tidjikja		-11,26	18,34	357 m
<u>Sénégal</u>				
Dakar	„	-17,3	14,44	27 m
Linguéré		-15,07	15,23	2 m
Tambacounda		-13,41	13,46	56 m
Ziguinchor		-16,16	12,33	3 m
<u>Mali</u>				
Bamako	„	-7,57	12,32	350 m
Bougouni		-7,3	11,25	333 m
Gao		-0,03	16,16	228 m
Kayes		-11,26	14,26	35 m
Kidal		1,21	18,26	457 m
Kita		-9,28	13,04	399 m
Koutiala		-5,28	12,23	325 m
Menaka		2,13	15,52	303 m
Mopti		-4,06	14,31	276 m
San		-4,5	13,2	277 m
Ségou		-6,09	13,24	272 m
Sikasso		-5,41	11,21	411 m
Tessalit		0,59	20,12	466 m
Tombouctou		-3	16,43	262 m
<u>Burkina Faso</u>				
Bobo-Dioulasso	„	-4,19	11,1	447 m
Boromo		-2,56	11,45	249 m
Dori		-0,02	14,02	276 m
Fada-N'gourma		0,21	12,04	278 m
Gaoua		-3,11	10,2	341 m
Ouagadougou		-1,31	12,21	306 m
Ouahigouya		-2,26	13,35	317 m
<u>Niger</u>				
Maïné-soroa	„	11,59	13,14	287 m
N'guigmi		13,07	14,15	299 m
Tahoua		5,15	14,54	392 m
<u>Tchad</u>				
Abéché	„	20,51	13,51	543 m
Faya-Largeau		19,1	18	260 m
N'djaména		15,02	12,08	299 m
Sarh		18,23	9,09	342 m

Les phénomènes qui perturbent la visibilité horizontale se répartissent en deux catégories : les lithométéores (brume sèche, brume de sable et chasses sable) et les hydrométéores (pluie, brume humide et brouillard). En l'absence de poussière, les visibilités relevées en zone tropicale sèche sont de l'ordre de 15 Km et plus. Par ailleurs, la brume sèche se manifeste par épisodes qui s'étalent le plus souvent sur plusieurs jours. Au cours de ces épisodes, la densité des poussières et les visibilités correspondantes, varient généralement lentement.

2.2 Les aérosols atmosphériques

2.2.1 Description générale

On définit les aérosols atmosphériques comme une suspension de fines particules liquides et / ou solides dans l'atmosphère, à l'exception des gouttelettes d'eau et des cristaux de glace composant les nuages et les brouillards. Les aérosols peuvent apparaître sous différentes formes : fumée, brume, embrun, nuage de poussière, etc.... La gamme de dimension de ces particules en suspension est très étendue puisqu'on estime qu'elles ont des diamètres compris entre 0,001 et 100 μm suivant leur origine, leur âge et le milieu dans lequel elles évoluent. La taille, la composition chimique et la distribution des aérosols atmosphériques sont étroitement liées à la nature et à l'intensité des nombreuses sources (anthropiques et naturelles) desquelles ils peuvent provenir et à ses mécanismes de formation et d'élimination.

Les aérosols présents dans l'air sont soit introduits directement dans l'atmosphère (poussières désertiques, embruns marins du pétillage de la mer, poussières volcaniques, déchets industriels, émissions de la biomasse brûlée, gaz d'échappement, etc...), soit produits par des réactions photochimiques de conversion gaz-particule. Leur élimination intervient soit par dépôt sec à la surface du globe (végétation, sols, océans), soit par lessivage par la phase aqueuse des nuages et des précipitations. Dans le premier cas, la vitesse de chute dépend de la taille des particules. Les mouvements à grande échelle de l'atmosphère tendent à provoquer un mélange des particules issues de ces multiples sources. Ainsi, la matière particulaire en suspension au-dessus des océans (aérosol marin) peut, dans certains cas, contenir une partie non négligeable de particules continentales. Inversement, de fines particules d'origine océanique sont susceptibles d'être entraînées au-dessus des terres.

2.2.2 Classification des aérosols atmosphériques

Pour réaliser une classification des aérosols, on doit prendre en compte certains critères tels que leur taille, leur nature physico-chimique, leur source et mécanisme de production et le domaine de résidence dans l'atmosphère. En effet, la première caractéristique des aérosols atmosphériques est certainement la grande variabilité de composition, forme, et dimension des particules dont ils sont constitués ainsi que des propriétés physiques et chimiques qui en résultent. En effet, il faut considérer les aérosols atmosphériques comme un ensemble complexe de systèmes d'aérosols. A chaque système correspondent des mécanismes déterminés de production, de transformation et d'élimination. Il en résulte naturellement une certaine homogénéité des caractéristiques de l'aérosol correspondant : composition, forme et spectre de dimensions des particules, propriétés physiques et chimiques ; ainsi que certains caractères permanents de sa distribution spatio-temporelle. Le temps de séjour moyen des aérosols dans l'atmosphère varie d'une journée à quelques semaines, ceci en fonction de leur taille et de leur localisation dans l'atmosphère. Les mesures expérimentales de distributions spectrales font apparaître trois principaux groupes de particules (figure 2.1). Selon l'ordre de grandeur du diamètre de la particule (supposée sphérique), on distingue trois classes (Pelassy, 1990) :

- les noyaux d'Aitken (mode nucléation) de diamètre inférieur à $0,1\mu\text{m}$;
- les particules fines (mode accumulation) de diamètre compris entre $0,1$ et $2\mu\text{m}$;
- les grosses particules (mode grossier) de diamètre supérieur à $2\mu\text{m}$.

Les particules les plus petites (environ $10^{-3}\mu\text{m}$ de rayon) proviennent essentiellement des processus de conversion gaz / particule (nucléation, condensation), leur nombre est très élevé pour une contribution massique relativement faible. Elles sont formées par condensation d'effluents gazeux naturels (végétation, décomposition bactérienne des sols) ou produits par combustion. Elles s'éliminent rapidement par coagulation entre elles et ont une durée de vie trop courte. Les noyaux d'Aitken, aérosols très fins, constituent des noyaux de condensation dans le processus de formation des nuages et des brouillards.

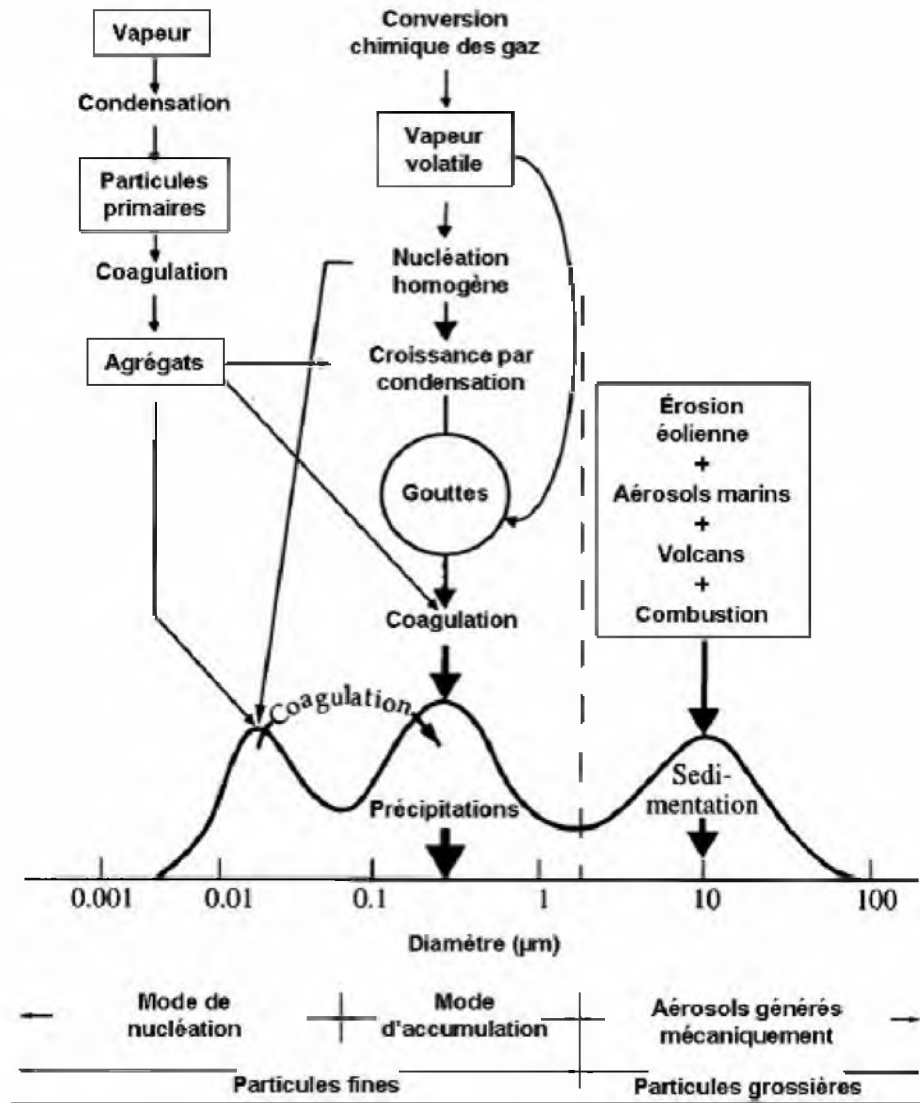


Figure 2.1 : Distribution en taille et mécanismes de formation des différents types d'aérosols atmosphériques d'après whitby et Cantrell (1976). Source Laurent (2005).

Les aérosols atmosphériques sont beaucoup plus nombreux dans la deuxième classe. Ces particules proviennent notamment de la coagulation des particules de mode nucléation entre elles et par condensation d'autres matériaux sur les particules issues de la coagulation. Elles offrent une surface d'échange avec la phase gazeuse importante et ont une durée de vie importante. Les grosses particules sont en général le résultat de processus mécaniques : elles sont générées par la mobilisation de l'horizon superficiel du sol, soulevées en altitude par des courants ascendants et transportées horizontalement sous l'action du vent sur des centaines de kilomètres avant d'être déposées par dépôt sec sous l'action de la gravité et par dépôt humide

sous l'effet du lessivage. Moins nombreuses que les précédentes, ne pouvant rester dans l'atmosphère à l'état libre que pour une durée limitée, ces particules cependant, vu leur taille, représentent la majeure partie de la masse de l'aérosol atmosphérique (Pelassy, 1990). Elles comprennent les poussières terrigènes, objets de notre étude, mais aussi les aérosols marins ainsi que certains produits de combustion (feux de biomasse et volcanisme) et des débris végétaux.

On peut aussi classer les aérosols atmosphériques en fonction de leur domaine de résidence dans l'atmosphère, du processus de formation ou en fonction de leur origine.

Les aérosols stratosphériques, de petite dimension, sont localisés entre 12 et 30 Km d'altitude. Ils sont produits principalement par le processus de conversion gaz / particule et par les injections issues des grandes éruptions volcaniques. Leur concentration maximale se situe vers l'altitude de 18-20 Km, dans une région appelée couche d'aérosol de Junge. Ils représentent une distribution zonale presque uniforme et leur durée de vie est de quelques mois à quelques années.

Les aérosols troposphériques quant à eux, de courte durée de vie (ils ont un temps de séjour de quelques jours), sont concentrés surtout dans la partie basse de la troposphère. Leur concentration et leur composition physico-chimique présentent une grande variabilité temporelle et spatiale. Parmi ces aérosols, les aérosols minéraux (ou poussière désertique) soulevés par les vents dans les régions arides jouent un rôle très important à l'échelle régionale. Les aérosols désertiques représentent environ 40% des émissions globales en aérosols troposphériques (IPCC, 2001). Ils forment des couches de grande épaisseur optique qui restent plusieurs jours dans l'atmosphère et dont l'impact radiatif est élevé.

On a également pour habitude de regrouper les aérosols issus de processus divers, selon deux catégories : les aérosols primaires et les aérosols secondaires (Tableau 2.2). Les aérosols dits primaires sont émis directement sous forme de particules. Leur taille est généralement supérieure au micron lorsqu'ils sont produits mécaniquement comme le soulèvement des poussières minérales et des sels de mer, et inférieure au micron lorsqu'ils sont issus de processus de combustion d'où sont issus les carbones suies. Les aérosols secondaires, de taille généralement submicronique, sont formés à partir de précurseurs gazeux subissant la transformation en particule soit directement par les processus hétérogènes de conversion (gaz en particule), soit par l'intermédiaire de gouttelettes nuageuses. Un exemple est la formation de particules de sulfate à partir des gaz précurseurs de SO_2 .

Il existe une grande diversité des sources d'émission d'aérosols, à laquelle s'ajoute une multiplicité de type d'aérosols qui sont susceptibles d'être émis par une même source. D'après Andreae (1995), les différentes sources sont regroupées selon deux grands types : les sources naturelles et les sources anthropiques (Tableau 2.2). Dans la première catégorie, on regroupe principalement les émissions de poussières minérales issues des zones arides et semi-arides et celles des sels de mer libérés par les océans. Les aérosols naturels représentent la fraction majoritaire de la masse totale d'aérosol émis. Ces particules sont les produits, pour une grande part, de l'action mécanique exercée par le vent sur les surfaces marines et continentales. Les caractéristiques physico-chimiques de ces aérosols résultent de leur mode de production (taille supérieure à 1 μm) et leur composition chimique est très proche de celle du matériau d'origine.

Les aérosols minéraux sont constitués d'argile, quartz, feldspath, calcite et parfois de sels en provenance de lacs asséchés, et présentent des concentrations élevées en silicium, aluminium, calcium et fer. Les aérosols marins, formés par l'évaporation des gouttelettes d'eau de mer près de la surface océanique, ont une composition voisine de celle du mélange d'éléments dissous dans l'eau de mer (sodium, chlore, soufre). Il existe aussi des aérosols issus de réactions biochimiques naturelles.

Dans la seconde, on distingue les émissions de particules de carbone, de sulfate et de nitrate provenant des activités industrielles, des activités domestiques, des transports et des pratiques agricoles comme les feux de brousse. Les aérosols anthropogéniques sont généralement concentrés autour des régions industrielles. Ils sont produits soit par combustion, soit par émission directe à l'état liquide ou solide, soit par l'intermédiaire des processus de conversion gaz particule faisant intervenir des produits gazeux de combustion. Les sources urbaines ont été largement surveillées, à cause de leur impact sur la qualité de l'environnement. En conséquence, au cours des dernières décennies, l'émission des aérosols industriels a été réduite sensiblement dans les pays développés. Selon leur nature, les diverses sources d'aérosols sont globalement réparties selon des régions distinctes. Ainsi, les panaches d'aérosols issus des sources urbaines (industrie, transport, utilisation domestique) sont répartis principalement dans l'hémisphère nord (Europe, Amérique du nord, Inde, Chine), alors que la majeure partie des émissions de feux de brousse est localisée en Afrique. Enfin, les émissions de poussières minérales se situent au niveau des déserts comme celui du Sahara par exemple.

Tableau 2.2 : Estimations récentes des émissions annuelles globales du contenu atmosphérique d'après Andréae (1995) et actualisé par Ramanathan et al. (2001). (tiré de Pancréati, 2003)

Type d'aérosol / source	Emission (Mt/an)	Durée de vie (journée)	Catégorie de particules
Aérosols naturels			
<i>Aérosols primaires</i>			
aérosol minéral (désertique)	900-1500	4	principalement
sel marin	2300	1	grossière
poussière volcanique	33	4	grossière
aérosol organique	50	4	grossière
<i>Aérosols secondaires</i>			
sulfates biogéniques	70	5	
sulfate à partir de SO ₂ volcanique	20	10	fine
substances organiques d'hydrocarbures biogéniques	20	5	fine
Total naturel	3393-3993		
Aérosols anthropogéniques			
<i>Aérosols primaires</i>			
aérosol minéral (désertique)	0-600	4	principalement
poussière industrielle	40	4	grossière
carbone suie (carbone élémentaire)	14	7	grossière et fine
carbone organique	54	6	fine
<i>Aérosols secondaires</i>			
sulfate à partir de SO ₂	140	5	fine
aérosol organique	20	7	fine
Total anthropogénique	268-868		
Total naturel + anthropogénique	3661-4861		

A ces répartitions complexes des sources d'émissions sur le globe, s'ajoutent des évolutions temporelles propres à chacune. En effet, les sources liées aux activités urbaines émettent régulièrement alors que les sources de feux de brousse sont saisonnières et que les émissions désertiques sont sporadiques, dépendant des conditions de vent et d'humidité

2.3 Cycle atmosphérique des aérosols désertiques

Les aérosols désertiques représentent la première source d'aérosol en masse. En effet, la quantité globale d'aérosol minéral émise dans l'atmosphère serait comprise entre 1000 et 3000 Mt/an (million de tonnes/an), ce qui correspond à environ 40% des émissions annuelles totales des aérosols (Ramanathan et al., 2001 ; IPCC, 2001). Pour autant, il existe encore aujourd'hui de grandes incertitudes sur les estimations. Les principales estimations basées sur différentes approches indirectes (concentration moyenne et temps de résidence, flux de dépôt, ou modélisation) sont reportées dans le tableau 2.3. Les estimations effectuées depuis une quinzaine d'années varient d'au moins un facteur trois, montrant les difficultés rencontrées pour quantifier de façon précise des émissions extrêmement variables spatialement et temporellement.

Aujourd'hui, une partie de ces émissions d'aérosols désertiques a une origine anthropique (Sokolik et Toon, 1996 ; Tegen et al., 2004 ; Yoshioka et al., 2005). L'usage des sols par l'homme (agriculture, surpâturage) entraîne une mise à nu de surfaces préalablement protégées de l'érosion éolienne, qui deviennent alors des zones potentielles d'émission d'aérosols, et peut aller jusqu'à induire des phénomènes de désertification dans certaines régions. C'est le cas dans le sud de la Tunisie (Kardous, 2005).

Différentes études ont été menées pour tenter de quantifier les émissions anthropiques d'aérosols désertiques qui en découlent. Par exemple, Sokolik et Toon (1996) suggéraient qu'elles représentent seulement 20 à 30% de la charge d'aérosols terrigène totale. Même si les estimations sont aujourd'hui globalement revues à la baisse (Tegen et al., 2004 ; Yoshioka et al., 2005), de très grandes incertitudes persistent encore sur la quantification des émissions d'aérosols minéraux d'origine anthropique.

Tableau 2.3 : Récapitulatif des études et des estimations par méthodes indirectes des émissions globales d'aérosols désertiques réalisées depuis une quinzaine d'années d'après Duce (1995) et Zender et al., (2004), les estimations basées sur les mesures de dépôts en zones océaniques sont indiquées entre parenthèses (source Laurent, 2005).

Références	Emissions annuelles (Mt/an)
Judson (1968)	60-360
Peterson et Junge (1971)	500
Hidy et Brock (1971)	60-360
SMIC (1971)	100-500
Joseph et al (1973)	130-200
d'Almeida (1986)	1800-2000
Schütz (1987)	2000
Duu et al (1987)	(910)
Jaenicke et Matthias-Masser (1992)	1500-2000
Tegen et Fung (1994)	3000
Duce (1995)	1000-2000
Tegen et Fung (1995)	1222
Prospero (1996)	(358)
Mahowald et al (1999)	3000
Penner et al (2001)	2150
Ginoux et al (2001)	(478) 1814
Chin et al (2002)	1650
Werner et al (2002)	1060±194
Tegen et al (2002)	1100
Zender et al (2003)	(314) 1490±160
Mahowald et Lao (2003)	1654
Tegen et al (2004)	1921

L'activité éolienne sur le Sahara et le Sahel a pour conséquence première de mettre en mouvement des quantités importantes de sable et de poussière. L'aérosol saharien constitue un système dont le cycle est déterminé par un ensemble de mécanismes en rapport avec l'environnement et le climat du Sahara et de ses bordures. Il est caractérisé par le soulèvement

depuis les régions sources qui, semblent bien délimitées géographiquement, le transport atmosphérique à grande échelle qui peut se prolonger largement au-delà de l'air saharien d'origine et le dépôt (figure 2.2).

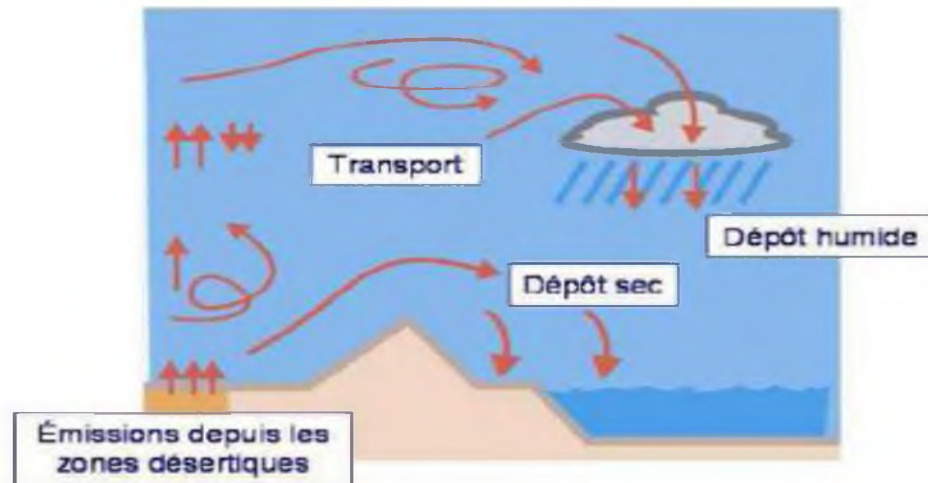


Figure 2.2: Schéma du cycle des aérosols désertiques (Laurent, 2005).

2.3.1 Processus de formation de l'aérosol saharien

Les aérosols désertiques sont un produit de l'action mécanique qu'exerce le vent sur la surface du sol. Au-delà de l'existence de conditions météorologiques propices à l'érosion éolienne (vents forts, précipitations faibles), la nature des sols va jouer un rôle important dans le fait qu'une région donnée soit ou non une source privilégiée d'aérosols. L'érosion éolienne se traduit par l'enlèvement partiel ou total des particules du sol par diverses actions dont les principales sont la déflation et l'abrasion. La déflation est l'enlèvement direct des particules libres du sol par le vent. Elle s'exerce sur des substrats meubles : sols pulvérulents, dépôts alluviaux, etc. Par contre, l'abrasion consiste en l'enlèvement des particules du sol, à partir d'agrégats et/ou de sols croûtés sous l'impact de l'action mécanique exercée surtout par des particules mobilisées en saltation. Ces particules, en percutant ces agrégats et croûtes (sandblasting), libèrent d'autres particules qui se mettront soit en mouvement à leur tour soit seront emportées dans l'atmosphère (Gomes et al., 1990 ; Shao et al., 1993).

La couverture végétale et l'humidité des sols constituent des obstacles quasi absolus à la mobilisation des poussières minérales dans l'atmosphère. Les processus d'émissions contrôlent non seulement les quantités d'aérosols transportables, mais aussi les caractéristiques de ces particules. La région Sahara - sahel, zone la plus étendue, et la mieux

étudiée, a une production annuelle estimée entre 400 et 700 million de tonnes d'aérosols d'après D'Almeida (1986). En effet, plusieurs tentatives ont été effectuées pour estimer et modéliser l'apport de la source saharienne (tableau 2.4). Ces estimations montrent une grande variation des quantités, ce qui reflète les différences dans les procédures de modélisation, la période considérée et l'étendue de la zone source (Goudie et Middleton, 2001).

Tableau 2.4 : Estimation des émissions d'aérosols du Sahara (Goudie et Middleton, 2001)

Auteurs	Quantité annuelle (million de tonnes/an)
Jaenicke (1979)	260
Schütz et al. (1981)	260
D'Almeida (1986)	130-710
Prospero (1996a, b)	170
Swap et al. (1996)	130-460
Marticorena and Bergametti (1996)	586-665
Callot et al. (2000)	760

Une fois mobilisées, les particules vont se mouvoir suivant leur taille, par reptation, saltation ou suspension (figure 2.3). Les processus de saltation et de sandblasting n'ont lieu uniquement que lorsque la vitesse seuil d'érosion des sols est dépassée. La reptation est le mode de transport des grains grossiers dont les diamètres sont compris entre environ 1000 et 2000 μm et que l'énergie du vent est incapable de soulever. Elle est fortement activée par l'impact des grains en saltation et sur le plan théorique, elle est relativement peu étudiée. La saltation concerne les grains, de taille comprise entre environ 50 et 1000 μm éjectés de la surface du sol. Il s'agit d'une série de sauts successifs de trajectoires balistiques se produisant dans le sens de l'écoulement de l'air. La hauteur atteinte par les grains définit la couche de saltation. Elle varie de quelques dizaines de centimètres à un mètre et dépend de l'équilibre entre énergie cinétique et énergie potentielle des grains en mouvement ascendant. Les particules de taille inférieure à une cinquantaine de micromètres, le plus souvent produites par sandblasting, sont généralement mobilisées en suspension lorsque leur mouvement leur permet de dépasser la hauteur maximale de la couche de saltation (Greeley et Iversen, 1985). Ces particules fines constituent les aérosols minéraux qui sont transportés sur de longues distances depuis les zones sources.

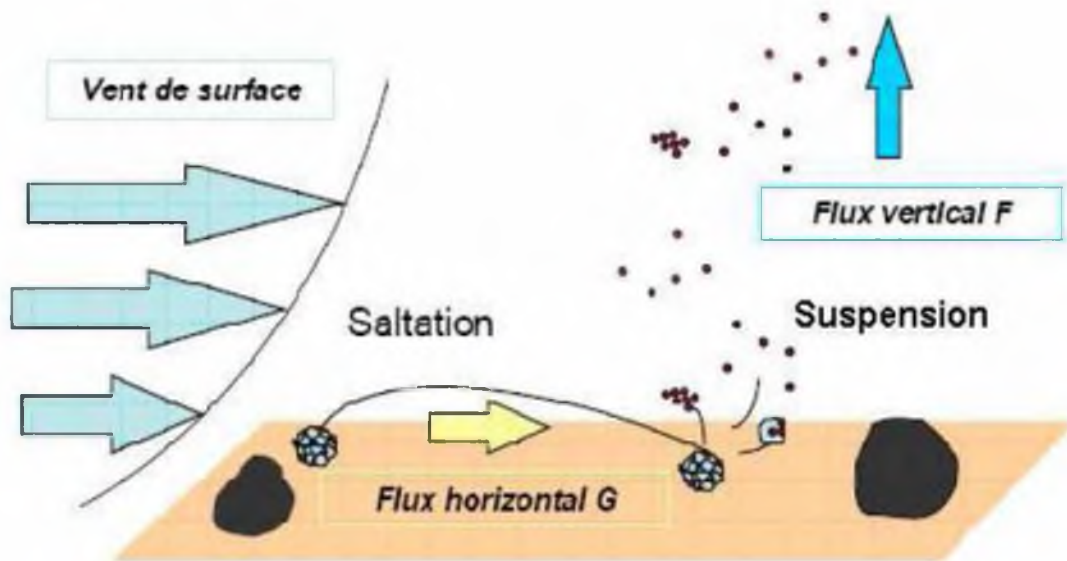


Figure 2.3 : Schéma des processus intervenant dans l'émission des aérosols désertiques (Laurent, 2005).

Le soulèvement en zones sources a lieu quand les conditions suivantes sont remplies :

- il n'y a pas d'obstacle (couvert végétal, humidité) en surface pour empêcher la mobilisation des particules ;
- les particules (générées par l'érosion éolienne ou hydrique et par les actions thermiques) susceptibles d'être mobilisées par le vent sont présentes en quantité importante dans le sol ;
- l'apport d'énergie d'origine éolienne à la surface est suffisant pour vaincre les forces de cohésion inter particulaires.

Si ces conditions sont remplies, les grosses particules (rayon compris entre 50 μm et quelques centaines de μm) sont soulevées par les vents de surface et forment un flux horizontal. En effet, le flux d'érosion se partage entre flux horizontal et flux vertical: le flux horizontal représente la masse de particules traversant par unité de temps une surface verticale, perpendiculaire au sens de l'écoulement, de hauteur infinie et de largeur unité. Il est essentiellement constitué par les particules mobilisables en reptation et en saltation. Le flux vertical représente la masse de particules fines produites par unité de surface horizontale et par unité de temps. Il concerne les particules mises en suspension qui arrivent à s'extraire du flux horizontal.

2.3.2 Déplacement horizontal des particules et phénomènes locaux

Les phénomènes locaux (figures 2.4a ; 2.4b et 2.4c) se caractérisent par une occurrence ponctuelle et se traduisent par des manifestations de tourbillons thermiques ou dynamiques, de murs de sable ou de chasse-sable (Nouaceur, 2002). Les brumes de poussières et les brumes sèches correspondent à une situation postérieure à un soulèvement de particules fines.

- **Le chasse-sable :**

Lorsqu'il est assez fort, le vent en surface transfère de la quantité de mouvement aux particules fines (poussières) et plus grosses (grains de sable) d'un sol à la cohésion réduite par la sécheresse et dépourvu de la protection qu'offre une couverture végétale. Les grains de sable projetés retombent rapidement sous l'effet de leur poids et peuvent soit rouler, soit décoller pour retomber plus loin, se déplaçant ainsi dans une couche ne dépassant généralement guère un mètre d'épaisseur. Dans l'un et l'autre cas, des chocs se produisent entre les grains de sable immobiles de la surface et les grains en mouvement, avec une énergie souvent suffisante pour faire éclater le grain impactant ou les grains impactés au sol, induisant un autre soulèvement ou produisant des particules plus fines. Cette fragmentation des particules et agrégats en éléments fins mobiles constitue la corrasion qui contribue à aggraver l'érosion. Ces particules restent confinées dans une faible hauteur près du sol. C'est la couche de saltation, phénomène appelé chasse-sable basse quand elle reste près du sol ou chasse-sable haute quand elle dépasse la taille humaine en général à peine un peu plus de deux mètres. Par fractionnements successifs, on aboutit à de fines particules qui sont entraînées plus haut dans l'atmosphère (au-dessus de la couche de saltation) par les mouvements turbulents au niveau du sol. Ce nuage de lithométéores né du chasse-sable prend le nom de brume de poussière (présence d'un dépôt de poussière au sol) ou de brume sèche (absence de dépôt de poussière au sol) (Nouaceur, 2002).



Figure 2.4a: Altération de la visibilité par la brume de poussière à Nouakchott le 02 juillet 1993 à 12 heures (carrefour ASECNA) (Nouaceur, 2002).



Figure 2.4b : Mur de sable aux environs de Kiffa en mai 1994 (Nouaceur, 2002).



Figure 2.4c: Tempête de sable à Nouakchott le 27 janvier 1993 à 15 heures. La réduction de la visibilité est plus importante qu'en période de brume (Nouaceur, 2002).

Le seuil de vitesse du vent à partir duquel le phénomène du chasse-sable sera efficace va dépendre de l'état initial du sol (granulométrie, rugosité). D'après Lefeivre (1993), Béranger (1963) à Reggane (Algérie) estime que les vents doivent atteindre 5 m.s^{-1} et Bernet (1967) estime ce seuil de $8 \text{ à } 10 \text{ m.s}^{-1}$ à Faya-Largeau (Tchad) pour que le processus commence.

- **Les murs de poussières :**

Si le chasse-sable est à l'origine de la plus grande partie de la masse d'aérosol terrigène mise en suspension dans l'air, il existe un autre processus de soulèvement qui peut se produire lors du passage d'une perturbation comme par exemple au passage d'une ligne de grain accompagnée de puissants cumulonimbus qui créent des mouvements ascendants capables de soulever et d'emporter les fines particules du sol. Ce phénomène est particulièrement spectaculaire dans les régions du Sahel et des savanes. Le véritable mur de poussière qui se forme alors progresse avec la même rapidité que la ligne de grains. Le mur de sable constitue le bord antérieur d'une tempête de sable ou d'une invasion d'air froid.

- **Les tourbillons de poussières :**

Les tourbillons de poussière existent toute l'année. Ils constituent un ensemble de particules de poussière ou de sable, accompagné parfois de petits débris, soulevés du sol sous forme d'une colonne tourbillonnante et de hauteur variable, à axe sensiblement vertical et de faible diamètre. Lorsque le tourbillon est dynamique, il est généré par l'existence de deux courants de vitesses ou de directions différentes. Quand il est thermique, il est induit par une instabilité due à un échauffement du sol. Ce phénomène se produit par vent faible, lorsque l'air des basses couches est rendu très instable par l'échauffement du sol. Au-dessus d'une zone particulièrement favorable (sable, pierrailles) l'air rendu plus léger, s'élève. Il se forme alors une colonne ascendante dépressionnaire qui peut devenir tourbillonnaire et en s'amplifiant, entraîne avec elle les particules disponibles du sol. Les plus fines particules injectées ainsi dans l'atmosphère par des tourbillons pouvant atteindre 1000 m de hauteur pourront y résider longtemps et parcourir de grandes distances comme dans le cas de la brume sèche.

2.4 Principales zones sources de l'aérosol saharien

La majeure partie des aérosols désertiques est émise depuis les zones arides et semi-arides. Ces surfaces sont en effet les moins protégées de l'érosion par la couverture végétale (très faible ou inexistante) et par une humidité du sol très réduite, limitant la cohésion des éléments constitutifs du sol. L'aridité correspond à une situation de manque de ressources en eau permanente dans l'air et dans le sol et se définit donc par un bilan hydrique déficitaire du sol. Elle dépend de paramètres climatiques et du type de sol et diffère de fait de la sécheresse qui est due à une situation atmosphérique défavorable et limitée dans le temps. De manière générale, la quantité et la répartition saisonnière des précipitations permettent de délimiter les différentes zones semi-arides et arides. La limite des déserts (zones arides) est définie par une limite du taux annuel de précipitation de l'ordre de 100 à 200 mm (Laurent, 2005). Les zones arides et semi-arides sont généralement localisées de part et d'autre de l'équateur, dans la ceinture d'anticyclones subtropicaux. Les principales régions arides et semi-arides sont situées en Afrique du Nord et de l'Ouest, dans la partie ouest de l'Afrique du Sud, en Asie centrale, en Arabie et au niveau du sous-continent indien, en Australie, ainsi que dans certaines régions de l'ouest des Etats-Unis et de l'Amérique du sud.

Le désert du Sahara produit à lui seul environ 25% des poussières insolubles en suspension dans l'Atmosphère (Jankowiak et Tanré, 1992). La région Sahara-sahel au nord de l'Afrique, zone la plus étendue, et la mieux étudiée, a une production annuelle estimée entre 400 et 700 Mt (Schütz et al., 1981 ; D'Almeida, 1987 ; Swap et al., 1992 ; Laurent, 2008a,b). Les estimations montrent une grande variation des quantités ce qui reflète les différences dans les procédures de modélisation, la période considérée et l'étendue de la zone source (Goudie et Middleton, 2001). Les principales zones sources de la zone Sahara-Sahel se trouvent à proximité des régions montagneuses et notamment aux pieds des montagnes. Ceci est le résultat de deux facteurs principaux : la présence abondante de sédiments dans ces régions sous l'effet de l'érosion fluviale, et l'occurrence fréquente de forts vents de surface associés à la présence de jets de basse couches dont la fréquence et l'intensité sont renforcées par la présence d'orographie. Legrand (1990) définit les régions sources de l'aérosol saharien à partir des conditions suivantes :

- ✓ les sols sont riches en particules fines ; régions de dunes des dépressions et anciennes vallées de l'aire saharienne, et aussi secteurs soumis à la sécheresse en bordure du Sahara. Cette condition aboutit à une localisation géographique.

pour Absorbing Aerosol Index) dérivés des capteurs TOMS (Total Ozone Mapping Spectrometer), et les indices d'empoussièrement (IDDI pour Infrared Dust Difference Index) produits à partir des mesures Météosat.

Bertrand et al (1975) a identifié deux sources principales à partir de l'analyse des réductions de la visibilité horizontale. L'une (notée B1 sur la figure 6) est située dans le nord des territoires du Niger et du Tchad et recouvre le bassin du Tchad et le Ténéré; elle est bordée par les monts Ennedi et Ouadaï à l'est, les massifs du Tibesti et du Hoggar au nord et de l'Aïr à l'ouest (figure 6). Il existe un effet de couloir entre ces massifs montagneux qui a pour conséquence le renforcement de l'agent mobilisateur qu'est le vent. L'emplacement de l'autre source est défini de façon moins précise, à l'ouest du massif du Hoggar en partie sur le sud algérien et en partie sur la Mauritanie. Toujours à partir de l'analyse des visibilités de 27 stations météorologiques au sud du Sahara, Bertrand et al. (1979) ont montré que les plus fortes réductions de la visibilité en dessous de 5 Km (190 h/mois), ont lieu à Bilma (18,40°N ; 12,55°E) suggérant que cette station doit être localisée dans ou près d'une zone de génération de poussières. Ils ont également identifié une seconde zone source en Mauritanie due aux fortes fréquences de réductions de la visibilité horizontale à Nouakchott (18,06°N ; 15, 57°W) et à Nouadhibou (20,56°N ; 17,02°W) sur la côte de l'océan Atlantique. Leurs conclusions sur la localisation des zones sources de l'Afrique du nord sont en accord avec celles trouvées à partir de l'analyse de d'autres données de visibilités (Middleton, 1986 ; N'Tchayi, 1992 ; N'Tchayi et al., 1997 ; Ozer, 2001).

D'Almeida (1986) utilise l'information d'une carte d'évaluation de la dégradation des sols en Afrique éditée par les Nations Unies, pour définir quatre zones principales de génération d'aérosol désertique. La source 1 s'étend en bordure de l'océan Atlantique sensiblement entre 20° N et 30° N, sur les territoires du Maroc, de l'Algérie, de la Mauritanie et du Mali. La source 2 est située dans l'extrême sud de l'Algérie, dans le triangle formé par les montagnes du Hoggar, de l'Adrar des Iforhas et de l'Aïr. La source 3 occupe le nord du Niger et du Tchad et le sud de la Libye, entre les massifs de l'Aïr et du Tibesti. Enfin, la source 4 au nord-est du Sahara en bordure de la mer Rouge, s'étend sur le nord du Soudan et le sud de l'Egypte. A ces principales sources, D'Almeida (1986) précise qu'il convient d'ajouter un certain nombre de sources secondaires de production moindre.

Legrand (1990) réalise à partir des travaux cités la figure 6 pour illustrer l'état des connaissances relatives à la localisation des sources sahariennes. La première source de Bertrand (1975) est notée B1. Quant à celles définies par D'Almeida (1986), elles sont notées respectivement A1, A2, A3 et A4. Dans son étude, il cite également des travaux d'auteurs qui

ont identifié les régions sources des poussières sahariennes. Bergametti et al. (1992), sur la base d'une année d'observations (20 cas) identifie deux secteurs distincts de l'Afrique au nord de 30°N, contenant les sources fournissant la plus grande partie de l'apport en poussières sur la Méditerranée occidentale ; le secteur S1 s'étend sur l'est algérien, la Tunisie et l'ouest libyen, tandis que le secteur S2 correspond à l'ouest algérien et au Maroc (positions approximatives reportées sur la figure 6). Ces études issues d'observations réalisées hors de la sphère saharienne, tentent d'identifier les régions sources à partir de l'étude des situations météorologiques et des restitutions de trajectoires des masses d'air. Bergametti (1992) y associe l'étude de la signature minéralogique des poussières qu'il rattache à des provinces minéralogiques d'origine, ainsi que l'observation satellitaire lorsque cela est possible. La source B1 de Bertrand et al (1975) doit pouvoir être identifiée à la source A3 de D'Almeida (1990) tandis que la seconde source doit être associée aux sources A1 et A2.

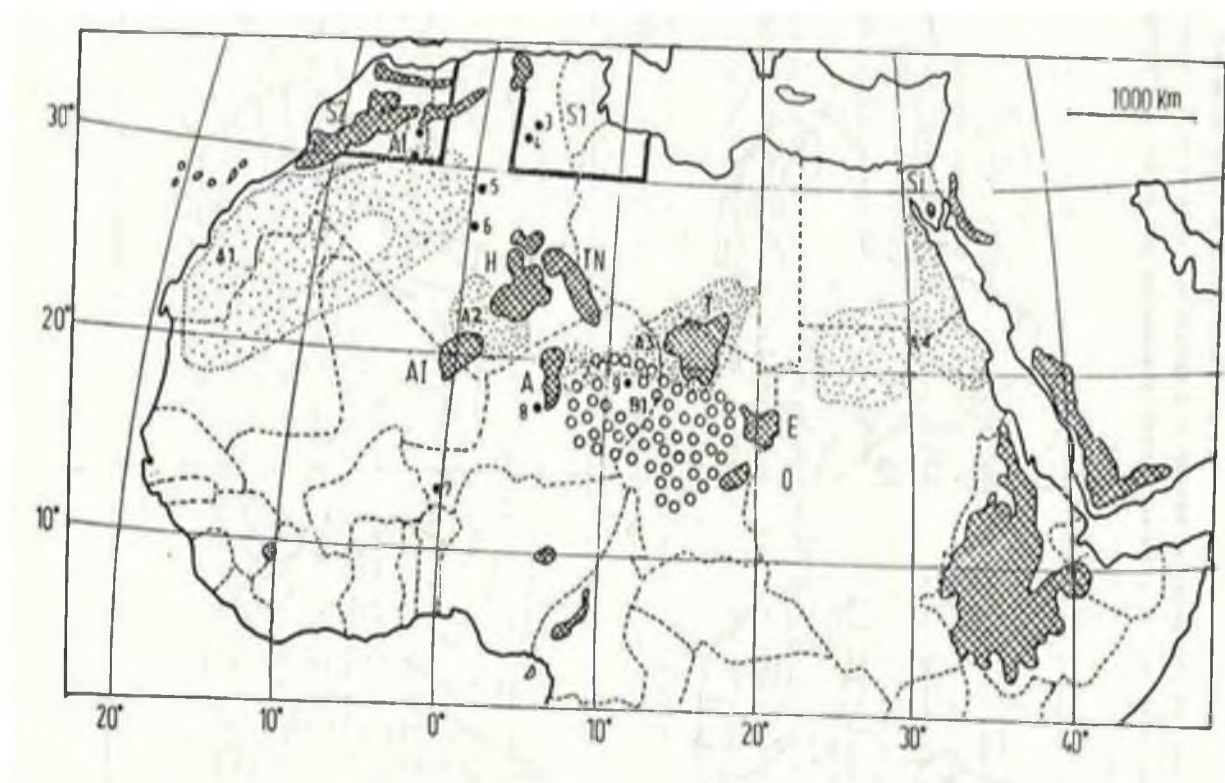


Figure 2.6: Position des zones sources d'aérosol saharien selon différents auteurs ; B1

(Bertrand et al, 1974) ; A1, A2, A3, A4 (D'Almeida, 1986) S1, S2 (Bergametti, 1987). Les principaux reliefs sont indiqués ; At : Atlas, H : Hoggar, TN : Tassili N'Ajjer, AI : Adrar des Iforhas, A : Aïr, T : Tibesti, E : Ennedi, O : Ouadai, Si : Sinai. (Legrand, 1990).

Brooks et Legrand, (2000) ont localisé quatre principales zones sources en Afrique du nord à partir de l’Infrared Difference Dust Index (IDDI) issus de l’imageur infrarouge de METEOSAT (Legrand et al., 2001) : (A) dans l’erg de Bilma au Tchad, (B) dans les ergs Iguidi et Chech qui se situent au nord de la Mauritanie et du Mali et au sud de l’Algérie, (C) dans une zone située dans le nord du Soudan et le sud de l’Egypte et (D) dans le nord du Niger et le sud de la Libye (figure 7).

Cette distribution des principales zones sources en Afrique du nord semble en accord avec celle fournie par Prospero et al. (2002) ; Washington et al. (2003) et la récente étude de Engelstaedter et al. (2006) basée sur les Aerosol Index de TOMS qui retrace la configuration des zones sources en Afrique du nord en 4 zones principales : la dépression de Bodélé au Tchad, l’Afrique de l’ouest, couvrant de larges régions de la Mauritanie, du Mali et du sud algérien, le désert Nubien et le désert Libyen (figure 8).

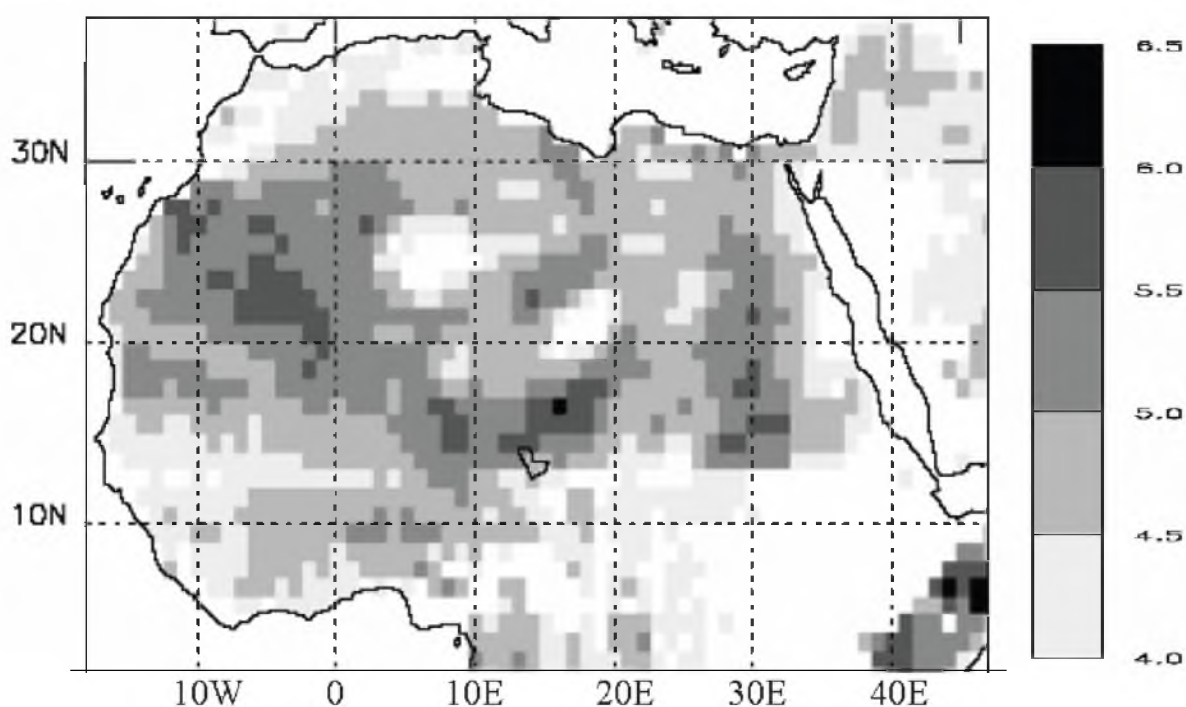


Figure 2.7: Moyenne annuelle de l’IDDI en Kelvin de METEOSAT-IR sur la période 1984-1993 indiquant la localisation des principales zones sources d’aérosols désertiques en Afrique du nord (Brooks et Legrand, 2000).

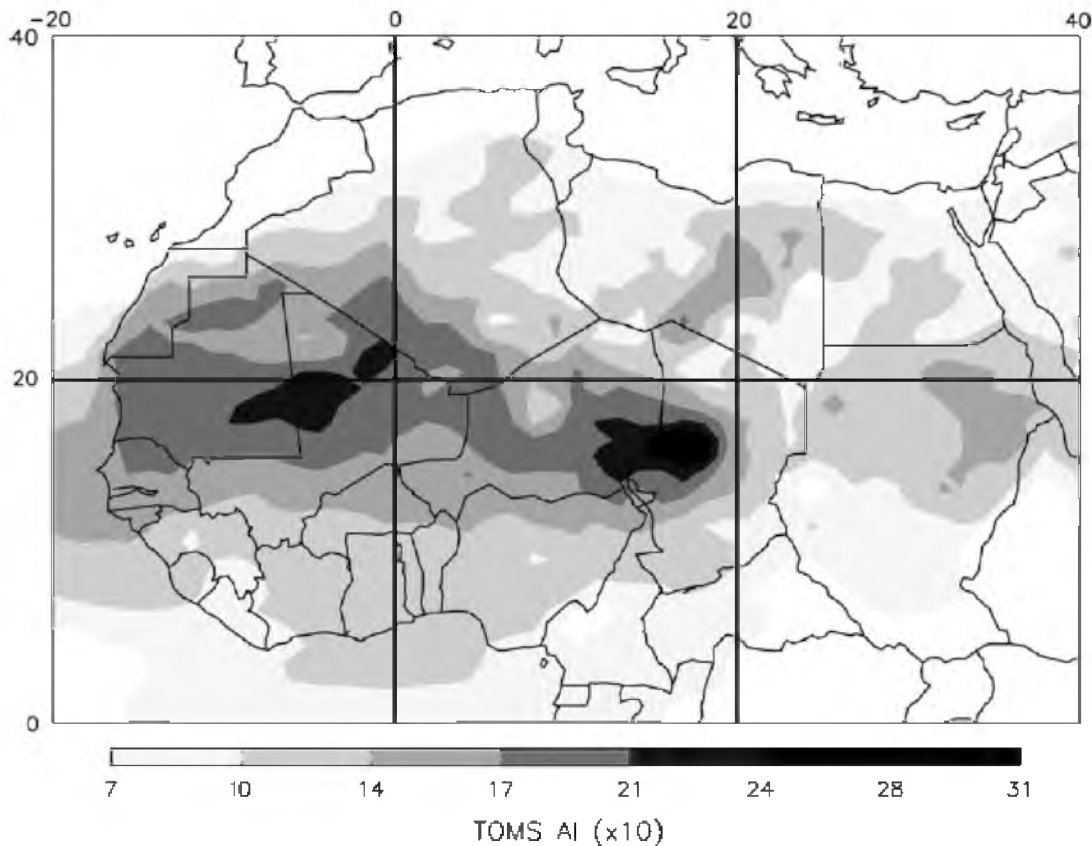


Figure 2.8: Moyenne mensuelle sur la période 1980-1992 de l'AI de TOMS ($\times 10$) illustrant les principales zones sources de l'Afrique du nord : Bodélé ; Afrique de l'ouest ; désert Nubien et désert Libyen (Engelstaedter et al., 2006).

Enfin, les émissions annuelles depuis les zones sources occidentales de l'Afrique au nord de l'équateur (≈ 480 Tg) sont significativement plus importantes que celles des sources orientales (≈ 185 Tg). Cette forte différence s'explique probablement par des conditions climatiques plus favorables à l'érosion au-dessus de l'Afrique de l'ouest (Bou Karam, 2008).

Cependant, Coudé-Gaussen (1990) a pu montrer à partir du croisement des informations sur la fréquence des vents et celles sur les zones potentielles de fourniture de poussières, qu'il n'y a pas toujours adéquation entre les régions potentielles et les régions effectives de génération d'aérosol terrigène. Il apparaît par exemple que la bonne aptitude potentielle des shebkas et certains chotts est en partie estompée dans les faits. De plus, des études plus récentes ont montré que les sources de poussières de l'Afrique du nord doivent varier au cours de l'année, au même titre que les changements météorologiques (Schepanski et al., 2007 ; Washington et al., 2003). Différentes régions sources apparaissent répondre à différentes parties de la dynamique atmosphérique : l'activité de la dépression de Bodélé au

Tchad, est fortement dépendante de la présence et de l'intensité des low level jets (Washington et Todd, 2005 ; Washington et al., 2006) , alors que la production de poussières à l'ouest du Sahara est plus étroitement reliée au degré de convergence dans les basses couches (Engelstaedter et Washington, 2007).

2.5 Transport des poussières désertiques

C'est la situation météorologique régnant sur le Sahara et les régions limitrophes qui va permettre de décrire le transport des nuages de poussière dans leurs caractéristiques essentielles : direction, vitesse, trajectoire, altitude, distance parcourue et durée du transport. Les particules n'iront pas loin si elles ne trouvent pas des conditions favorables qui prolongent leur vol à des altitudes plus élevées et à des distances plus grandes. Si les conditions sont défavorables, les poussières seront bloquées dans les environs immédiats de la zone source. Si elles sont plutôt favorables, par mouvement d'advection, les particules quittent les basses couches de l'atmosphère et montent en altitude (2 à 4 Km). Elles sont dispersées et transportées sur de très longues distances, en voyageant dans la troposphère libre. La longueur du voyage étant inversement proportionnelle à la taille des particules.

Le transport des panaches de poussières depuis l'Afrique au nord de l'équateur présente trois trajectoires principales (figure 9):

- ✓ Le transport transatlantique vers le golfe de Guinée, les Etats Unis, les Caraïbes et l'Amérique du sud (D'Almeida, 1986 ; Swap et al., 1992 ; Prospero et Lamb, 2003) ;
- ✓ Le transport vers la Méditerranée et l'Europe (Moulin et al., 1998 ; Borbely-Kiss et al., 2004) ;
- ✓ Le transport vers le proche et Moyen Orient (Israelevich et al., 2003).

Un transport transcontinental des panaches d'aérosols depuis l'Afrique du nord jusqu'au Japon à travers le Moyen Orient et l'Asie du sud a été également suggéré par Tanaka et al. (2005).

Selon D'Almeida (1986), 60 % des poussières sahariennes sont transportées vers le golfe de Guinée, 28 % vers l'Atlantique et 12 % vers l'Europe.

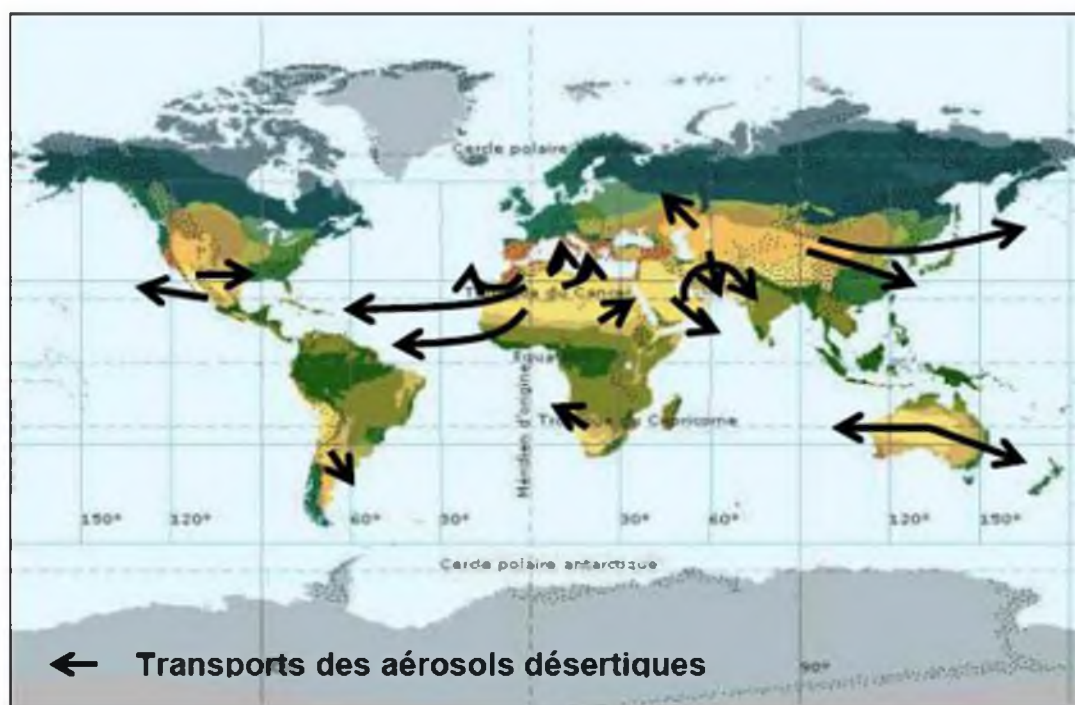


Figure 2.9: Les principales sources et directions de transport préférentielles des poussières désertiques, d'après Meigs (1953) et Coudé-Gaussen (1984), (source: Laurent, 2005).

2.5.1 Le transport transatlantique

La majorité des panaches de poussières émis depuis l'Afrique du nord sont transportées selon cette trajectoire. La direction des panaches selon cette trajectoire varie avec les saisons en relation avec la position du Front Intertropical (FIT) et les mécanismes de soulèvement mis en jeu durant la saison de mousson. Ainsi, deux types de transport de poussières africaines au-dessus de l'Atlantique tropical nord ont été clairement identifiés en fonction de la circulation atmosphérique générale. Le premier est un transport de basse couche (1,5-3 Km) décrit par Chiapello et al. (1995). Il est dû aux alizés (Harmattan) pendant l'hiver boréal de novembre à août. Il affecte essentiellement la partie Est de l'Atlantique nord tropical. Le second, décrit par Prospero et Carlson. (1981), est un transport en altitude et à grande distance. En été boréal, le transport de la poussière se produit dans une couche atmosphérique appelée Couche d'Air Saharienne (CAS), qui peut atteindre typiquement 5-6 Km d'altitude au-dessus des zones sources et qui entame par la suite une descente progressive. En été, les aérosols peuvent atteindre les Antilles (Prospero et al., 1970) alors qu'en hiver, ils sont transportés vers l'Amérique du sud atteignant le bassin de l'Amazonie.

(Swap et al., 1992 ; Kaufman et al., 2005). Ceci explique que le maximum de concentrations en aérosols désertiques soit mesuré en été à Barbade (Prospero et Nees, 1977) et en hiver en Guyane française (Prospero et al., 1981). Les mesures de concentrations en aérosols à Barbade, Bermuda et Miami ont également montré qu'une grande partie de l'océan Atlantique nord est affectée par les poussières atmosphériques avec un maximum en juin-juillet et un minimum en décembre-février (Prospero, 1996). Enfin, le transport transatlantique est modulé par l'activité des ondes d'est africaines qui se propagent d'Est en Ouest (Prospero et Carlson, 1981 ; Prospero et Nees, 1986 ; Jones et al., 2003, 2004). En effet, ces différents travaux ont montré que durant les mois d'été, de larges panaches de poussières émergent de la côte ouest de l'Afrique du Nord, suivant des occurrences de 3 à 5 jours qui sont associées aux passages d'ondes d'est africaines traversant l'Afrique du Nord d'Est en Ouest. La structure des ces panaches de poussières est complexe, et certaines trajectoires les entraînent à l'ouest du continent européen (Middleton et Goudie, 2001).

2.5.2 Le transport vers la Méditerranée et L'Europe

Les panaches d'aérosols émis depuis l'Afrique du nord sont souvent transportés au-dessus de la Méditerranée (Ganor et Mamane, 1982), vers le sud de l'Europe (Lyamani et Alados-Arboledas, 2005) et épisodiquement vers l'Europe centrale (Vukmirovic et al., 2004), la Scandinavie (Franzen et al., 1994) et l'Angleterre (Ryall et al., 2002). Le transport au-dessus de la Méditerranée est orienté en direction des basses pressions qui accompagnent le passage des dépressions cycloniques sur l'Europe Occidentale et la Méditerranée. Le transport selon cette trajectoire suit un cycle saisonnier bien marqué avec un maximum entre mars et août et un minimum en hiver (Moulin et al., 1998).

2.5.3 Le transport vers le Moyen Orient

Les observations satellitaires et les mesures directes montrent que le transport vers la péninsule Arabique, le Proche et Moyen Orient se fait essentiellement par des panaches issus du Sahara oriental (Libye, Egypte et Soudan, Alpert et Ganor, 2001). Le transport selon cette

trajectoire est significatif durant trois périodes de l'année (Israelevich et al., 2003) : au printemps (mars-mai), en été (juillet-août) et en automne (septembre-novembre).

2.6 Mécanismes de soulèvements des aérosols désertiques

Les émissions d'aérosols désertiques en Afrique du nord sont la conséquence d'un certain nombre de processus météorologiques et dynamiques spécifiques au climat africain. Au printemps, l'activité cyclonique liée aux effets orographiques induits par l'Atlas (au Maroc) ainsi qu'au gradient de température entre le continent africain et la Méditerranée, vient s'ajouter à l'activité des LLJs (Low Level Jets). En été, ce sont des mécanismes liés, à la convection humide (courant de densité), à la dynamique du front intertropical (front de mousson et cyclones sahéliens) et à la convection sèche dans la région de la dépression thermique, qui vont apporter un forçage dynamique supplémentaire.

Enfin, à cette configuration saisonnière de mécanismes s'ajoutent épisodiquement des processus liés, au forçage orographique (courant de densité issu du refroidissement par évaporation forcée par l'orographie) et aux interactions avec la circulation atmosphérique dans les moyennes latitudes (Jankowiak et Tanré, 1992 ; Knippertz et Fink, 2006).

2.6.1 Les jets de basses couches

Le climat de l'Afrique du nord fournit des conditions favorables au développement des LLJs qui se présentent comme le mécanisme dominant dans cette région. Après le lever du soleil, le mélange turbulent tend à ramener les forts vents en altitudes, liés aux LLJs près de la surface. Ainsi, les vents de surface intensifiés brusquement, dépassent les seuils d'érosion des zones sources africaines et provoquent des émissions d'aérosols (Washington et al., 2006 ; Todd et al., 2007). De plus, le couplage entre les émissions d'aérosols désertiques et la dynamique des jets de basses couches est bien illustré par les soulèvements d'aérosols minéraux dans la dépression de Bodélé au Tchad, qualifiée de principale zone source d'aérosols désertiques au monde (Middleton et Goudie, 2001 ; Prospero et al., 2002 ; Washington et al., 2003).

2.6.2 Les courants de densité associés à la convection humide

➤ Courants de densité liés au forçage orographique

Pendant la journée, l'air ambiant peut être refroidi par évaporation. La vapeur d'eau soumise à un mouvement ascendant imposé par l'orographie, s'évapore. L'équilibre thermodynamique fait que la température de l'air ambiant diminue. Il en résulte la formation d'une masse d'air froid par rapport à l'air environnant et une différence de densité entre l'air refroidi par évaporation et l'air environnant (Droegemeier et Wilhelmso, 1987). L'équilibre hydrostatique fait que la masse d'air froid sera par la suite soumise à une forte vitesse verticale descendante. Dans la plupart des cas, la masse d'air froid atteint la surface sous forme de fortes rafales de vent et se propageant parfois bien loin de la montagne suscitant ainsi des soulèvements d'aérosols (Knippertz et al., 2007). Les courants de densité issus du refroidissement par évaporation sont limités aux régions montagneuses et se produisent le plus souvent au cours de l'après-midi lorsque la convection est maximale. Sur le Sahara, ils peuvent être observés le plus fréquemment près des montagnes de l'Atlas au Maroc en raison du transport de l'air humide en provenance de l'Atlantique (Knippertz et al., 2007).

➤ Courants de densité liés aux Haboobs

La convection humide en Afrique de l'Ouest durant la saison de mousson, organisée sous forme de systèmes convectifs, est maximale dans l'après-midi sous l'effet de l'insolation et de l'apport d'air humide en provenance du golfe de Guinée (Peters et Tetzlaff, 1988). Des rafales de vent d'air humide et froid associé à la dynamique des systèmes convectifs se produit au-dessus de centaines de kilomètres et atteint même le Sahara (Knippertz, 2008). Ils sont associés à des fortes vitesses de vents de surface qui produisent des événements intenses d'érosion connus sous le nom de « Haboob » (Droegemeier et Wilhelmso, 1987 ; Flamant et al., 2007). Etant donné que l'occurrence des Haboobs est liée à la dynamique de la convection humide, ils sont plus fréquents durant l'après-midi.

2.6.3 Activité cyclonique

➤ Cyclones méditerranéens

Au printemps, les différences de températures entre le continent nord-africain et la Méditerranée renforce la baroclinie dans la couche limite saharienne (Alpert et Ziv, 1989 ; Trigo et al., 2002). Cet important gradient de température observé au printemps favorise la formation de cyclones au-dessus du Sahara. Ces cyclones sont connus sous le nom de Sharav ou encore dépression de Khamsin. Essentiellement, trois mécanismes sont responsables de la formation de tels cyclones : la barocline à grande échelle, la barocline dans la couche limite et la circulation associée au Jet Stream (Thorncroft et Flocas, 1997 ; Alpert et Ziv, 1989). Ces cyclones sont caractérisés par un front chaud associé à des températures de surface très élevées, par une mauvaise visibilité liées à une grande charge en aérosols et par un front froid marqué au sol par un changement de température de 10 à 20 Kelvin (Bou Karam, 2008a). Les Sharavs se déplacent très rapidement (vitesse supérieure à 10 m/s) vers l'Est en longeant les côtes d'Afrique du nord (Alpert et Ziv, 1989). L'occurrence de ces cyclones est souvent fréquente à l'est et au sud des montagnes de l'Atlas au Maroc comme l'ont indiqué plusieurs observations (Alpert et Ziv, 1989; Barkan et al., 2005). Ceci met en avant un rôle important de l'orographie dans la formation des cyclones Sharavs au printemps africain, en plus de celui du gradient de température (Egger et al. ; 1995). L'action des zones sources d'aérosols par la dynamique des cyclones peut se produire à n'importe quel moment de la journée. Cependant, le chauffage au sol durant le jour pourrait renforcer la convection et favoriser l'occurrence des soulèvements d'aérosols durant la journée (Trigo et al., 2002).

➤ Cyclones sahéliens secs

La formation de cyclones au sud des massifs de Hoggar et de l'Aïr au-dessus du Sahel durant la saison de mousson, a été aussi suggérée par Bou Karam et al. (2009). La formation des cyclones sahéliens est due à des effets dynamiques faisant intervenir le cisaillement horizontal caractérisant le front intertropical renforcé par la présence de LLJs induit par le blocage orographique des masses d'air froid en provenance de la Méditerranée. Les forts vents de surface associés à la dynamique du cyclone sont capables d'initier des soulèvements d'aérosols au-dessus de cette région du Sahel et de favoriser le mélange vertical des aérosols soulevés.

2.6.4 Dynamique du front intertropical (FIT)

La convergence des vents d'Harmattan et de mousson en direction de la région de basses pressions au niveau du front intertropical constitue un environnement propice à la création de forts vents de surface de part et d'autre du FIT provoquant ainsi d'important épisode de soulèvements d'aérosols. Bou Karam et al. (2008b) ont montré que le flux de mousson, durant son excursion nocturne vers le Sahara, provoque des soulèvements d'aérosols désertiques au niveau du front. Ces soulèvements sont liés à des forts vents turbulents associés à la dynamique du flux de mousson qui durant la nuit et jusqu'aux premières heures de la matinée agit comme un courant de densité pénétrant dans l'air chaud et sec du Sahara. La limite nord du FIT, quant à elle, est souvent marquée par des LLJs nocturnes en provenance du Nord et du Nord-est qui, une fois mélangés dans la couche limite après le lever du soleil, offrent les vitesses de vent de surface nécessaires à l'érosion (Knippertz, 2008).

Les mécanismes décrits ci-dessus, au-delà de leur implication dans les émissions des aérosols désertiques, constituent à côté du mélange turbulent durant la journée, un moyen efficace pour la distribution verticale des aérosols désertiques dans la couche limite atmosphérique, leur donnant ainsi le potentiel d'atteindre des altitudes élevées et de devenir disponibles au transport à grande distance (Bou Karam, 2008a).

2.7 Le dépôt

Le cycle de l'aérosol désertique s'achève par le dépôt des particules au niveau des surfaces océaniques ou continentales. Celui-ci intervient sous forme de deux mécanismes distincts : (i) le dépôt sec par gravitation ou par l'impact sur les reliefs et (ii) le dépôt humide par capture ou lessivage. Les particules minérales peuvent devenir des noyaux de condensation (Twomey, 1977), ou encore sont capturées par les précipitations ou par les gouttelettes d'eau à l'intérieur du nuage.

Dans les régions de retombées limitées en nutriments, le dépôt des aérosols désertiques peut être une source très importante d'approvisionnement en éléments déficitaires,

comme le fer ou le phosphore. Sur le plan pratique, les soulèvements de poussières désertiques peuvent gêner voire paralyser la circulation aérienne et autoroutière.

2.8 Impact des aérosols désertiques sur le climat

On définit le forçage radiatif comme la perturbation du bilan radiatif à la tropopause après ajustement des températures stratosphériques mais avec les profils de température et d'humidité de la troposphère maintenus fixes. Le forçage est négatif si la perturbation tend à refroidir le système terre-atmosphère, positif si elle tend à le réchauffer.

Au cours de leur séjour dans l'atmosphère, les aérosols minéraux interviennent sur le bilan radiatif aussi bien par voie directe en absorbant et/ou diffusant les rayonnements solaires et telluriques, que par voie indirecte en modifiant les propriétés radiatives des nuages et les processus des précipitations (Sokolik et al., 2001). Cependant, cela a été difficile à quantifier à cause de la relative complexité et de l'extrême incertitude de l'effet des poussières sur le forçage radiatif (IPCC, 2001; Sokolik et al., 2001). Les effets des aérosols de poussière sur les températures de l'atmosphère vont dépendre de leur distribution verticale, de la taille des particules, de leur concentration, de leur localisation géographique et de la période de l'année (Liao et Seinfeld, 1988 ; Brooks, 1999). D'autre part les événements de poussières sont de nature épisodique et les durées de tels événements sont de quelques heures ou de quelques jours. Si l'intensité de l'événement est suffisante, il va aboutir à des perturbations intermittentes des champs de la température ambiante à certains niveaux de l'atmosphère. L'effet indirect des aérosols résulte quant à lui des interactions entre aérosols et nuages, qui ont eux-mêmes un impact fort sur le bilan énergétique.

La figure 2.10 présente le forçage radiatif des gaz à effet de serre et des aérosols et permet une comparaison générale de l'influence des facteurs externes sur le climat. La situation de référence est prise en 1750. Les barres rectangulaires représentent les estimations des contributions des forçages, dont certains entraînent un réchauffement, et d'autre un refroidissement. Une ligne verticale sans barre rectangulaire indique uniquement la fourchette avec les meilleures estimations sans probabilité comme c'est le cas pour les poussières minérales.

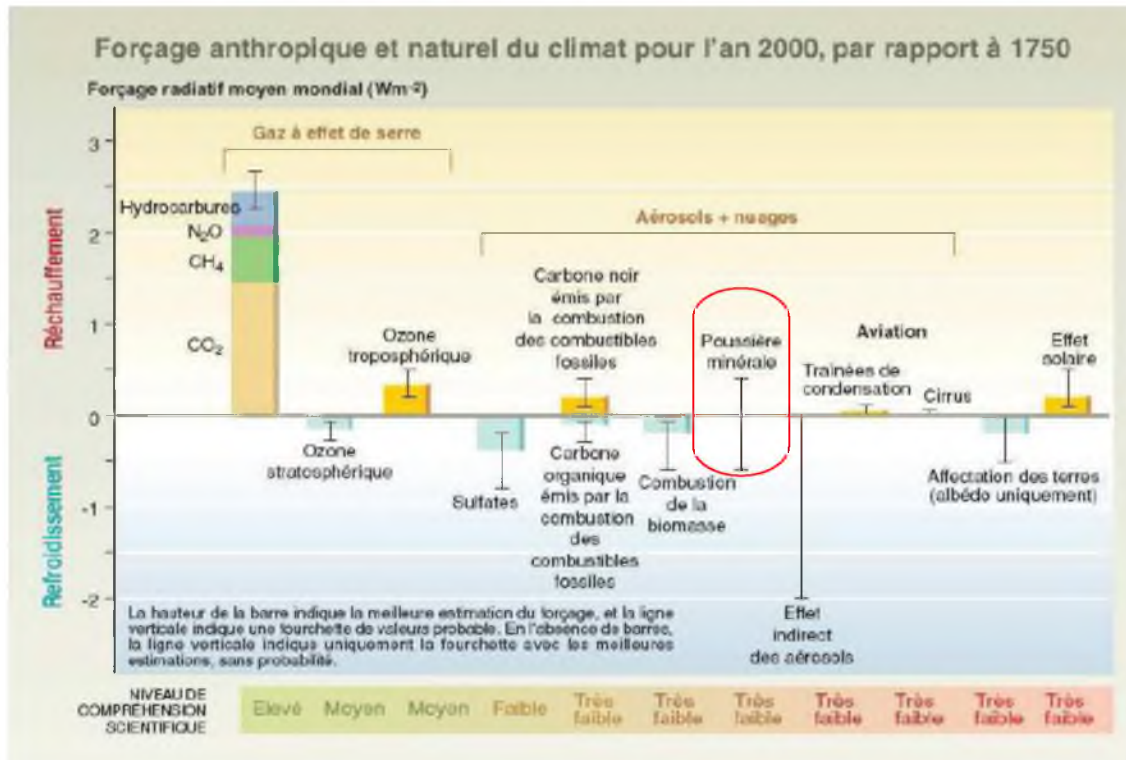


Figure 2.10 : Forçage radiatif moyen mondial du climat pour l'an 2000 (en $W.m^{-2}$) (IPCC, 2001).

▪ Effet direct

L'effet direct des aérosols désertiques sur le bilan radiatif est complexe compte tenu du fait que ces aérosols absorbent en grande partie le flux infrarouge émis par la surface terrestre et en piègent une partie supplémentaire en surface ce qui peut aussi provoquer un réchauffement des basses couches. Il existe ainsi une compétition entre l'effet parasol refroidissant et l'effet piège de l'infrarouge qui réchauffe. L'effet radiatif direct est dû à l'interaction des aérosols avec le rayonnement solaire et tellurique selon deux modes: la diffusion et l'absorption. L'interaction aérosols-rayonnement solaire se produit dans le domaine des courtes longueurs d'onde (essentiellement entre 0,3 et $4\mu m$, couvrant l'ultraviolet, le visible et proche infrarouge) et l'interaction aérosols-rayonnement tellurique dans le domaine de l'infrarouge thermique (entre 8 et $15\mu m$). Une partie du rayonnement est donc piégée (« effet de serre »), ce qui induit un réchauffement de l'Atmosphère. Dans l'infrarouge thermique, cet effet est généralement négligeable, sauf s'il s'agit d'aérosol absorbant, comme les poussières désertiques. En effet, Reddy et al. (2005) ont estimé que la perturbation radiative directe moyenne dans les grandes longueurs d'onde est loin d'être négligeable, puisqu'elle atteint presque la moitié de la perturbation radiative directe dans les courtes longueurs d'onde. Les

aérosols réfléchissent une partie du rayonnement solaire vers l'espace (« effet parasol »), ce qui induit un refroidissement de la surface, et ils peuvent absorber une partie du rayonnement solaire, ce qui réchauffe la couche de l'atmosphère où ils se trouvent. Enfin, ils absorbent et réémettent le rayonnement infrarouge émis par la surface et l'atmosphère. La diffusion et l'absorption du rayonnement par l'aérosol désertique conduisent donc à un refroidissement à la surface et un réchauffement de l'atmosphère. L'intensité de la diffusion et de l'absorption dépend de la longueur d'onde du rayonnement et des caractéristiques physiques, chimiques et optiques des aérosols y compris la distribution en taille des particules, leur couleur, leur forme et leur composition minéralogique (Laurent, 2005). Miller et Tegen (1998) ont montré que localement, le forçage radiatif direct peut représenter jusqu'à -60 W.m^{-2} à la surface et plusieurs W.m^{-2} au sommet de l'atmosphère. Sokolik et al (1998), ont estimé que l'effet des aérosols minéraux sur le flux infrarouge descendant atteignant la surface est de 7 à 14 W.m^{-2} en cas de faible charge en aérosols, et peut atteindre localement 50 à 80 W.m^{-2} en cas d'évènement extrême, selon la composition des particules. La figure 2.11 décrit de façon très schématique ces interactions.

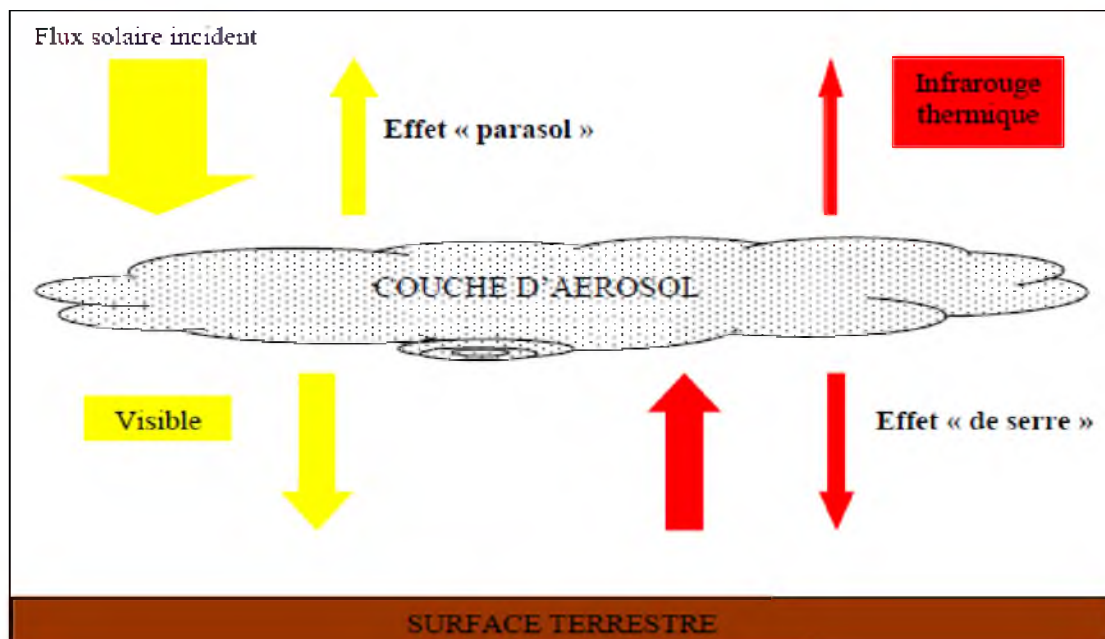


Figure 2.11 : Schéma de l'impact d'une couche d'aérosol sur le rayonnement solaire et terrestre (source, Vergé-Dépré, 2007).

Durant la campagne SHADE (SaHAran Dust Experiment), Tanré et al., 2003) ont montré que le rayonnement terrestre a subi par exemple une réduction de $6,5 \text{ W.m}^{-2}$ au sommet de l'atmosphère et une augmentation de $11,5 \text{ W.m}^{-2}$ à la surface continentale, durant un épisode intense de soulèvement. Au-dessus de l'océan, l'effet radiatif direct des aérosols désertiques durant cet événement a été évalué à -130 W.m^{-2} (Highwood et al., 2003).

De plus, la grande variabilité spatiale et temporelle des concentrations des aérosols induit des variations régionales très importantes de leurs impacts. Par exemple, Zhou et al. (1994) estiment une diminution ponctuelle de 40% du flux solaire incident sur la région de Pékin, liée au passage d'un panache de poussière.

Actuellement, l'incertitude majeure qui persiste dans l'estimation du forçage radiatif des aérosols est surtout liée à la méconnaissance de l'indice de réfraction des particules d'aérosols qui contrôle l'albédo de simple diffusion (Laurent, 2005). En plus, les estimations actuelles sont issues des produits de satellites ou des photomètres solaires, elles incluent donc l'effet des autres types d'aérosols présents dans l'atmosphère et ne permettent pas une isolation de l'effet radiatif des aérosols désertiques (Laurent, 2005). Par exemple, des analyses sur des échantillons en laboratoire ont montré que les aérosols désertiques sont absorbants aux longueurs d'onde solaires (Sokolik et Toon, 1996), ceci n'a pas été relevé par les observations actuellement en œuvre (Laurent, 2005).

▪ Effet indirect

L'effet indirect des aérosols résulte des interactions entre aérosols et nuages, qui ont eux-mêmes un impact fort sur le bilan énergétique. En effet, le bilan énergétique global est sensible à la couverture nuageuse, en particulier des nuages marins bas (stratus) qui couvrent environ 25% de la planète. L'albédo d'un nuage est sensible aux changements de concentration en nombre de gouttelettes. Cette concentration dépend de la concentration en noyaux de condensation, fonction de la concentration en particules d'aérosols. Un aérosol peut ainsi servir de noyau de condensation lorsque les nuages se forment. Pour un contenu en eau fixé, un nuage formé au moyen d'aérosols en excès contient un nombre plus élevé de gouttelettes, mais de petites tailles. Un tel nuage est en conséquence plus réfléchissant mais les gouttes étant plus petites n'atteindront peut être pas la taille critique au-delà de laquelle apparaît la précipitation (et augmentent en finalité la durée de vie dudit nuage). Les aérosols affectent donc de manière indirecte le climat par leur effet sur les propriétés microphysiques

des nuages. Koren et al. (2005), suggèrent qu'au-dessus de l'océan Atlantique, une augmentation de 5% de la fraction nuageuse ainsi qu'une augmentation du sommet du nuage est liée à la présence d'aérosols désertiques. En effet, l'augmentation du nombre de noyaux de condensation due à un apport supplémentaire en aérosol, provoque, pour un contenu en eau liquide, une augmentation du nombre de gouttelettes et une diminution de leur taille moyenne (Twomey, 1974). Il en résulte deux effets indirects sur le rayonnement (figure 2.12) : une augmentation de l'albédo du nuage et un changement de la couverture nuageuse liée à la modification de la durée de vie et de l'épaisseur du nuage (Albrecht, 1989 ; Pincus et Baker, 1994 ; Levin et al., 1996). Cependant, l'effet indirect des aérosols désertiques reste très mal documenté.

Bell et Lamb (1994) ont montré que les années de sécheresse sur le Sahel se sont caractérisées par une augmentation de la proportion de systèmes convectifs petits et peu efficaces en termes de précipitation. De plus, une augmentation significative des tempêtes de sable pendant la période sèche a été suggérée par N'Tchayi et al (1994). Cette augmentation est principalement liée à la combinaison de la désertification et au changement d'exploitation agricole du sol (Caminadé, 2006).

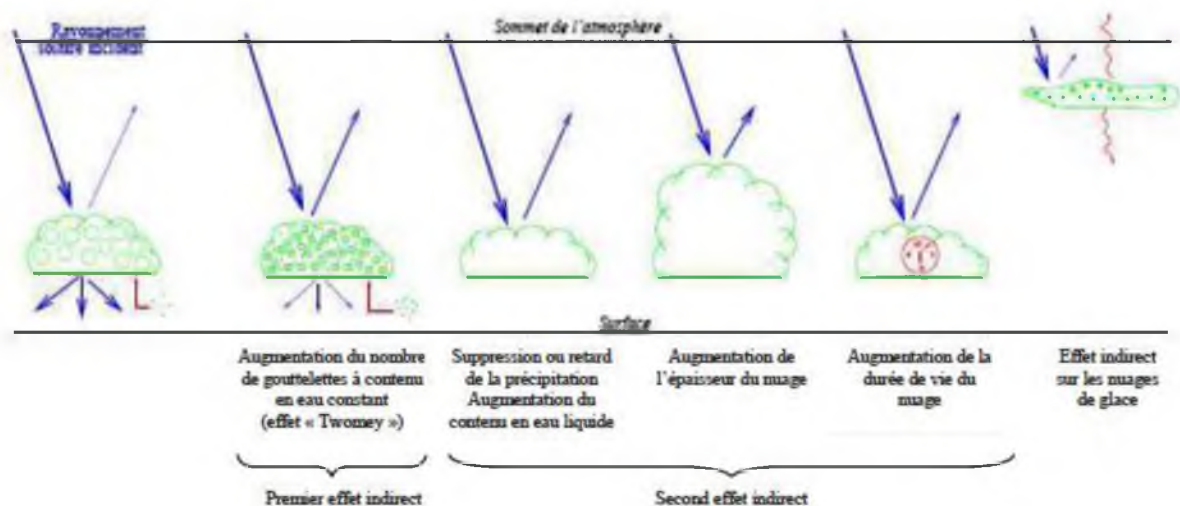


Figure 2.12 : Schéma des effets indirects des aérosols (source Boucher, 2003).

On ne peut néanmoins pas attribuer de causalité directe entre augmentation des aérosols et période de sécheresse car il faut garder à l'esprit l'importance des conditions de surface océanique à l'échelle globale sur la variabilité des précipitations sur le Sahel.

En conclusion, à travers un certain nombre de processus, les aérosols modifient le bilan radiatif de la planète. Ils provoquent en outre des réchauffements ou des refroidissements en fonction des propriétés de l'aérosol (nature, taille et caractère hygroscopique et glaçogène des particules) et de sa répartition verticale et géographique.

2. 9 Visibilité horizontale et concentration en particules en suspension

En météorologie, la visibilité est l'un des paramètres utilisé pour identifier les caractéristiques des masses d'air. Dans les stations synoptiques, la visibilité horizontale est observée au pas de temps horaire et est définie par l'Organisation Météorologique Mondiale (WMO, 1992) comme étant la distance maximale à laquelle un observateur peut voir et identifier un objet situé à proximité du plan horizontal où il se trouve lui-même. Chaque station synoptique comporte une dizaine de points de repère qui sont repartis dans toutes les directions. Huit de ces points de repère sont situés dans les cinq premiers kilomètres autour de la station, ce qui limite la marge d'erreur potentielle de l'estimation de la visibilité horizontale. Certes, une erreur minime persiste lors de l'estimation de la visibilité horizontale proprement dite. Ainsi, lorsque l'observateur est en mesure d'identifier une cible située à trois kilomètres alors que le point de repère, situé à quatre kilomètres est masquée par la présence de poussières, la visibilité horizontale reportée sera de trois kilomètres. Dans cet exemple, la valeur reportée comporte une légère marge d'erreur inférieure au kilomètre. Cependant, la distribution des points de repères étant inversement proportionnelle à la distance du point d'observation, la marge d'erreur devrait être négligeable. La qualité de ces données a été largement discutée dans des études antérieures (Middleton, 1985 ; Ozer, 2000).

Les travaux de Bertrand (1977) et Gac et al. (1986) ont montré que les poussières de brumes sèches, en raison de leur fréquence, de leur densité et de leur extension géographique constituent une caractéristique climatologique importante de l'Afrique de l'Ouest. Ils ont montré également l'intérêt des visibilités horizontales réduites comme indicateur de la présence et estimateur de l'intensité de l'aérosol désertique. Cela est lié au fait que la couche d'aérosol s'étend jusqu'au contact du sol, qu'elle présente une bonne homogénéité du fait du brassage convectif (de jour), et que pour un site donné son épaisseur n'est pas très variable dans les régions subsahariennes étudiées. Les aérosols ont un effet radiatif direct parce qu'ils rediffusent dans toutes les directions, et éventuellement absorbent, le rayonnement qu'ils

interceptent. L'effet lié à la diffusion du rayonnement solaire se traduit dans le visible par un effet de brume sèche et une diminution de la visibilité horizontale. Ces caractéristiques de la visibilité ont été abondamment utilisées dans des travaux antérieurs (Bertrand, 1977 ; Cerf, 1985 ; Legrand, 1990 ; Dehainsala, 1990 ; N'tchayi, 1992). Quelques études sur la relation entre visibilité horizontale et concentration en particules en suspension ont été menées en Afrique de l'Ouest (Tableau 2.5).

Bertrand (1975 ; 1977) a étudié la relation entre visibilité horizontale et concentration entre Abidjan et Niamey (équation 1) et ensuite durant la saison d'Harmattan à Niamey sur trois années de 1973 à 1975 (équation 2). Dans la première relation (équation 1), les coefficients K et γ sont différents suivant la position géographique des stations et la constante K varie de 1350 à 1900 d'Abidjan à Niamey. Elle augmente aussi très rapidement avec la taille des particules et doit être multipliée par un facteur 10 et plus à proximité des sources alors que, γ est une constante voisine de 1. Dans l'équation 2, les visibilités horizontales utilisées s'étalent de 1,5 à 12 kilomètres. Gac et al (1986) ont effectué l'analyse statistique de 760 couples de mesures quotidiennes de dépôts de poussière et de la visibilité horizontale effectuées entre 1984 et 1986 au Sénégal pour montrer que ces deux paramètres climatiques étaient interdépendants (équation 3). Leur relation est également variable selon l'éloignement de la station puits par rapport aux zones sources.

Tableau 2.5: Relation entre visibilité horizontale (en Km) et la concentration en particules en suspension (C en $\mu\text{g.m}^{-3}$) à l'exception de la relation 3 où C est en g.m^{-2} .

Relation	Auteurs
$C = K V^\gamma$ (1)	Bertrand et al., 1975
$C = 1897 V^{-0.91}$ (2)	Bertrand, 1977
$C = 7,77 V^{-1.35}$ (3)	Gac et al., 1986
$C = 914,06 V^{-0.73}$ (4)	D'Almeida, 1986
$C = 1339,84 V^{-0.67}$ (5)	Ben Mohamed et al., 1992

L'étude de D'Almeida (1986) se base sur les données recueillies en 1981 et 1982 dans 11 stations synoptiques essentiellement réparties au sud du Sahara. Sa relation est basée sur plus de 200 observations de visibilité horizontale variant de 200 mètres à 40 kilomètres (équation 4). Ben Mohamed et al. (1992) ont utilisé les données de 7 stations synoptiques au Niger durant 17 mois (équation 5). Ces auteurs considèrent tout le spectre des visibilités horizontales, à savoir de 100 mètres à 20 kilomètres.

En définitive, nous disons que l'utilisation des visibilités horizontales pour estimer les aérosols désertiques en Afrique au nord de l'équateur se justifie, car ils sont la majeure cause de troubles atmosphériques dans cette région. L'importance de ce trouble a été mise en évidence par de nombreux travaux (Bertrand, 1977 ; Cerf, 1980 ; D'Almeida, 1986, Ben Mohamed, 1988 ; N'Tchayi, 1992 ; N'Tchayi et al., 1994; N'Tchayi et al., 1997 etc..). En outre, de bonnes corrélations ont été établies entre la visibilité et, d'une part les paramètres de trouble atmosphérique (Ben Mohamed, 1988 ; Dehainsala, 1990 ; Legrand, 1990), et d'autre part la concentration en masse de poussière (Bertrand, 1977 ; Gac et al., 1986 ; Legrand, 1990 ; Ben Mohamed et al., 1992). Par ailleurs, Legrand a montré que l'image d'un nuage de brume sèche obtenue à partir du traitement de données satellitaires I.R Météosat est convenablement validée par le tracé de courbes d'égale visibilité au sol sur les cartes synoptiques.

Chapitre 3

Relations poussières-convection-pluie

Dans la zone sahélienne, les activités socio-économiques sont tributaires de la pluviométrie et l'érosion des sols y constitue un problème économique majeur. Le passage (aux conséquences dramatiques) des conditions humides (des années 50 et 60) à des conditions beaucoup plus sèches (dans les années 70 à 90) sur tout le Sahel représente l'un des signaux inter - décennaux les plus forts observés sur la planète au 20^{ème} siècle.

Par ailleurs, le cycle événement de poussière-climat formerait une boucle de rétroaction. Par exemple, les travaux de N'Tchayi (1992) et de N'Tchayi et al. (1997) ont montré d'une part que, des augmentations importantes des émissions de brumes sèches apparaissent à la suite des épisodes de sécheresse qui se sont succédé dans les années 70 à 80 au Sahel. D'autre part, des auteurs comme Nicholson (2000), Prospero, Lamb (20003) et Konaré et al. (2008) ont montré que la poussière jouait un rôle dans les changements des précipitations au Sahel. Dans un premier temps, nous présenterons les données utilisées ainsi que le régime pluviométrique dans la zone sahélienne. Ensuite, nous analyserons la relation entre les brumes sèches et la pluie d'une part et la relation entre les brumes sèches et la convection d'autre part.

3. 1 Présentation des données

Nous présentons ici les données sur lesquelles on s'appuiera pour étudier la relation entre les poussières sahéliennes, la pluie et la convection. Elles se divisent en deux types :

- ✓ D'une part, pour la mesure de l'intensité de la convection, on utilisera la hauteur de pluie et les observations satellitaires de l'OLR (Outgoing Longwave Radiation).
- ✓ D'autre part, pour la mesure de la présence et de la densité des poussières, on s'appuiera sur les visibilités horizontales mesurées dans les stations synoptiques de l'ASECNA.

3.1. 1 Les observations satellitaires de l'OLR

Le recours à l'utilisation de produits satellitaires fournit une importante information sur l'état des couches atmosphériques à grande échelle. Ainsi, les données d'OLR (Outgoing Longwave Radiation) de la NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration) permettront de définir en première approximation l'état de l'activité convective.

Le rayonnement de grande longueur d'onde (entre 10 et 13 μm , estimé en W.m^{-2}) est enregistré à partir des capteurs passifs des satellites défilant à orbite polaire TRIOS-NOAA. D'après la loi de Planck, ces rayonnements permettent de déterminer la température des corps émetteurs :

$$E = \sigma T^4$$

Avec $\sigma = 5,67 * 10^{-8} \text{W.m}^{-2}.\text{K}^{-4}$, la constante de Boltzmann.

Par exemple, un OLR de 220W.m^{-2} correspond à un nuage de température au sommet égale à -23°C . A Niamey (2,5 E, 13 N), il faut être à environ 350 hPa (9 Km) pour atteindre de telles températures.

Il nous est donc possible d'estimer la température de la plus haute surface rencontrée : soit le sommet d'un nuage ou le cas échéant, de la surface terrestre. Au cours d'un événement marqué par une activité convective importante, la partie supérieure des nuages atteindra les plus hautes couches troposphériques dont les températures environnantes faibles permettent à la phase glace d'être prépondérante. Ces sommets de nuages auront donc comme caractéristique un rayonnement peu important. La mesure de l'OLR permettra d'apprécier l'activité convective sur des mailles de $2,5^\circ$ calées sur celles des réanalyses NCEP/NCAR. La figure 3.3 présente une carte moyenne du rayonnement de grande longueur d'onde réalisée par Lavaysse (2006). Elle permet d'identifier une région d'activité convective, la ZCIT autour de 10°N sur l'Afrique, ou les zones désertiques (fort rayonnement en absence de nuages) vers 20°N sur le continent africain au niveau du Sahara.

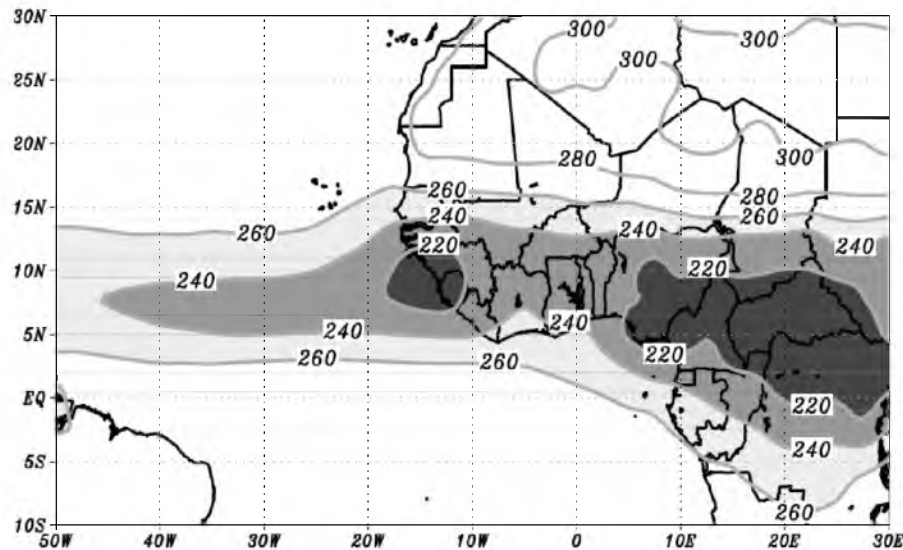


Figure 3.1: Rayonnement OLR moyen au cours de l'été boréal (1^{er} juin-30 septembre), à partir des données de la NOAA (tiré de Lavaysse, 2006).

3.1. 2 Les données de précipitations

Il s'agit de moyennes mensuelles provenant du CRU (Climate Research Unit ; Historical monthly precipitation dataset for global land area). Ces données couvrent la période 1854-1996 et sont interpolées au point de grille dont la résolution est de $3,75^\circ \times 2,5^\circ$.

Nous utilisons également la hauteur de la pluie de la base de données de la NOAA qui est constituée de cumuls mensuels d'observations pluviométriques pour des stations réparties sur le continent entre 20°N et 8°N de latitude et s'étalant en longitude de 20°W à 10°E . Les stations sont celles du NCAR/WMSSC (National Center for Atmospheric Research World Monthly Surface Station Climatology). Ces données mensuelles sont disponibles de janvier 1950 à décembre 1999.

3.1. 3 Les données de la visibilité horizontale

Elles sont obtenues à partir des moyennes mensuelles calculées à partir de celles utilisées dans le chapitre 2. Nous rappelons que nous n'avons pu obtenir que celles de 1957-1961; 1970-1974 et 1983-1987. La répartition spatiale des stations montre une couverture irrégulière notamment au Niger et au Tchad. La plus forte densité de stations se trouve dans la bande de longitude $17-0^\circ\text{W}$ et de latitude $10-23^\circ\text{N}$.

Pour une bonne adéquation entre les différents jeux de données utilisées, nous avons retenu d'une part comme zone d'étude de la relation entre les poussières et la pluie ou la convection, la zone comprise dans la bande de longitude 17-0°W et de latitude 10-23°N. D'autre part, les données mensuelles de la période 1983-1987, pour l'analyse de la relation entre l'activité convective (OLR) et la visibilité horizontale réduite.

3.2. Le régime pluviométrique sahélien

3.2.1 Les systèmes pluvieux sahéliens

De par sa configuration géographique qui favorise les gradients thermiques méridionaux entre l'océan Atlantique au niveau du golfe de Guinée et le Sahara, de par le gradient méridien de végétation, la mousson de l'Afrique de l'Ouest (MAO) présente une symétrie zonale tout à fait unique. Cette organisation zonale se répercute directement sur l'organisation du cumul pluviométrique. Le gradient nord-sud moyen est de l'ordre de 1 mm par kilomètre et par an (Lebel et al., 1998).

Les précipitations sahéliennes, essentiellement d'origine convective, résultent de l'interaction complexe de multiples facteurs d'échelles différentes: facteurs régionaux (gradients d'énergie liés au contraste entre l'océan et le continent et aux gradients de végétation sur le continent), éléments synoptiques (Jet d'Est Africain), facteurs de méso échelle (systèmes convectifs) et localisés (végétation et reliefs). Selon Lebel et al. (2003), les interactions d'échelles régionales et synoptiques se résument en un régime moyen constitué par deux sous régimes : un régime océanique caractérisé par une augmentation progressive du flux de l'humidité des océans sur le continent et un régime continental dans lequel la pluie provient essentiellement de gros systèmes associés aux instabilités dans le Jet d'Est Africain (JEA). Ce régime continental se met en place avec un saut brusque des pluies vers le Nord. Les précipitations dans ce régime sont apportées pour l'essentiel par quelques systèmes très bien organisés, du type lignes de grains.

La durée de la saison des pluies, contrôlée par le mouvement saisonnier de la ZCIT est en moyenne d'environ sept mois au sud et de trois mois au nord du Sahel. La régularité de la saisonnalité des pluies contraste avec l'irrégularité de la distribution spatiale et temporelle des événements pluvieux. Le Bardé et Lebel (1997), ont trouvé un coefficient de variation interannuel compris entre 20% au sud et 45% au nord du Sahel.

La variation temporelle de la pluviosité s'observe aussi à long terme, avec des phases humides pendant les années 50 et 60 et une phase sèche pendant les années 70 et 80, avec notamment les grandes sécheresses de 1972-1973 et 1983-1985.

3.2.2 Variabilité interannuelle des précipitations au Sahel

La figure 3.2 présente les cumuls annuels moyens de précipitations sur l'Afrique de l'Ouest pour la période 1950-1999. La région sahélienne est caractérisée par un gradient nord-sud en précipitation très prononcé, les cumuls annuels pouvant atteindre de 100 à 200 mm pour la zone attenante au Sahara et 800 à 1000 mm vers environ 10-12°N. Ces cumuls proviennent uniquement de la pénétration sur le continent du flux de mousson, entre juillet et septembre pendant l'été boréal, à laquelle sont associés des systèmes convectifs de méso échelle (ou lignes de grains) responsables de la majorité des pluies sahéliennes (D'Amato et Lebel, 1998 ; Sultan et Janicot, 2000).

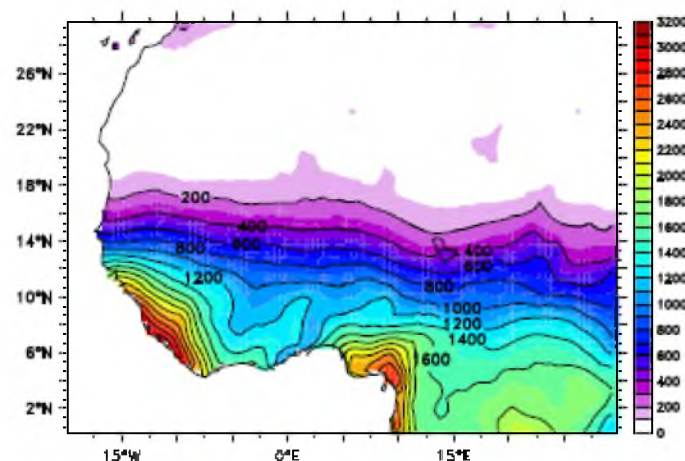


Figure 3.2: Cumul annuel moyen de précipitations (période 1950-1999) sur l'Afrique de l'Ouest en mm.

La figure 3.3 présente les cumuls moyens de précipitations associés à la mousson entre juillet et septembre sur les périodes 1957-1961 ; 1970-1974 et 1983-1987. Ces périodes correspondent à celles pour lesquelles nous avons obtenu des données de visibilité horizontales.

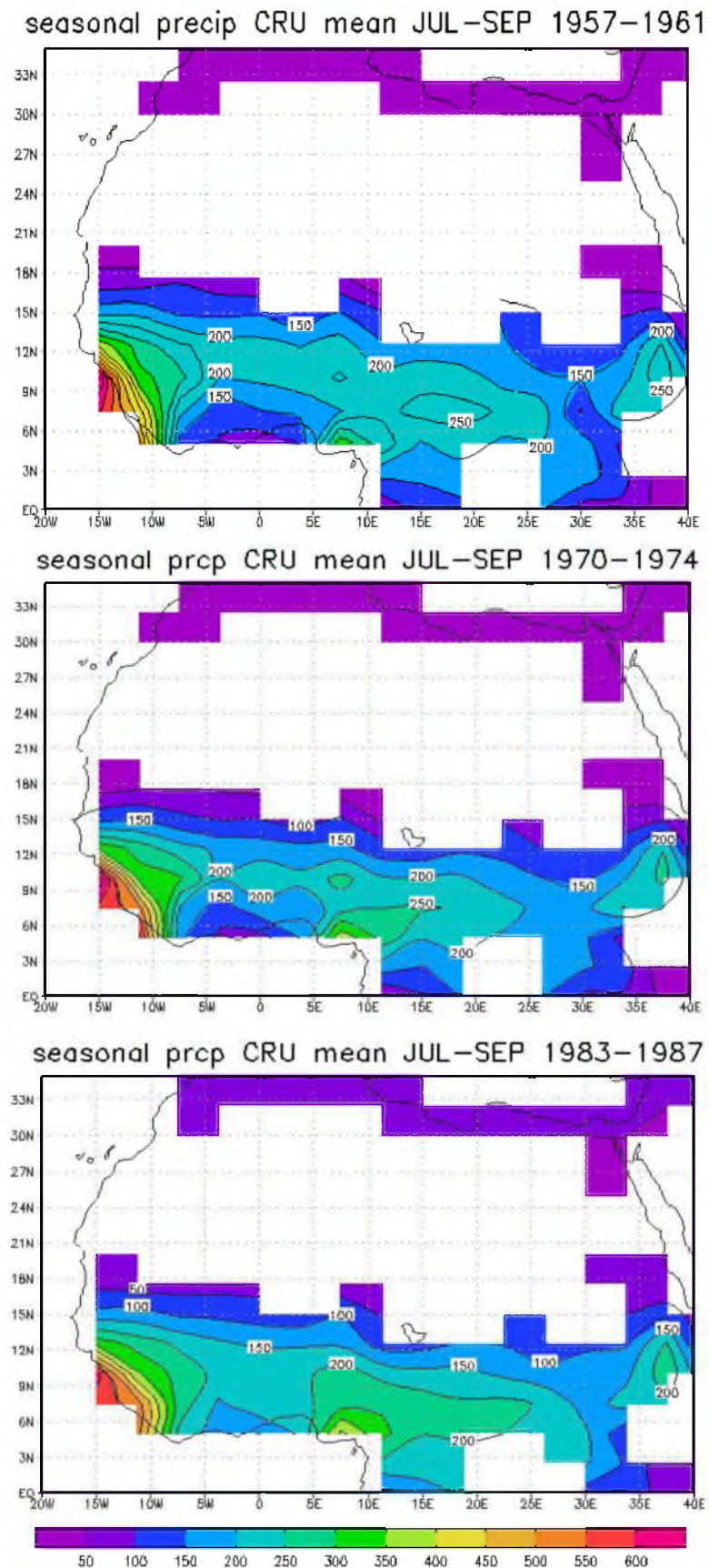


Figure 3.3: Cumul moyen des précipitations (en mm) de juillet à septembre (JAS). De haut en bas : la période 1957-1961, la période 1970-1974 et la période 1983-1987.

On constate un fort gradient nord-sud des précipitations de JAS au nord de 12°N avec des cumuls allant de 100 à 400 mm sur le Sahel. Au sud de 12°N, le gradient devient est-ouest. De façon générale, la baisse de la pluviométrie croît en valeur absolue du Nord au Sud avec une accentuation de la baisse des pluies de l'Est vers l'Ouest. Cette baisse de la pluviométrie se traduit par une descente latitudinale vers le Sud des isohyètes entre la période humide (1957-1961) et la période sèche (1970-1987). Le décalage est assez important sur l'ensemble de la zone. A cause des effets d'assèchement, cette descente va conduire à un glissement de la répartition du couvert végétal et donc à l'apparition vers le Sud de nouvelles superficies favorables au soulèvement des poussières (N'Tchayi, 1992). Ali (2004) estime la descente latitudinale des isohyètes vers le Sud de 1° entre la période humide (1950-1968) et la période sèche (1970-1989). Et toujours selon Ali (2004), la diminution de la pluviométrie entre la période humide et la période sèche, s'est répercutée sur le signal pluviométrique. Ce déficit s'est accompagné d'une augmentation de la probabilité de séquences sèches durant cette période. Selon Hulme (1992), la moyenne pluviométrique de la période 1961-1990 est de 20% à 40% plus faible que celle de la période 1931-1960. Quant à Le Bardé et al. (1997, 2002), ils ont montré que la diminution du cumul pluviométrique entre la période humide et la période sèche sur l'Afrique de l'Ouest est principalement due à une diminution de l'occurrence des événements notamment au cœur de la saison des pluies pendant laquelle se forment les systèmes les plus intenses. En revanche, l'intensité moyenne des systèmes ne semble pas avoir été affectée par le changement des conditions climatiques après 1970, ainsi que la durée de la saison des pluies qui reste sensiblement la même.

L'Afrique de l'Ouest a souffert d'une sécheresse généralisée pendant près de vingt ans à partir de 1970. Cette sécheresse est principalement issue du déficit de pluie. La figure 3.4 présente les anomalies standardisées des précipitations annuelles de 1901 à 1994 de haut en bas respectivement dans la zone sahélienne, la zone soudanienne et au niveau du golfe de Guinée. Outre la forte variabilité interannuelle observable sur l'ensemble de la période 1901-1994, se détache distinctement une période globalement humide avant 1969 qui laisse place à un état pluviométrique déficitaire après 1970 avec une période particulièrement sèche durant les années 1980. Les travaux de Nicholson (1993) et de Le Bardé et al. (2002) ont montré également que cette sécheresse n'a pas été l'exclusivité des régions semi-arides comme le Sahel mais a touché aussi la région guinéenne.

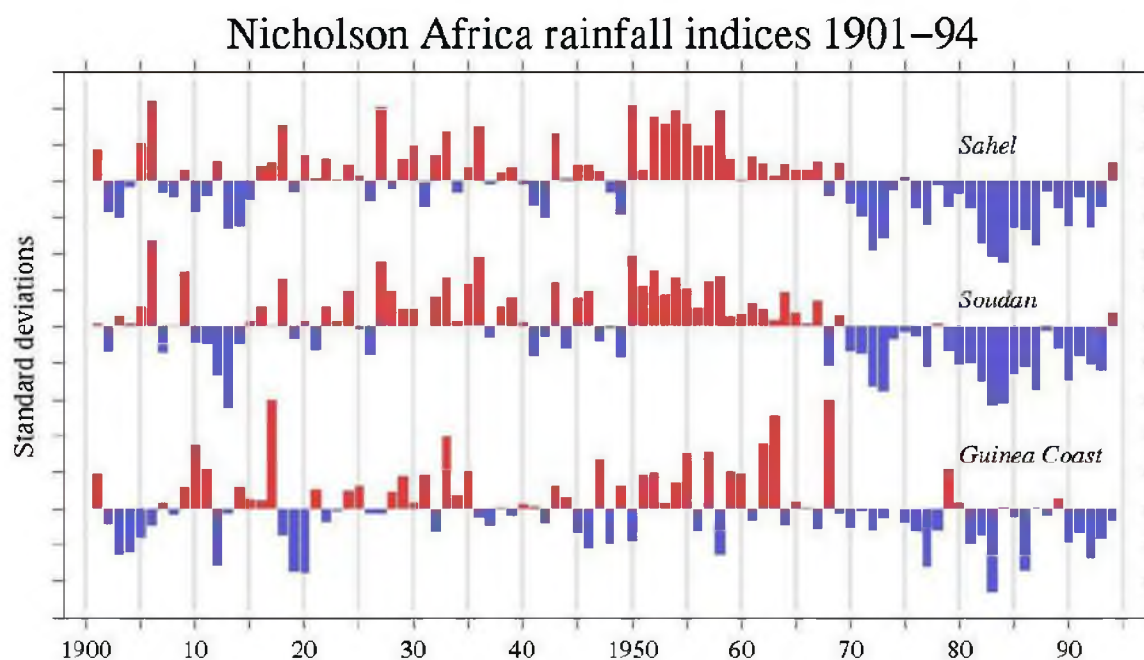


Figure 3.4: Indices pluviométriques interannuels des hauteurs de pluie annuelle par rapport à la période 1901-1994. De haut en bas respectivement la zone sahélienne, la zone soudanienne et la zone guinéenne.

3.3 Poussières et précipitations en Afrique de l'Ouest

Les conditions aérologiques spécifiques (inversion des alizés, subsidence anticyclonique) et géographiques spécifiques (en fin de parcours des alizés continentaux) de l'Afrique de l'Ouest, constituent des facteurs qui prédisposent cette région à une modification notable du bilan radiatif. De plus, les nuages de poussières qui arrivent dans cette région et ceux formés sur place sont contrariés dans leur progression vers l'Ouest par les alizés maritimes (Nouaceur, 1994). Cette situation spécifique favorise la suspension durable des aérosols et des poussières entre 6 et 7 Km et augmente ainsi leur influence sur le rayonnement solaire (Legrand, 1990). Ainsi, une particule de $0,5\mu\text{m}$ possède une vitesse de chute de l'ordre de 1 m par jour, soulevée à des altitudes de 6 à 7 Km, son temps de résidence sera plus important. Cette présence permanente d'une couche uniforme de poussières modifie le bilan radiatif et thermique au sol par le rôle d'écran qu'elle joue (absorption de rayonnement et rediffusion des flux).

En outre, la recherche d'une interaction entre la pluie et l'importance des aérosols désertiques est commandée par le fait que la pluie entretient la végétation qui, par l'entremise

du feuillage et des tiges des plantes, protège le sol du vent. De plus, les racines participent à la stabilisation des sols en retenant les particules. La végétation a donc pour effet de réduire l'aptitude du vent à soulever les poussières. La pluie renforce également l'humidité des sols réduisant ainsi leur prise par le vent. Cependant, la recherche de l'interaction entre la pluie et la génération d'aérosols désertiques est très délicate. En effet, il ne peut y avoir de relation possible entre la pluie et la génération d'aérosols désertiques dans les régions désertiques sahariennes où il ne pleut pratiquement pas mais d'où proviennent d'importantes quantités d'aérosols désertiques (N'Tchayi, 1992).

3.3.1. Evolution de l'OLR et de la hauteur de la pluie

Pour pallier l'irrégularité de la couverture spatiale des données pluviométriques sur l'Afrique de l'Ouest, les études s'appuient de plus en plus sur les observations de l'OLR pour analyser les modulations saisonnières de la convection. Ainsi, Sultan (2002) a utilisé les mesures de l'OLR pour étudier la mise en place de la mousson en Afrique de l'Ouest ainsi que la variabilité intra saisonnière de l'activité convective. Quant à Fontaine et al. (2008), ils se sont appuyés sur les mesures de l'OLR pour définir une base OLR de la mise en place de la mousson ouest africaine.

L'OLR (Outgoing Longwave Radiation ou radiation de grande longueur d'onde), caractérise l'estimation de l'émission vers l'espace des radiations infrarouges du système terre-océan-atmosphère. Dans les tropiques, la présence de nuages cumuliformes à fort développement vertical avec un sommet élevé peut être détectée et suivie par ces mesures d'OLR qui traduisent alors la couverture nuageuse associée à la convection profonde. Les faibles valeurs d'OLR correspondent à des températures froides du sommet des nuages qui caractérise des systèmes convectifs souvent très pluvio-gènes.

La figure 3.5 illustre l'évolution simultanée de l'OLR et de la hauteur de la pluie des mois de juillet, août et septembre au Sahel. Pendant la saison de pluie, l'OLR diminue tandis que la hauteur de la pluie augmente. Elle montre également que les faibles valeurs de l'OLR correspondent aux hauteurs de pluie les plus élevées. Le coefficient de corrélation entre les deux paramètres est de -0,83. Si on considère l'ensemble de la période (janvier 1983 à décembre 1987), on obtient un coefficient de corrélation de -0.74 entre la hauteur de pluie et l'OLR. Ces observations sont en accord avec les résultats de Sultan (2002) et Fontaine et al. (2008). En effet, ces travaux ont montré que les observations des mesures du rayonnement

infrarouge au sommet de l'atmosphère (OLR) pouvaient être une alternative intéressante aux mesures de la pluviométrie dans la zone soudano-sahélienne.

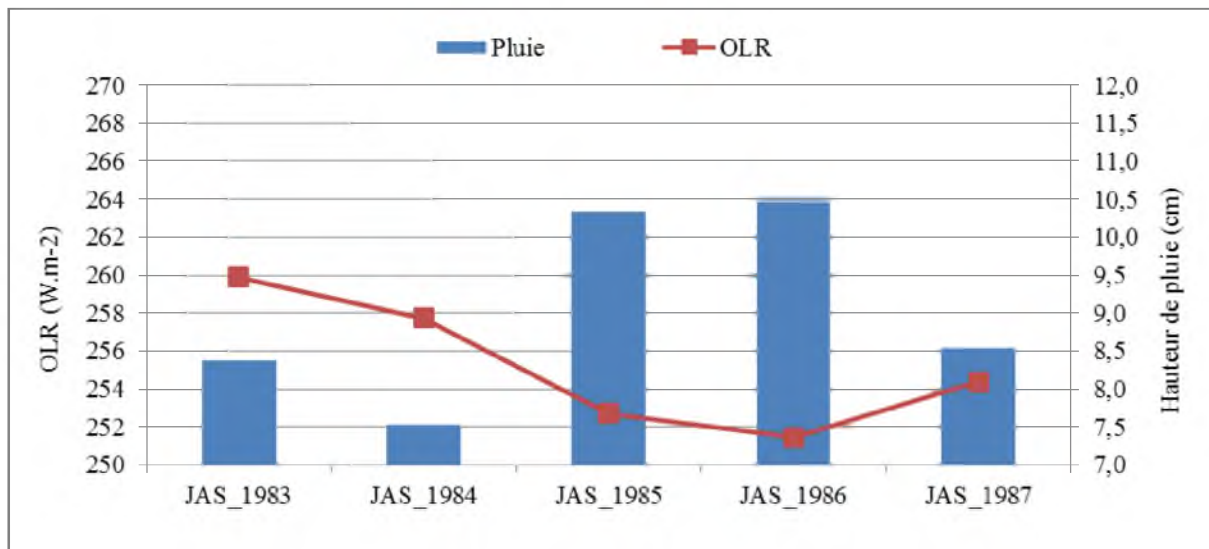


Figure 3.5: Evolution de l'OLR (W.m⁻²) et de la hauteur de la pluie (cm) des mois de juillet, août et septembre de 1983 à 1987.

3.3.2. Brumes sèches et convection

Les considérations théoriques suggèrent qu'en dessous de la couche de poussières, les températures de jour soient réduites alors que les températures autour de la couche de poussières augmentent. On s'attend également à ce que le mouvement vertical soit affecté par les émissions de poussières de la même manière que les températures avec un refroidissement dans les régions d'émission associée à une réduction de la convection du mouvement vertical. Si le refroidissement atmosphérique des bas niveaux et la réduction du mouvement vertical sont suffisamment intenses et étendus, ils doivent conduire à une réduction du mouvement ascendant de l'air au-dessus de larges surfaces. Si un tel phénomène a lieu dans les mois du début de la mousson ouest africaine, la réduction du mouvement convectif à grande échelle doit être suffisante pour réduire de façon significative la circulation de l'humidité des bas et moyens niveaux de l'air venant du golfe de Guinée. Une telle réduction du transfert vers le Nord doit retarder le début de la mousson et réduire l'intensité du mouvement de la mousson, ce qui va produire de faibles conditions de génération de pluie au-dessus du Sahel. Cela suggère que les précipitations répondent directement au forçage radiatif des poussières

spécifiquement au-dessus de l'Afrique du Nord. La réponse au forçage radiatif des poussières est de réduire les précipitations lorsqu'elles atteignent leur sommet au-dessus de 0-20°N (Dunion et al., 2004).

Les mesures de flux au sommet de l'atmosphère furent possibles, grâce aux satellites, mais avec un certain nombre de limitations dues à ces instruments (pas de mesures au-dessus des continents ou en présence de nuages). Sur quelques cas d'études au-dessus des déserts, il fut possible de montrer que l'effet des poussières dans le visible atteignait plusieurs dizaines de W.m^{-2} selon la surface considérée, et une dizaine de W.m^{-2} dans l'infrarouge (Ackerman et Chung, 1992, Zhou et al., 1994)

L'impact de la poussière sur les OLR dépend largement de la taille des particules, l'indice de réfraction, de l'altitude et de l'épaisseur du nuage de poussières (Myhre et al., 2003). Selon Haywood et al., (2005), les plus grandes perturbations des OLR sont possibles pendant la saison humide au Nord lorsque la convection transporte la poussière vers les plus hauts niveaux. La figure 3.6 représente l'évolution annuelle moyenne de la visibilité horizontale et de l'OLR au cours de la période 1983-1987. Elle montre une évolution saisonnière marquée de la visibilité horizontale et de l'OLR. De juin à septembre, nous avons une opposition entre les deux paramètres : la visibilité augmente synonyme d'absence de poussières et l'OLR diminue. Par contre, d'octobre à mai, l'OLR est globalement élevée et la visibilité est réduite bien que leurs évolutions soient à peu près similaires. Le coefficient de corrélation entre les deux paramètres est de -0,71.

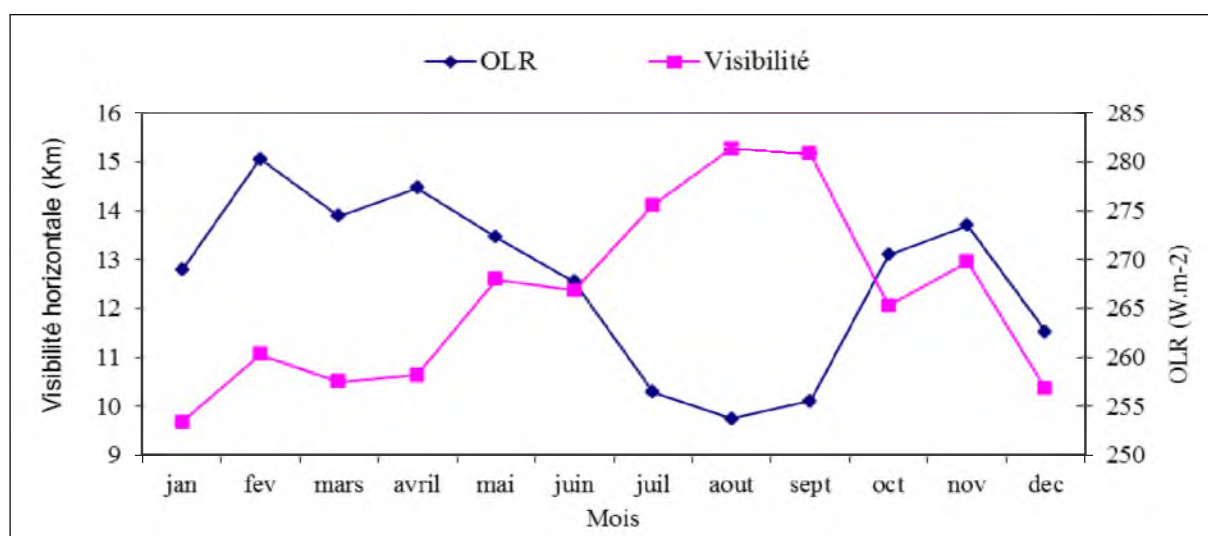


Figure 3.6: Evolution annuelle moyenne (1983-1987) de la visibilité horizontale (Km) et de l'OLR (W.m^{-2}).

Cependant, nous ne pouvons pas conclure en ce qui concerne la contribution des poussières minérales à la réduction de l'OLR de la saison de mousson. En effet, les bonnes visibilités peuvent s'expliquer par le fait que pendant cette période, le flux de mousson (vents du Sud-ouest) et l'Harmattan (vents de Nord-est) créent deux couches différentes d'un point de vue thermodynamique mais aussi du point de vue des aérosols : la couche de mousson et la couche d'air saharienne (SAL) (Carlson et Prospero, 1972). La masse d'air océanique entraînée par la mousson, plus dense à cause de sa forte température, s'enfonce sous le nuage de poussières qui se propage en altitude (Bertrand, 1977). Au sud du FIT et au-dessus de la couche de mousson se trouve la SAL de sorte que les connexions entre la SAL et la surface juste en dessous sont faibles. De plus, l'une des voies d'élimination des poussières de l'atmosphère est le dépôt humide des particules par la phase aqueuse de l'atmosphère suivie d'un dépôt dans les précipitations. L'ensemble des mécanismes individuels qui conduisent au lessivage des aérosols et gaz dans la phase aqueuse nuageuse est appelé « rainout ». Le processus de lessivage des particules et gaz par les gouttes de pluie est connu sous le nom de « washout ». En effet, lorsqu'une goutte de pluie précipite, elle peut entrer en collision avec des particules d'aérosols et les collecter. Le processus de déposition dépend directement des concentrations en aérosols et gaz dans l'atmosphère, du diamètre des particules, de la taille des gouttes de pluie et de l'intensité des précipitations.

Cependant, cette baisse de l'OLR peut s'expliquer par le fait qu'une augmentation de la concentration en aérosols dans l'atmosphère induit une augmentation de la concentration en CCN (Cloud Concentration Nuclei) et du nombre de gouttelettes dans les nuages, avec une diminution de la taille des gouttelettes et donc une augmentation de l'albedo des nuages (Twomey, 1974, Klüser et Holzer-Popp, 2010). Par ailleurs, les mesures effectuées par Tashima et Hartmann (1999) au bord du satellite Nimbus-7, pendant la période 1979-1987 indiquent une tendance significative des OLR à la baisse au-dessus du désert du Sahara. La réflexion des radiations solaires montre une tendance positive de la même ampleur. Aucune tendance significative de la température ou du couvert nuageux au-dessus de la région ne peut être démontré. Les poussières désertiques atmosphériques s'accroissent durant la même période. Selon ces auteurs, deux phénomènes physiques sont en générale associés à la réduction des rayonnements de grandes longueurs d'onde émises par une région: Une diminution de la température de surface ou une augmentation de la quantité d'absorbants d'infrarouge dans l'atmosphère. Les nuages et la vapeur d'eau sont d'efficaces absorbants d'infrarouge et une augmentation de la couverture nuageuse au-dessus du Sahara et du Sahel peut causer une diminution des OLR. Des mesures satellitaires et in situ de juillet 1983 à

Novembre 1987 ont montré une baisse de la fréquence des nuages. Cette diminution de la couverture nuageuse correspond à la période de la sévère sécheresse au Sahel. La dernière possibilité sur laquelle ces auteurs se sont penchés est que l'augmentation du niveau des poussières soit responsable de la diminution des OLR. Zhang et Sundar (2003), en utilisant les observations de MISR (Multi-angle Imaging Spectroradiometer, MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) et CERES (Clouds and the Earth's Radiant Energy System) ont trouvé un forçage mensuel moyen des rayonnements de grandes longueurs d'onde par les aérosols de poussières de 7 W.m^{-2} et une efficacité de 15 W.m^{-2} par unité d'épaisseur optique au-dessus du Sahara en l'absence de nuage. De plus, durant la campagne SHADE (SaHARAN Dust Experiment), Myhre et al., (2003), ont trouvé un impact radiatif diurne moyen des poussières sur les rayonnements de grandes longueurs d'onde maximum proche de 8 W.m^{-2} . A l'échelle régionale, cet impact radiatif moyen des poussières sur les grandes longueurs d'onde varie d'environ 0,8 à un peu plus de 1 W.m^{-2} et est 6-7 fois plus faible en intensité que l'impact radiatif sur le rayonnement solaire. Durant la même campagne, Tanré et al., (2003), ont montré que le rayonnement terrestre a subi une réduction de $6,5 \text{ W.m}^{-2}$ au sommet de l'atmosphère et une augmentation de $11,5 \text{ W.m}^{-2}$ à la surface continentale, durant un épisode intense de soulèvement. Lemaître et al. (2010) ont montré que le refroidissement que l'on peut observer est le résultat du forçage des rayonnements de grandes longueurs d'onde dans la couche de poussières.

En conclusion, l'interaction aérosols-rayonnement dans le domaine de l'infrarouge thermique est établie par ces différents travaux et selon Brooks (1999), tout impact des poussières sur la structure thermique de l'atmosphère affecte le gradient vertical de la température, ce qui influence l'intensité et l'étendue de l'activité convective.

3.3.3 Poussières et précipitations au Sahel

Sans être parfaitement compris, l'influence de la poussière sur les précipitations a été établie. Les modèles climatiques ne simulent de façon satisfaisante le climat que lorsque cette donnée est prise en compte (Fouquart et al., 1987 ; Tashima et Hartmann, 1999). Des travaux antérieurs (Brooks, 1999 ; Prospero et Lamb, 2003 ; Chiapello et al., 2005 ; Evan et al., 2006) ont étudié la variabilité interannuelle des poussières minérales ainsi que la corrélation entre la sécheresse sahélienne et la concentration en poussières. Toutes ces études ont trouvé à des degrés divers, une corrélation négative entre les poussières minérales et la pluie au Sahel.

Cependant, N'Tchayi (1992) estime qu'il ne peut avoir de relation possible entre la pluviosité et la génération d'aérosols désertiques dans les régions désertiques sahéliennes où il ne pleut pratiquement pas mais d'où proviennent d'importantes quantités d'aérosols désertiques. En effet, dans ces régions, la génération des aérosols minéraux dépend essentiellement des vents et de la présence de fines particules potentiellement mobilisables par les vents. Cependant, à l'échelle d'une année, des augmentations des fréquences des brumes sèches ont été observées suite à des épisodes de sécheresse. Inversement, il semble qu'à la suite d'une année où la pluviométrie est normale ou excédentaire, on a une génération modérée des aérosols minéraux.

Les figures 3.7 et 3.8 illustrent respectivement l'évolution annuelle et interannuelle simultanée de la visibilité horizontale et de la hauteur de la pluie au Sahel. L'évolution annuelle de la pluie montre que nous avons un régime soudano-sahélien (ou régime de mousson) caractérisé avec un pic en précipitation en juillet-septembre (avec un maximum en août) lié à la position boréale que peut atteindre la ZCIT. Le maximum des cumuls annuels se concentre ainsi sur trois mois seulement pendant la période de mousson ce qui contraste avec une période sèche longue qui s'étale de novembre à mars suivant. L'évolution interannuelle suggère une baisse de la pluviométrie annuelle à partir de 1970 avec des périodes très sèches : 1972-1973, 1983-1984 et 1987. Les courbes font ressortir deux périodes distinguées d'évolution. Il y a une première période qui s'étale de 1957 à 1961 au cours de laquelle la pluviométrie et les visibilités horizontales sont très élevées et une deuxième période (1970-1987) au cours de laquelle parallèlement à la diminution considérable et irrégulière de la pluviométrie, on observe une diminution progressive de la visibilité horizontale. Les coefficients de corrélations obtenus entre les deux paramètres sont respectivement 0,72 ; 0,73 et 0,67 sur les périodes 1957-1961 ; 1970-1974 et 1983-1987.

De plus, la durée moyenne de la saison de pluies n'a pas changée significativement d'une période à l'autre. C'est plutôt la baisse des précipitations en juin, juillet, août et septembre à laquelle est associée une forte diminution de la visibilité qui expliquerait la baisse annuelle des précipitations et la période de sécheresse depuis 1970 au Sahel.

L'évolution de ces courbes ainsi que la figure 3.3 mettent en relief la possibilité d'une liaison étroite à long terme entre la pluie et les occurrences de brumes sèches. En effet, la descente des isohyètes vers le Sud (figure 3.3) et la baisse des précipitations des mois de juillet, août et septembre auront pour effet l'assèchement de la zone sahélienne, ce qui va conduire à un glissement de la répartition du couvert végétal et donc à l'apparition vers le Sud de nouvelles superficies favorables au soulèvement des poussières.

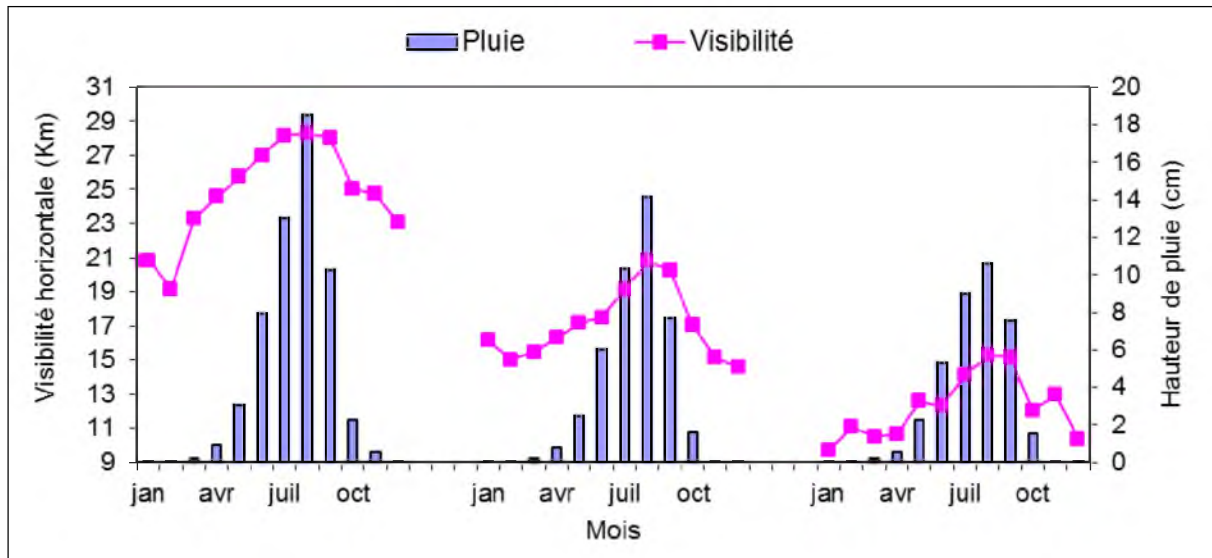


Figure 3.7 : Evolution de la visibilité horizontale et de la pluie pour une année moyenne sur chacune des trois périodes. 1957-1961 (à gauche) ; 1970-1974 (au milieu) et 1983-1987 (à droite).

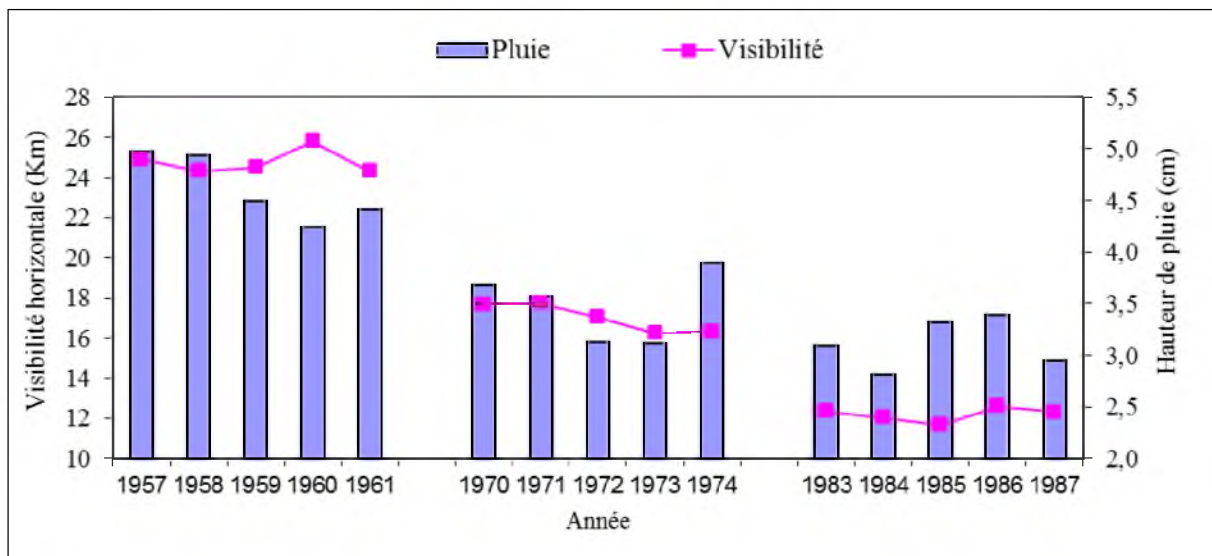


Figure 3.8: Evolution de la visibilité horizontale (Km) et de la pluie (cm) de 1957 à 1987.

Les travaux de N'Tchayi et al (1994, 1997) ont mis en évidence une augmentation continue du nombre annuel de situation d'empoussièrement durant les périodes de sécheresse. D'autres études ont également pointé du doigt la connexion entre l'augmentation de la charge atmosphérique en aérosols et la diminution des précipitations en Afrique du Nord ; Ozer (2001) a montré que la fréquence des épisodes poussiéreux en Afrique de l'Ouest, durant la saison sèche (janvier-avril), a été multipliée par un facteur de 10 entre les années 1951 et

1997. De la même manière, Prospero et Nees (1986) ont observé à Barbade que les concentrations en aérosols minéraux transportés sur l'océan Atlantique entre les années 60 et 80 ont augmenté d'environ un facteur 4. Cette augmentation des émissions de poussières a été attribuée d'une part à l'émergence de nouvelles sources liées à la diminution observée du couvert végétal (Tucker et al., 1991) et/ou attribuée à des zones soumises à des perturbations climatiques ou anthropiques (Tegen et Fung, 1995). Hui et al. (2008) ont trouvé une corrélation négative entre la quantité de poussières et la pluie dans la zone sahélienne de l'Afrique de l'Ouest, suggérant une inhibition significative des précipitations dans cette région par les poussières entraînées dans l'atmosphère.

Certains travaux ont récemment mis en évidence un impact radiatif des poussières minérales sur la mousson de l'Afrique de l'Ouest (Konaré et al., 2008 ; Solmon et al., 2008 et Camara et al., 2010). Tous ces travaux ont montré que l'impact radiatif des poussières sur le climat de la zone Sahel-Sahara consistait en une réduction des précipitations, un renforcement de la branche sud du JEA et un affaiblissement du JET.

Plusieurs études ont également mis en évidence l'existence d'un lien entre le contenu atmosphérique en aérosols minéraux et les données pluviométriques de l'année (ou des années) précédente (précédentes). Par exemple, des calculs de corrélations entre les indices de déficit de précipitation au Sahel et les épaisseurs optiques en aérosols dérivées de TOMS et Météosat de 1979 à 2000 (L'Hôte et al., 2002) indiquent que les conditions de sécheresse de l'année passée influencent les émissions de poussières en période de mousson ainsi que leur transport sur l'Atlantique nord tropical (Chiapello et Moulin, 2002). Prospero et Lamb (2003) ont trouvé une forte corrélation entre les concentrations annuelles mesurées à la Barbade et les précipitations sahéliennes des années précédentes. Moulin et Chiapello (2004) et Chiapello et al. (2005) ont montré que les conditions de sécheresse au Sahel affectent les émissions et le transport des aérosols minéraux à la fois en été et en hiver d'une année à l'autre, le contenu atmosphérique en aérosols minéraux étant intimement lié aux précipitations des années précédentes. Une explication possible est que le temps de réponse de la végétation au déficit pluviométrique aussi bien que l'effet « mémoire » de la mousson africaine contrôlent la variabilité interannuelle du contenu atmosphérique en aérosols minéraux en Afrique de l'Ouest. Cependant, les interactions entre la végétation, les précipitations et les émissions d'aérosols demeurent mal connues.

Conclusion

L'impact des aérosols désertiques à l'échelle régionale sur la mousson ouest africaine n'est pas négligeable. En effet, parallèlement à la diminution régulière de la visibilité horizontale entre 1957 et 1987, nous avons une descente régulière des isohyètes vers le sud et une baisse de la pluviométrie. On ne peut néanmoins pas attribuer de causalité directe entre augmentation des aérosols et période de sécheresse car il faut garder à l'esprit l'importance des conditions de surface océanique à l'échelle globale sur la variabilité des précipitations sur le Sahel. Par ailleurs, des analyses climatologiques des indicateurs d'empoussièrement dérivés d'observations spatiales ont suggéré que la variabilité des émissions d'aérosols désertiques depuis l'Afrique au nord de l'équateur est plutôt liée à un changement des conditions météorologiques à grande échelle dont la sécheresse ne serait qu'un des effets (Prospero et Nees, 1986 ; Moulin et al., 1997 ; Brooks et Legrand, 2000 ; Chiapello et al., 2005).

Chapitre 4

Variabilité spatiale et temporelle des brumes sèches

Les émissions d'aérosols depuis les zones arides et semi-arides de l'Afrique au nord de l'équateur sont contrôlées par les conditions climatiques qui régissent sur ces régions. Ainsi, les principales caractéristiques du climat du nord de l'Afrique (que nous avons vu dans le premier chapitre et celles que nous verrons dans celui-ci) vont intervenir sur des échelles de temps variées non seulement sur les émissions d'aérosols minéraux mais également sur leur transport depuis le continent.

Le présent chapitre a pour objet d'étudier la variabilité spatiale et temporelle des brumes sèches au Sahel sur trois périodes : 1957-1961 ; 1970-1974 et 1983-1987. Ces périodes sont celles pour lesquelles nous avons pu obtenir des données de la visibilité horizontale. Nous commencerons par présenter la variabilité atmosphérique synoptique (module et champ de vent, coupe verticale du vent) associée à chacune de ces trois périodes.

4.1 Environnement moyen associé aux trois périodes

La circulation de la mousson de l'Afrique de l'Ouest est liée, non seulement, aux mouvements de la trace au sol de l'équateur météorologique (FIT), mais fait intervenir différents champs de vents à différents niveaux. Nous analysons dans ce qui suit, l'évolution de l'intensité du flux de mousson (dans les basses couches), et des jets d'altitude (le JEA dans les couches moyennes et le JET dans les hautes couches).

Le NCEP et NCAR (respectivement National Center for Environment Prediction et National Center for Atmospheric Research). Sont à l'origine de la production de paramètres atmosphériques de surface et d'altitude réanalysés selon un système complexe d'assimilation globale de données utilisant une banque aussi complète que possible. Les données du NCEP/NCAR que nous utilisons pour cette partie de notre travail sont les moyennes mensuelles du vent zonal, méridien et vertical. Ces données sont disponibles à partir de 1950 sur une grille de $21,5^\circ \times 2,5^\circ$.

4.1.1 Evolution des champs moyens et du module du vent

a. les basses couches (925 hPa)

La figure 4.1 présente les champs moyens et le module du vent dans les basses couches (925 hPa) au cours de la période humide (1957-1961) et des périodes sèches (1970-1974 et 1983-1987). Les flux SE en provenance de l'océan Atlantique, prennent une composante SW après avoir traversé l'équateur. Ce flux qui a été dévié par la force de Coriolis et qui a pris une composante SW, après la traversée de l'équateur, est appelé flux de mousson en Afrique de l'Ouest. C'est ce flux qui assure le transport de l'humidité sur cette partie du continent. Il est prépondérant sur les régions guinéenne et soudanienne de l'Afrique de l'Ouest. Son influence s'étend entre 5°N et 15°N environ, soit en moyenne autour de 10°N.

Le module du vent dans la zone de mousson ne dépasse pas 5 m/s, au cours de la période sèche. Par contre, nous avons un noyau de vents de vitesse supérieure ou égale à 10 m/s entre 18°E et 2°W par 5°N et 13°N au cours de la période humide. La zone de convergence entre les alizés de NE et de SW (la ZCIT) est bien marquée et se positionne en moyenne autour de 10°N et tous les vents semblent rentrer dans un même et un seul centre de confluence vers 5°E-20°N environ.

En comparant la période humide aux deux périodes sèches, on remarque que l'intensité du flux de mousson diminue quand on passe de la période humide à la période sèche. Les noyaux de vents forts, supérieurs à 10 m/s en période humide chutent à 6 m/s au cours de la période sèche. La mousson perd donc en intensité quand on passe de la période humide à la période sèche. En effet, pendant la période humide, les vents de 6 m/s couvrent le Sahel et une partie de la zone soudanienne. Par contre, pendant la période sèche, toute l'Afrique de l'Ouest est sous l'influence de vents faibles de mousson (4 m/s et un peu plus). De plus, la ceinture de vents supérieurs ou égaux à 10 m/s disparaît au profit des vents de 6 m/s et plus.

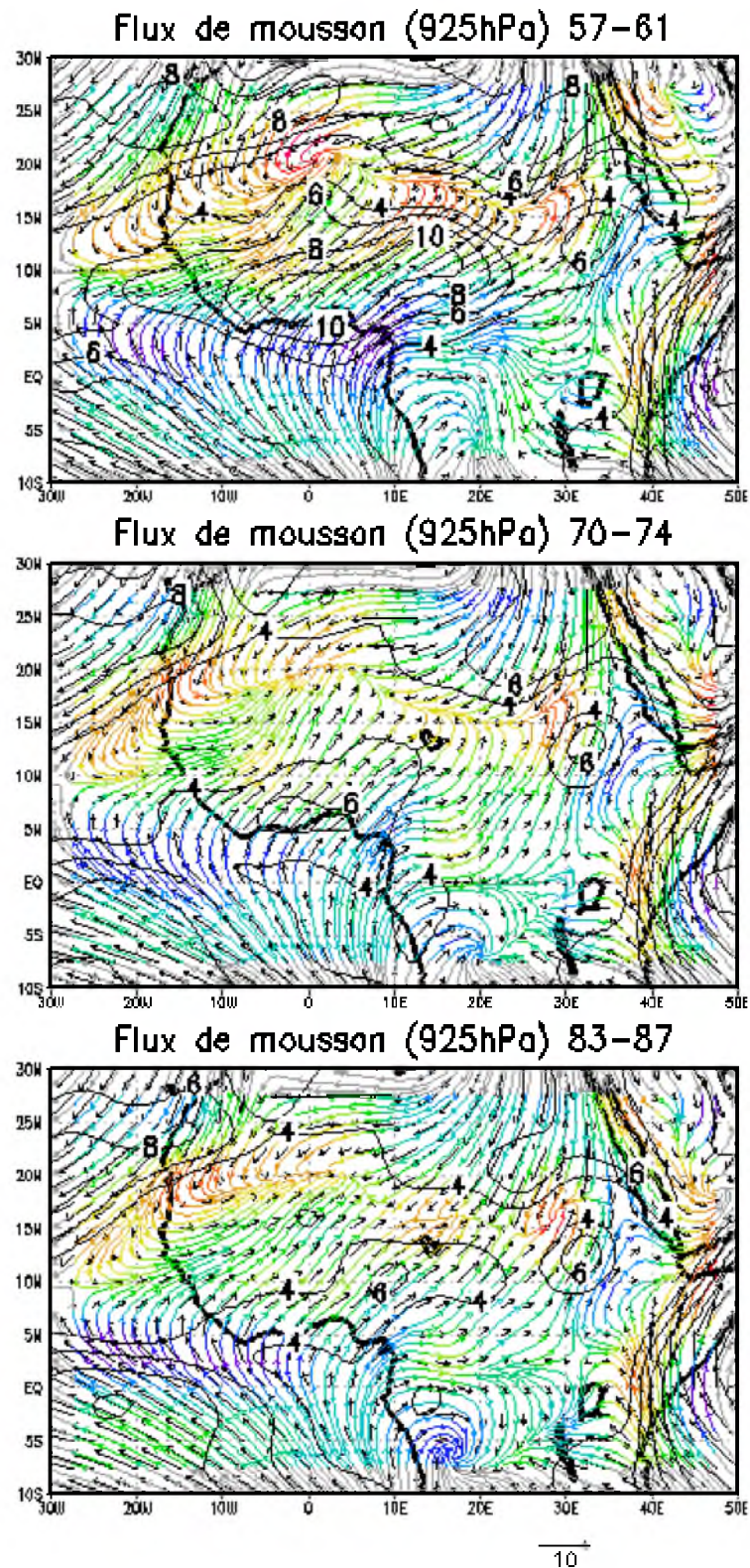


Figure 4.1 : Champs moyens et module du vent (m/s) à 925 hPa montrant l'évolution du flux de mousson au cours des périodes 1957-1961, 1970-1974 et 1983-1987, respectivement de haut en bas.

b. les couches moyennes (700 hPa)

La figure 4.2 montre l'évolution du JEA. Les vents d'Est prennent de l'importance sur toute l'Afrique de l'Ouest et s'étendent au-delà de 15°N. Le JEA se positionne autour de 15°N avec des vitesses supérieures à 10 m/s à son cœur au cours de la période sèche et à 6 m/s au cours de la période humide. La position du JEA reste stationnaire au cours des trois périodes (au tour de 12°N en moyenne). Les noyaux de vents forts sont positionnés entre 12°W et 10°E pendant la période humide. Par contre, au cours de la période sèche, le cœur du JEA s'étend de l'océan Atlantique jusqu'à vers 15°E. Le JEA se renforce pendant la période sèche (10 m/s). Son intensité pendant la saison humide ne dépasse généralement pas 8 m/s.

En conclusion, de la période humide à la période sèche, le JEA se renforce en intensité, par contre sa position en latitude varie peu.

c. les niveaux supérieurs (200 hPa)

La figure 4.3 présente l'évolution du JET sur chacune des trois périodes. Le JET est matérialisé vers 5°N avec des vents dans l'axe du module supérieurs à 18 m/s au cours de la période humide et à 16 m/s au cours de la période sèche. La position de l'axe du JET autour de 5°N ne change pas de la période humide à la période sèche. En revanche, le JET baisse en intensité de la période humide à la période sèche.

En résumé, de la période humide (1957-1961) aux périodes sèches (1970-1974 et 1983-1987), le flux de mousson diminue, le JEA se renforce en intensité et le JET baisse également en intensité.

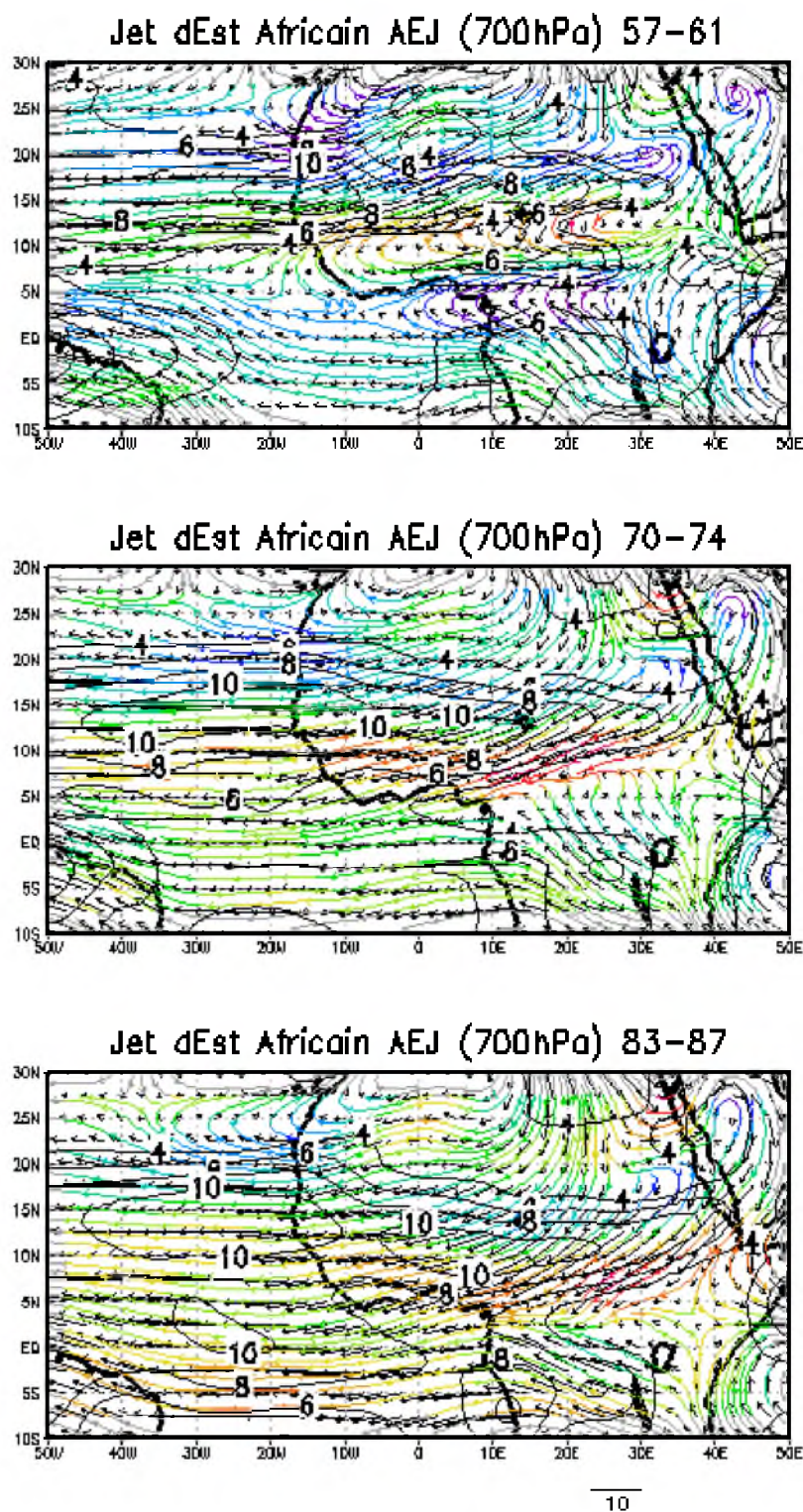


Figure 4.2 : Champs moyens et module du vent (m/s) à 700 hPa montrant l'évolution du JEA au cours des périodes 1957-1961, 1970-1974 et 1983-1987, respectivement de haut en bas.

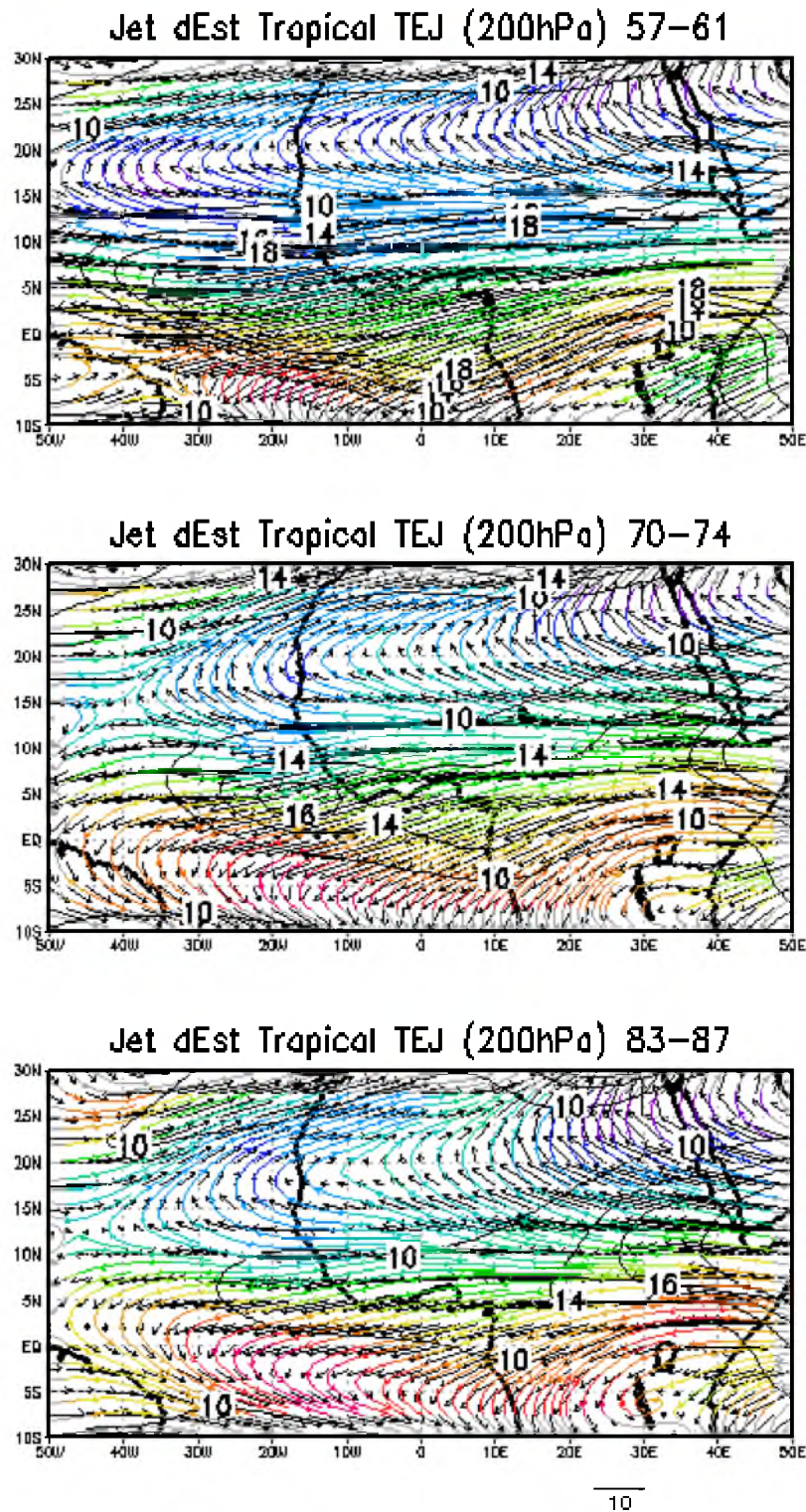


Figure 4.3 : Champs moyens et module du vent (m/s) à 200 hPa montrant l'évolution du JET au cours des périodes 1957-1961, 1970-1974 et 1983-1987, respectivement de haut en bas.

4.1.2 Les coupes verticales du vent

Les figures 4.4, 4.5 et 4.6 présentent respectivement les structures moyennes du vent zonal, du vent méridien et du vent vertical. Ces coupes correspondent aux structures moyennes sur la bande de longitude 17°W-20°E et entre 10°S et 30°N.

a Coupe verticale du vent zonal

La figure 4.4 présente la circulation moyenne du vent zonal sur les périodes 1957-1961, 1970-1974 et 1983-1987 respectivement de haut en bas.

Dans les basses couches (925 hPa), de la période humide à la période sèche, le flux de mousson baisse en intensité, pénètre moins à l'intérieur du continent et devient surtout moins épais.

Dans les couches moyennes (700 hPa), le JEA n'est pas perceptible sur les deux premières périodes. Au cours de la période 1983-1987, le JEA se positionne entre 2°N et 5°N avec une vitesse supérieure ou égale à 10 m/s. Nous avons donc un renforcement du JEA de la période humide à la période sèche. Par contre, dans les couches supérieures et au cours de la période 1957-1961, nous avons des vents forts (10 m/s) d'Ouest avec un maximum entre 100 et 200 hPa. De la période humide à la période sèche, le JET baisse d'intensité. Il n'est pas visible au cours de la période 1983-1987.

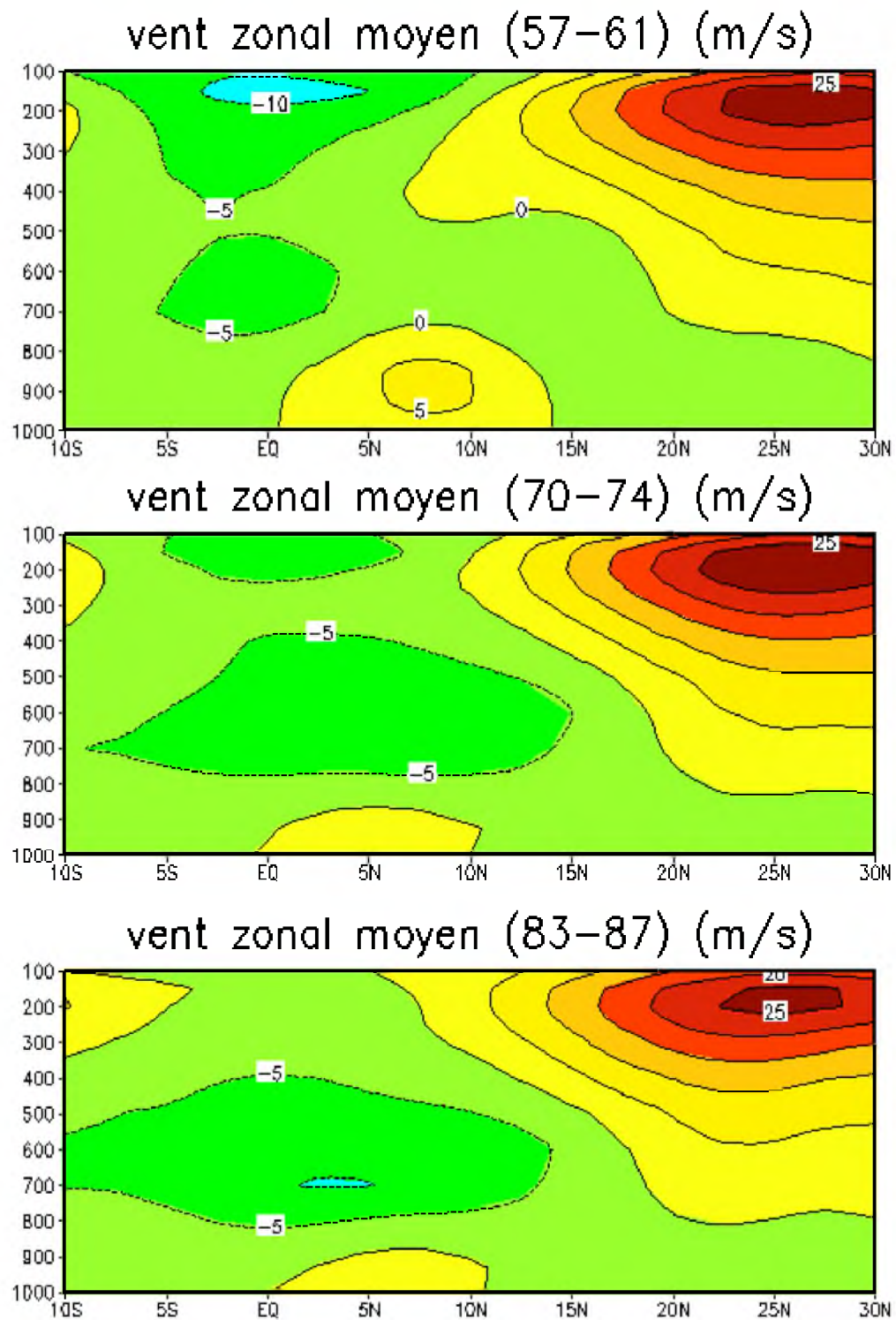


Figure 4.4: Régime moyen du vent zonal sur les trois périodes : 1957-1961 ; 1970-1974 et 1983-1987 respectivement de haut en bas.

b Coupe verticale du vent méridien

La figure 4.5 montre la structure moyenne du vent méridien sur chacune des trois périodes.

Dans les basses couches dont l'altitude ne dépasse pas 900 hPa, nous avons un vent fort du sud (positif et supérieur à 2 m/s) qui règne entre les latitudes 10°S et 10°N environ. Ce flux chaud et humide provenant de l'Atlantique correspond au flux de mousson. Aux latitudes supérieures (entre 20°N et 25°N), nous avons des vents du Nord dont la vitesse maximale passe de 2 m/s au cours de la période 1957-1961 à plus de 3 m/s au cours de la période 1983-1987. Il s'agit de la convection sèche causée par le fort réchauffement du désert.

Dans les couches moyennes, au niveau de 700 hPa, le JEA a son maximum autour de 10°N au cours de la période 1957-1961, entre 5°N et 10°N au cours de la période 1970-1974 et centré sur 5°N au cours de la période 1983-1987. L'altitude de ce noyau ne varie pratiquement pas d'une période à l'autre. L'intensité de ce flux se renforce progressivement de la période humide à la période sèche. En effet, aux vents au cœur du JEA supérieurs à 1 m/s entre 1957 et 1961, on passe à des vents supérieurs à 2 m/s au cours de la période 1970-1974 puis à des vents supérieurs à 3 m/s entre 1983 et 1987.

Dans les hautes couches, apparaît le sommet de la colonne de convection de l'équateur météorologique. En effet, à ces altitudes, une forte divergence prend place. Les masses d'air aspirées au sol atteignent le sommet de la troposphère. Celles-ci vont donc diverger de cette zone. Ce phénomène est bien visible sur la figure 4.5 avec des vents du Nord (négatifs) aux latitudes inférieures à 5°N et des vents du Sud (positifs) aux latitudes supérieures.

c Coupe verticale du vent vertical

La figure 4.6 présente le régime moyen du vent vertical sur chacune des trois périodes. Nous observons une grande colonne de convection positionnée entre l'équateur et 15-18°N. Cette colonne apparaît être divisée en deux parties distinctes. Ainsi, une première cellule avec un courant ascendant important s'établit entre la surface et 700 hPa environ. Au-dessus de cette dernière, une seconde cellule apparaît entre 600 et 200 hPa, la vitesse de l'ascension atteignant de plus faibles valeurs.

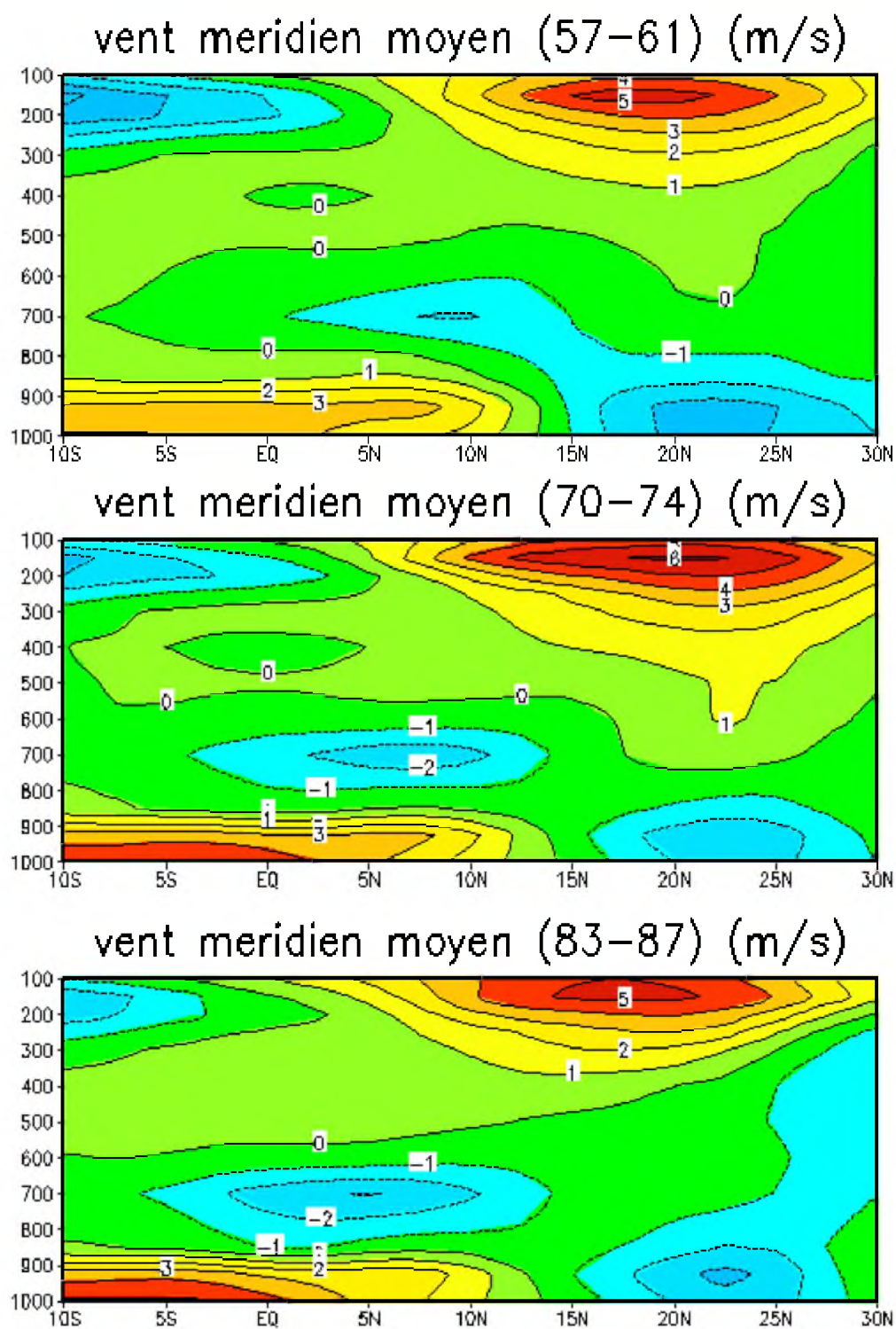


Figure 4.5: Régime moyen du vent méridien sur les trois périodes : 1957-1961 ; 1970-1974 et 1983-1987 respectivement de haut en bas.

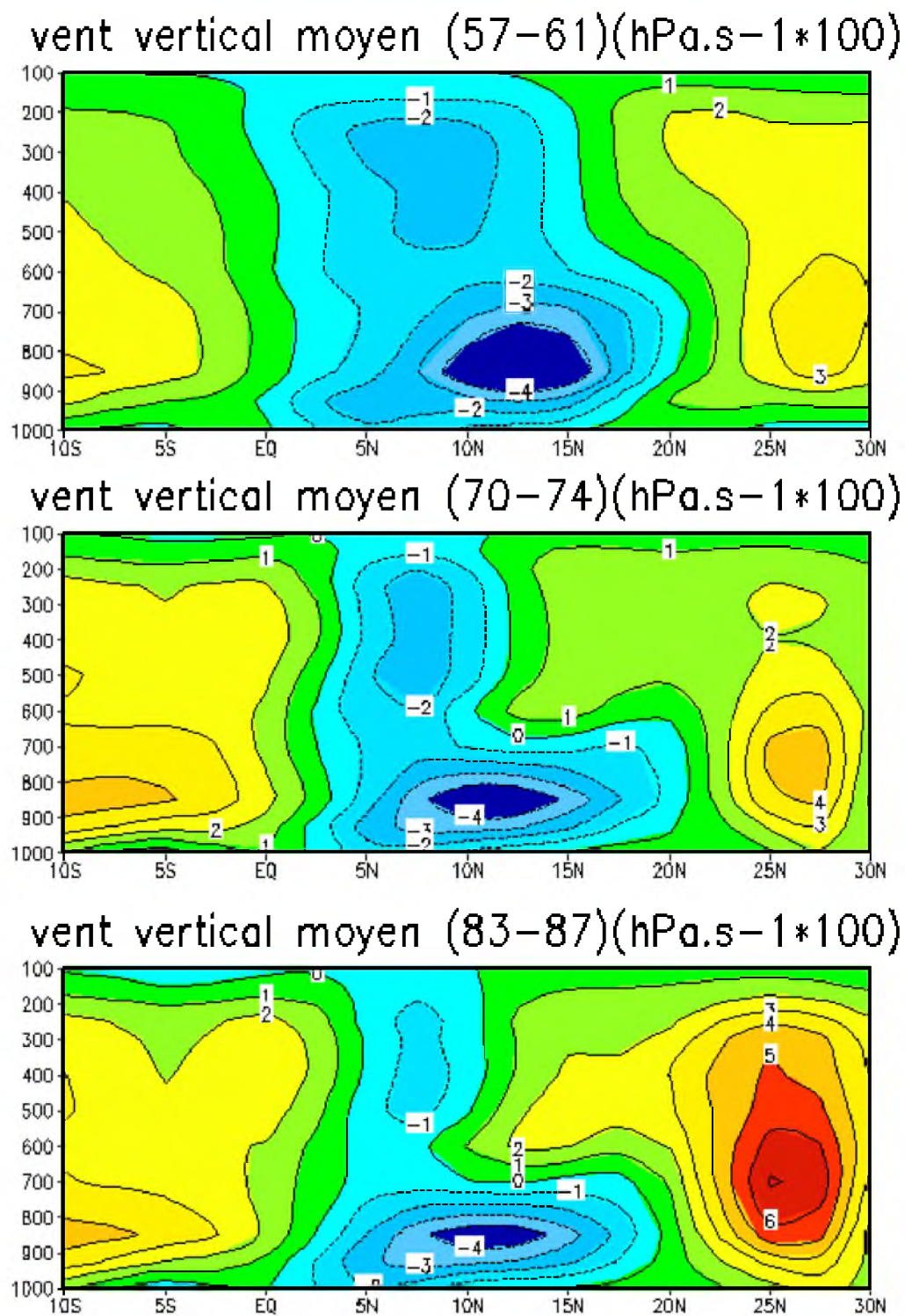


Figure 4.6: Régime moyen du vent vertical sur les trois périodes : 1957-1961 ; 1970-1974 et 1983-1987 respectivement de haut en bas.

4.2 Variabilité spatiale et temporelle des émissions de brumes sèches

Du fait de leur dépendance de la vitesse du vent et des états de surface des sols exposés, les émissions d'aérosols désertiques sont sporadiques. En effet, si l'aridité contrôle l'étendue des surfaces exposées à la déflation éolienne, le vent en est le moteur. De plus, ces émissions sont un phénomène à seuil où les fréquences et l'intensité sont fortement liées aux variations des régimes de vent. Tout ceci conduit à ce que les émissions d'aérosols minéraux présentent, un cycle diurne, annuel, interannuel et décennal très marqués.

Pour l'étude de la variabilité spatiale et temporelle des émissions de poussières minérales, nous avons utilisé la visibilité horizontale réduite au sol telle qu'elle est relevée dans les stations météorologiques de l'ASECNA comme représentative du trouble atmosphérique. Notre approche se distingue des précédentes (Cerf, 1985 ; N'Tchayi, 1992 ; N'Tchayi et al., 1997 ; Ozer, 2002) par le fait qu'elle est principalement fondée sur la visibilité horizontale synoptique au sol, une donnée réelle, mesurée en routine par les stations synoptiques d'observation au lieu du nombre d'heures de réduction de la visibilité (Cerf, 1985 et N'Tchayi, 1992 ; N'Tchayi et al., 1997) ou de la fréquence du nombre de jours de brumes sèches (Ozer, 2002). Nous considérons qu'il y a présence de brume sèche si la visibilité est réduite à moins de 10 Km. Une appréciation de la densité des poussières au sein du nuage est donnée par la délimitation des zones où la visibilité est inférieure à 5 Km. La concentration et la taille des particules dans l'atmosphère seront plus élevées (brume sèche dense) dans les zones sources de brume sèche et leur voisinage ce qui va occasionner une importante réduction de la visibilité horizontale. La visualisation des panaches de brume sèche devrait nous fournir des informations concernant la distribution des poussières dans l'atmosphère et mieux encore, produire des indices sur la localisation des zones sources, permettant ainsi de relier les émissions de poussières à des régions spécifiques. Ces cartes permettent surtout d'apprécier l'importance des phénomènes de brumes sèches et leur dynamique spatiale et temporelle.

Dans les cas de brumes sèches, la diffusion moléculaire et l'absorption par les gaz sont négligeables devant l'extinction de la lumière due aux aérosols. De plus, la visibilité de nuit est généralement supérieure à la visibilité de jour. La raison fondamentale réside dans la plus grande concentration de jour, quand les vitesses des vents qui les véhiculent sont élevées par rapport aux calmes relatifs nocturnes, les poussières étant d'ailleurs précipitées par les brumes

humides de début de soirée ou aux premières heures de la matinée quasi permanentes lors de la brume sèche (Gac et al., 1986). Dans 2/3 des cas, la brume humide apparaît entre minuit et 07H00, le plus souvent associée aux brumes sèches. Les réductions de visibilités dues à la présence de brouillard ou de brume humide dense sont localisées aux heures matinales et sont souvent très fortes. Elles commencent généralement entre minuit et 3 ou 4 heures du matin. Le refroidissement nocturne conjugué à l'humidité de l'air en constitue les sources. A partir du lever du soleil, vers 6 H 30, la température de l'air qui se trouve à son minimum, va commencer à remonter. La désaturation intervient souvent avec une variabilité assez importante suivant l'épaisseur de la couche de brouillard. L'amélioration de la visibilité peut se produire entre 6H30 et 7H comme il arrive fréquemment que le brouillard persiste jusqu'en milieu de matinée (9H ou 10H). Cette amélioration est fonction de la latitude (lieu) et de la saison.

Pour éliminer les réductions de visibilités occasionnées par la présence de brume humide ou de brouillard quelle que soit la saison, nous avons retenu pour nos calculs, les visibilités horizontales relevées à 9, 12 et 15 heures à partir desquelles nous avons calculé une visibilité moyenne. Enfin, la prise en compte du lieu (latitude) et de la saison permet de mettre en évidence le rôle des aérosols de brume sèche dans la réduction de la visibilité horizontale et de tenir compte de la nébulosité. Par exemple, pour éliminer la nébulosité due aux nuages moyens et bas, il suffit de se placer au nord de la trace au sol de la ZCIT (Zone de Convergence Inter Tropicale). Cependant, la représentativité des brumes sèches par la visibilité horizontale n'est pas absolue parce que le sommet du nuage de brume sèche n'est évidemment pas toujours à la même altitude. On relève parfois, du fait de la structure verticale du nuage de poussière, une bonne visibilité horizontale au sol alors que la transmittance est mauvaise (Bertrand, 1977). Ceci se produit souvent au voisinage de la zone de séparation des masses d'air océanique et continental (ZCIT). La masse d'air océanique entraînée par la mousson, plus dense à cause de sa forte température, s'enfonce sous le nuage de poussière qui se propage en altitude.

Différentes visibilités horizontales moyennes sont déterminées à partir des visibilités horizontales relevées à 9 H00, 12H00 et 15H00 afin d'examiner la variabilité spatiale et temporelle des brumes sèches dans la zone sahélo-saharienne. Il faut signaler que les données de la période 1957-1961 ne sont disponibles que dans 13 stations réparties sur le Mali, le Burkina Faso et le Niger. Celles des périodes 1970-1974 et 1983-1987 regroupent un nombre suffisant de stations et d'observations convenablement réparties dans l'espace et le temps. Le

tracé des iso contours de visibilité horizontale donne une bonne répartition du nuage de poussières, sa précision étant toutefois limitée dans certaines zones notamment la zone est, par la faible densité de stations ou l'absence d'observations.

4. 2. 1 Variabilité décennale et interannuelle des brumes sèches

4.2.1.1 Variabilité décennale

La figure 4.8 présente la variabilité des brumes sèches sur les périodes 1957-1961, 1970-1974 et 1983-1987. Elle montre que sur des échéances de temps plus longues, la variabilité des contenus en poussières dans toutes les stations de l'Afrique de l'Ouest a été marquée par une augmentation significative entre les années 1957-1961 et 1983-1987. En effet, au cours de la période 1957-1961, il y a absence de réduction de la visibilité horizontale du fait de la présence de brumes sèches. Au cours de la période 1970-1974, la réduction de la visibilité a lieu dans les stations de la Mauritanie et du nord du Sénégal. Au cours de la période 1983-1987, nous avons une extension de la présence de brume sèche dans les stations du Mali en plus de celles de la Mauritanie et du Sénégal.

Par ailleurs, des analyses climatiques des indicateurs d'empoussièrement dérivés d'observations spatiales, ont suggéré que la variabilité des émissions d'aérosols désertiques depuis l'Afrique au nord de l'équateur est plutôt liée à un changement des conditions météorologiques à grande échelle dont la sécheresse ne serait qu'un des effets (Prospero et Nees, 1986 ; Moulin et al., 1997 ; Brooks et Legrand, 2000 ; Chiapello et al., 2005).

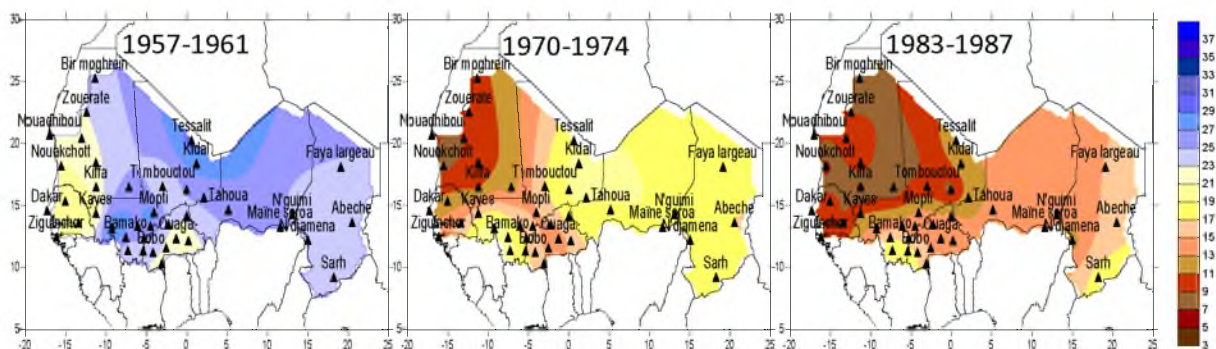


Figure 4.7: Cycle décennal de la visibilité horizontale moyenne (en Km) sur la période 1957-1961, 1970-1974 et 1983-1987.

4.2.1.2 Variabilité interannuelle

Les observations spatiales permettent de nos jours, l'analyse et la compréhension de la variabilité interannuelle des émissions d'aérosols désertiques depuis l'Afrique au nord de l'équateur. La figure 4.9 montre que la variabilité interannuelle des émissions de brumes sèches est très marquée dans toutes les stations avec des années (1957 à 1961) où les brumes sèches sont quasiment absentes et des années (1983 à 1987) où toute la zone est couverte de brumes sèches à l'exception des stations du Niger et du Tchad du fait de la faible densité de stations. La configuration spatiale générale des zones actives et les panaches de brumes résultants restent également relativement inchangés d'une année à l'autre sur chaque période. Cela suggère que les zones sources sont bien établies et qu'elles sont probablement représentatives des conditions qui affectent dans le long terme la génération des poussières.

On peut faire également état d'une progression moyenne importante à partir de 1983, pour les réductions de visibilité à moins de 10 Km dans la zone comprise entre 15° N et 20° N. Les valeurs maximales de réduction sont enregistrées dans les stations de Nouakchott, Kiffa, Nema et Gao. En ce qui concerne l'activité des zones sources sahéliennes, nous avons une discontinuité bien définie entre les périodes 1957-1961 (peu voir absence de brumes sèches), 1970-1974 (brumes sèches localisées à l'Ouest en Mauritanie) et 1983-1987 (amplification du phénomène avec son extension à tout le Sahel ouest). Le contraste entre la période 1957-1961 et les deux autres suivantes est évident. Les sources sont plus actives dans les années 1983-1987. De façon générale, on remarque que les stations de la zone sahélienne sont caractérisées par un renforcement progressif de la brume sèche en suspension entre 1970 et 1987.

Laurent et al (2008) ont montré, à partir d'une étude par modélisation sur la période 1996-2001, que la variabilité interannuelle des émissions depuis les zones sources de l'Afrique de l'Est s'élève à 60%, alors que les émissions depuis les sources de l'Afrique de l'Ouest sont plutôt régulières d'une année à l'autre avec une variation de l'ordre de 20%. Cette variation d'émissions depuis les sources de l'Afrique de l'Ouest (Mauritanie, Mali et Algérie) a été étudiée par Barkan et al. (2004) sur la période 1979-1992 à partir de l'AI de TOMS. Ils ont montré que les émissions dans ces zones sources présentent une discontinuité entre la période 1979-1982 avec des conditions de soulèvement faibles et la période 1983-1992 où les soulèvements étaient élevés.

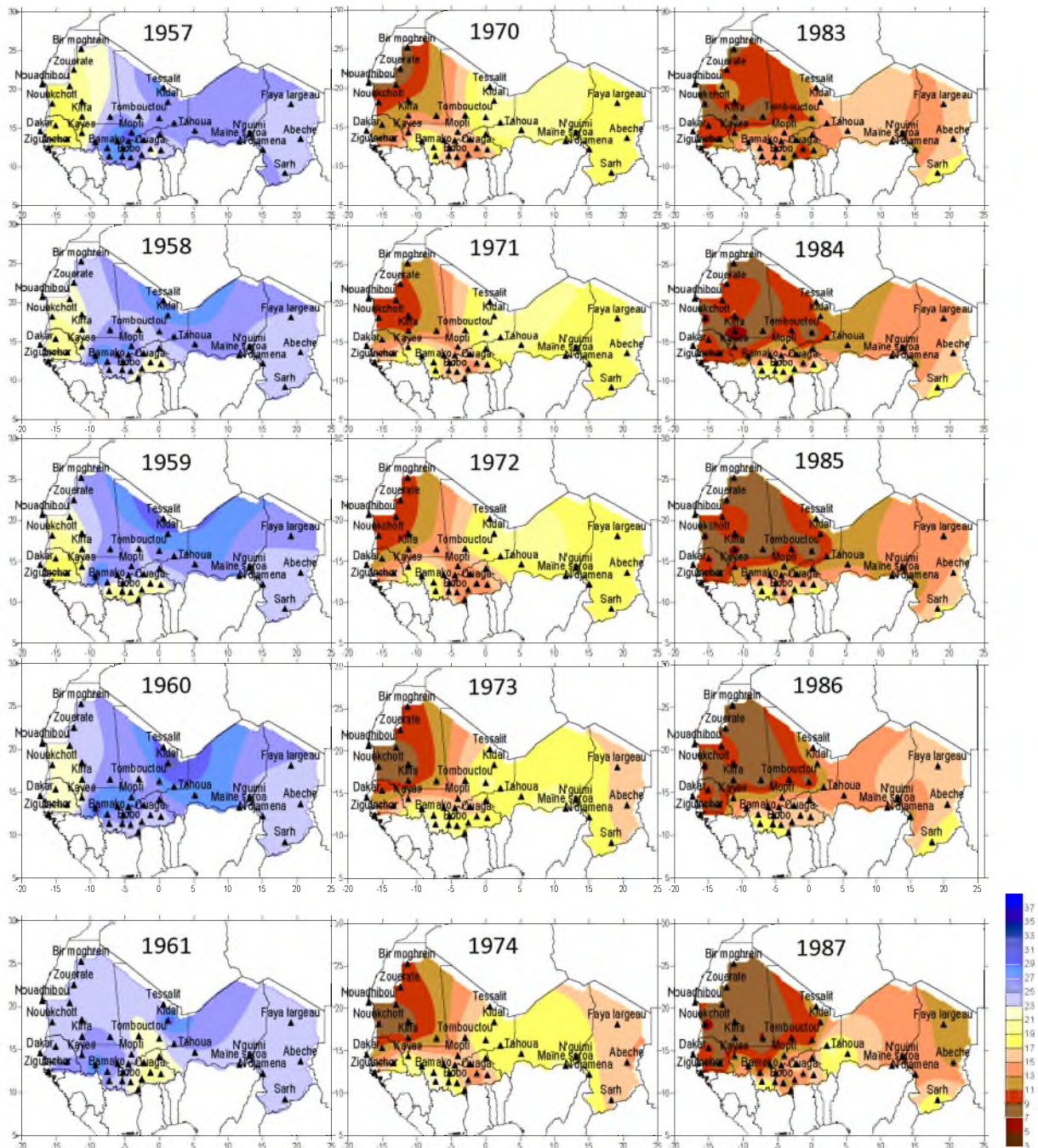


Figure 4.8: Cycle interannuel de la visibilité horizontale moyenne (en Km) sur la période 1957-1961 (à gauche), 1970-1974 (au milieu) et 1983-1987 (à droite).

Les résultats de ces différents travaux corroborent ceux que nous avons obtenus avec les visibilités horizontales relevées dans les stations synoptiques de l'ASECNA. De plus, Washington et Todd (2005) ont analysé la variabilité interannuelle des émissions dans la région de Bodélé au Tchad sur la période 1979-1992 et ont trouvé que les années marquées

par une forte activité en aérosols sont celles associées à une intensification de 40% du LLJ (Low Level Jet) par rapport à la moyenne.

Selon Moulin et Chiapello (2004), le changement interannuel dans les émissions de poussières dans les régions semi-arides telles que le Sahel, peut être fondamentalement dû à la combinaison des trois facteurs suivants : un changement dans l'intensité moyenne du vent (impact dynamique), un changement dans le lessivage des particules de poussières (impact du dépôt humide) et un changement dans les caractéristiques du sol telles que l'humidité, ou la couverture végétale (impact de la sécheresse). Ils estiment que les persistantes conditions de sécheresse au Sahel depuis les années 1980 doivent avoir en plus modifié profondément les caractéristiques du sol et générer à l'échelle décennale l'accroissement des émissions et du transport des poussières. Des travaux de Brooks (1999), il ressort également que la variabilité interannuelle semble être liée aux périodes prolongées de sécheresse qu'a, subi l'ensemble de la zone sahélienne depuis 1968.

4.2.2 Cycles saisonnier et diurne des brumes sèches

4. 2. 2.1 Cycle saisonnier des brumes sèches

Pour caractériser la variabilité saisonnière des brumes sèches, nous avons représenté les cartes de la visibilité moyenne trimestrielle décennale (figure 4.10). De façon générale, et notamment à partir de 1970, le Sahel est couvert de brumes sèches jusque dans les basses latitudes en début d'année en JFM et, plus on avance dans l'année, les nuages de poussières se déplacent vers les hautes latitudes, atteignant la position la plus au Nord en JAS. Ils redescendent ensuite vers le Sud à partir du dernier trimestre en OND. En JAS, les réductions de la visibilité horizontale en dessous de 5 Km sont pratiquement inexistantes dans les stations en dessous de 15° N. Alors qu'en JFM toutes les stations sont concernées par l'importance du phénomène. En AMJ, les plus fortes réductions de la visibilité se présentent dans la haute boucle du Niger, s'éloignant progressivement vers le nord en JAS. Durant la période 1983-1987, la partie ouest du Sahel est en grande partie couverte d'épais nuages de poussières et ceux, quelle que soit la saison. Ces variations saisonnières dans la localisation de la zone de maximum de réduction de la visibilité horizontale peuvent s'expliquer par le

déplacement de la ZCIT qui sépare l'Harmattan qui transporte les poussières vers le Sud et le flux de mousson.

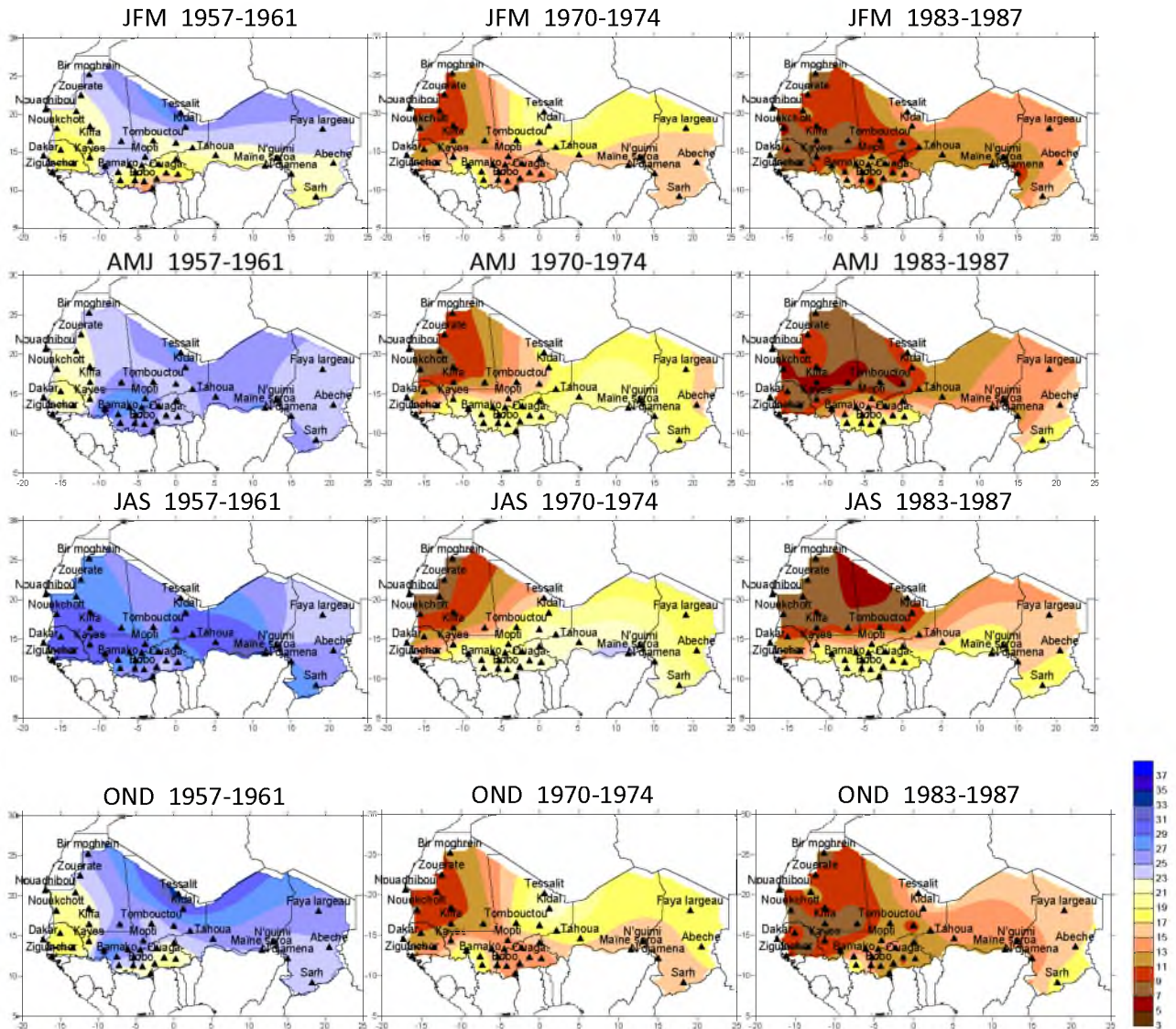


Figure 4.9: Evolution de la visibilité horizontale moyenne saisonnière décennale sur la période 1957-1961 (à gauche), 1970-1974 (au milieu) et 1983-1987 (à droite).

Le cycle saisonnier des émissions de poussières en Afrique du Nord a également été étudié par Prospero et al. (2002), Kaufman et al. (2005) et Evan et al. (2006). Ces travaux ont montré que les émissions de poussières au-dessus de l'Afrique du Nord avaient un cycle saisonnier marqué avec un maximum en été (JJA) et un minimum en hiver (DJF). Le résultat de Shannon (2009) suggère un maximum d'émission au Sahara en été et un maximum d'émission au Sahel en hiver. Cet auteur explique cette variabilité saisonnière par la

variabilité saisonnière de la vitesse du vent et des précipitations due au mouvement Nord-sud de la ZCIT.

L'évolution annuelle (non présentée ici) montre qu'à l'intérieur des régions sources, on observe des zones très localisées où les réductions de la visibilité sont plus importantes. Deux types de stations peuvent être distinguées : celles localisées au-dessus de la latitude 15° N et celles situées en dessous de 15° N. Il se dégage également une profonde modification de la configuration spatiale au cours du temps. On remarque en effet qu'au cours de la période 1983-1987, l'amplitude des phénomènes de brumes sèches s'est considérablement accrue dans le Sahel ouest. Les réductions de la visibilité les plus importantes sont localisées au nord de 15° N et à l'ouest de la Mauritanie dans les stations de Nouadhibou et de Nouakchott. Les brumes sèches se produisent toute l'année dans cette partie du Sahel mais elles sont d'importance variable. Les maximums se produisent dans les mois de juin et de juillet. En revanche, pour la partie au sud de 15° N, on observe une variabilité plus marquée des réductions de visibilité et donc des émissions qui sont clairement maximales en novembre et décembre dans les stations au sud du Burkina Faso. De l'observation de ces figures, il se dégage à première vue une profonde modification de la configuration spatiale par rapport à la période 1970-1974. L'ampleur des phénomènes de brumes sèches s'est considérablement accrue au Sahel bien que l'évolution soit variable suivant les stations. On remarque que pour toutes les stations, la répartition annuelle est modifiée. Au nord de 15° N, la brume sèche est présente toute l'année et on observe les maximums en juin et en juillet. Dans les stations au sud de 15° N, la brume sèche s'étend de janvier à avril et d'octobre à décembre selon les années. Toutefois, les maximums de réduction de la visibilité se produisent pendant les mois de janvier et de décembre quelle que soit l'année. Comparée à la période 1970-1974, la période 1983-1987 met en évidence une extension de la durée annuelle de la brume sèche. Cette extension est sensible dans l'ensemble des stations sahéliennes situées à l'Ouest et sur la cuvette du fleuve Niger et dans les stations sous les vents de ces régions. Les réductions dans les stations de la haute boucle du Niger témoignent d'un apport local conséquent en plus des poussières soulevées plus au Nord et qui sont entraînées vers le Sud par les vents.

Si nous avons une dynamique générale d'augmentation de la brume sèche dans le Sahel ouest, on ne peut conclure sur la dynamique à l'Est à cause du faible nombre de stations et du nombre insuffisant de données. Cependant, N'Tchayi (1992) et N'Tchayi et al. (1997) ont observé une diminution du nombre d'heure de réduction de la visibilité à Bilma au nord du Niger à partir de 1983. Cette diminution du nombre d'heures de réduction de la visibilité

est en accord avec la baisse d'un facteur 4 du pouvoir de déflation observé par Iroplo et al. (1997) entre 1974 et 1984 également à Bilma.

Selon Prospero et al. (2002), la persistance de cette intense activité des émissions suggère que les conditions dans cette région sont particulièrement favorables à la génération des poussières. Ces variations saisonnières peuvent être en partie expliquées par les mouvements de la ZCIT qui joue un rôle important à la fois comme frein dynamique à la progression des poussières vers le Sud et comme lieu privilégié d'accumulation (Bertrand, 1977 ; Engelstaedter et al., 2006). De nombreux auteurs ont étudié le cycle saisonnier des émissions de poussière. Par exemple, Chiapello (1996), a montré que les épaisseurs en aérosols, dérivés de Météosat pour 1987 au-dessus des Iles du Cap Vert au large du Sénégal, présentent un cycle saisonnier marqué caractérisé par un maximum pendant la saison humide. Chiapello et Moulin (2002) ont conduit une étude sur la période 1979-1997 pour la caractérisation de la variabilité d'une année à l'autre du transport transatlantique des poussières désertiques depuis l'Afrique du Nord. Cette analyse a montré que la variabilité interannuelle est très marquée en hiver (décembre-mars) avec des années (comme 1986) où les aérosols sont quasiment absents et des années (comme 1989) où les épaisseurs optiques en aérosols s'approchent de celles observées en été.

En revanche, la variabilité d'une année à l'autre des émissions d'aérosols durant les mois d'été est faible. Ce qui suggère que ce sont surtout les émissions d'aérosols désertiques durant les mois d'hiver qui insufflent la variabilité interannuelle du transport transatlantique. Les travaux de Brooks (1999) et de Prospero et al. (2002) font apparaître ce même cycle saisonnier régulier et bien marqué. La simulation des émissions réalisée par Laurent (2005) a produit un cycle saisonnier caractérisé par des émissions plus importantes dans la partie occidentale du Sahara qui restent fortes de la fin de la saison sèche au début de la saison humide et qui présentent un minimum en septembre-novembre. En revanche, pour la partie orientale du Sahara, on a une variabilité plus marquée des émissions qui sont clairement maximales pendant la période d'Harmattan. Ces observations confortent le cycle saisonnier que nous avons obtenu avec les champs de visibilités horizontales au sol.

4.2.2.2 Cycle diurne des brumes sèches

La figure 2.10 donne pour certaines stations concernées par notre étude, présentant une situation de brume sèche dense, l'évolution mensuelle des visibilité moyennes synoptiques du mois de février 1985 entre 0 et 6 H ; 9 et 15H et entre 18 et 21H.

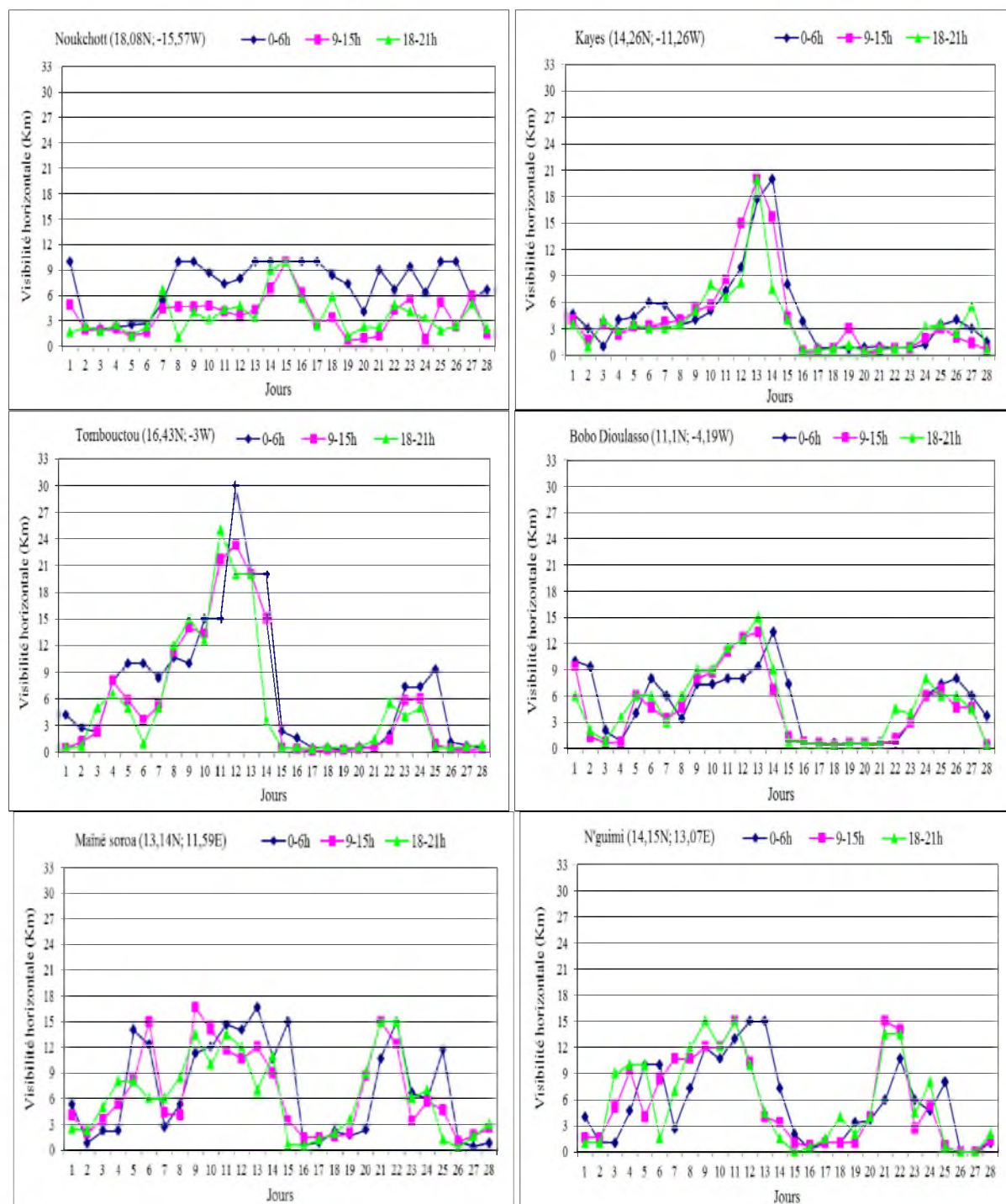


Figure 4. 10: Evolution de la visibilité horizontale synoptique du mois de février de l'année 1985, mesurée entre 0H et 6H; entre 9H et 15H et entre 18H et 21H.

A l'échelle quotidienne, les réductions de la visibilité horizontale sont variables comme en témoigne cette figure. Cette variabilité provient du fait que les émissions de particules minérales dépendent non linéairement de la force du vent, via une vitesse seuil (Marticorena et Bergametti, 1995), et que cette intensité du vent est elle-même très variable. Cependant, la période de forte réduction de la visibilité horizontale apparaît très nettement différenciée par sa bonne continuité.

La période de brumes sèches se situe en début du mois, entre le 15 et 20 le février et à la fin du mois. De plus, pour une même station, l'évolution de la visibilité horizontale est similaire sur chacune de ces trois tranches horaires de la journée.

Une visibilité inférieure à 10 Km renseigne sur la présence de poussières en suspension dans l'atmosphère. Si elle est inférieure à 5 Km, cela signifie que la densité de poussières en suspension dans l'atmosphère est importante.

Le cycle diurne des émissions d'aérosols désertiques en Afrique du Nord demeure mal documenté étant donné le manque d'observations suffisamment fréquentes à l'échelle de la journée nécessaires pour l'étude de ce cycle. En effet, la plupart des observations spatiales dédiées à l'étude des aérosols fournissent une ou deux mesures par jour. Seules les données synoptiques (types visibilité ou fréquence d'épisode de poussière) constituent des mesures adaptées à l'étude du cycle diurne des émissions (Bou Karam, 2008a). Cependant, ce type de mesures n'assure pas une bonne couverture spatiale et sa représentativité des émissions dépend largement de la position de la station par rapport aux zones sources. Néanmoins, certaines études du cycle diurne des émissions basées sur des mesures de visibilités horizontales dans des stations comme Niamey, Zinder, Gao, Tombouctou et Bilma ont montré que l'occurrence d'épisodes poussiéreux présente un maximum durant la journée entre 9H00 et 15H00 et un minimum durant la nuit entre 21H00 et 3H00 (N'Tchayi et al., 1997 ; Ozer, 2001). Chaboureaud et al. (2007) ont également observé un cycle diurne marqué avec le pic à 15 heures. Ceci est en accord avec les études récentes (Todd et al., 2007 ; Knippertz, 2008), impliquant un rôle déterminant des LLJs (Low Level Jets) et de la variation diurne de la convection dans la couche limite atmosphérique, dans le cycle diurne des émissions de poussières. Ce cycle diurne semble vrai durant la saison sèche en Afrique au nord de l'équateur où la majorité du continent est dominé par les vents d'Harmattan en provenance du Nord-est, mais ce n'est pas le cas durant la saison de mousson où la moitié sud de l'Afrique au nord de l'équateur est envahie par le flux de mousson qui durant la nuit, agit comme un courant de densité et provoque des soulèvements intenses d'aérosols désertiques au-dessus du

Sahel dans la région du FIT (Bou Karam, 2008a). De plus, durant la saison de mousson, les courants de densité, émanant des systèmes convectifs organisés et se propageant pendant plusieurs jours à travers l'Afrique, provoquent d'importants soulèvements d'aérosols au-dessus du Sahel de jour comme de nuit (Flamant et al., 2007).

Le cycle diurne des émissions d'aérosols en Afrique du Nord semble donc obéir à un cycle saisonnier, en hiver c'est le cycle diurne des LLJs et de la dynamique de la couche limite qui modulent la variation diurne des émissions, alors qu'en été se rajoute à cela la dynamique de la mousson (y compris celle du front de mousson et des systèmes convectifs). Ainsi, les LLJs continuent à jouer leur rôle dans la partie du continent située au nord du FIT, dans celle située au sud du FIT c'est la dynamique de la mousson qui prend le contrôle du cycle diurne des émissions d'aérosols (Bou Karam, 2008a).

4. 3 Importance zonale des brumes sèches

Les émissions de brumes sèches sont sporadiques et spatialement hétérogènes comme nous venons de le voir. Il est donc nécessaire de les étudier sur différentes échelles de temps et d'espace. Des zones très localisées peuvent constituer des sources majeures au sein de larges étendues arides et semi-arides. En effet, différentes régions agissent comme zones sources pendant différentes périodes de l'année. C'est pourquoi il est souhaitable et intéressant de diviser notre zone d'étude en de petites zones et d'examiner la variabilité des émissions de poussières dans chacune d'elle. Cela permet de contribuer au débat concernant la perspective de savoir si oui ou non la région où se produit le maximum de poussières a migré du Sahara au Sahel ces dernières années. Nous avons divisé notre zone d'étude (09°N-26°N) en trois zones : la zone soudano sahélienne (09°N-15°N), la zone sahélienne (15°N-20°N) et la zone sahélo-saharienne (20°N-26°N). Pour chacune de ces zones, nous avons calculé différentes visibilités moyennes (moyennes mensuelles, moyennes mensuelles décennales, moyennes annuelles et moyennes saisonnières).

La figure 4.11 montre l'évolution des visibilités moyennes annuelles dans chacune des trois zones. Le comportement général de la brume sèche est similaire dans chacune des zones bien que l'amplitude du phénomène soit différente. On remarque une nette discontinuité entre les trois périodes : la période 1957-1961 caractérisée par l'absence de brumes sèches, la

période 1970-1974 caractérisée par de faibles réductions de visibilité et la période 1983-1987 caractérisée par de fortes réductions de visibilité.

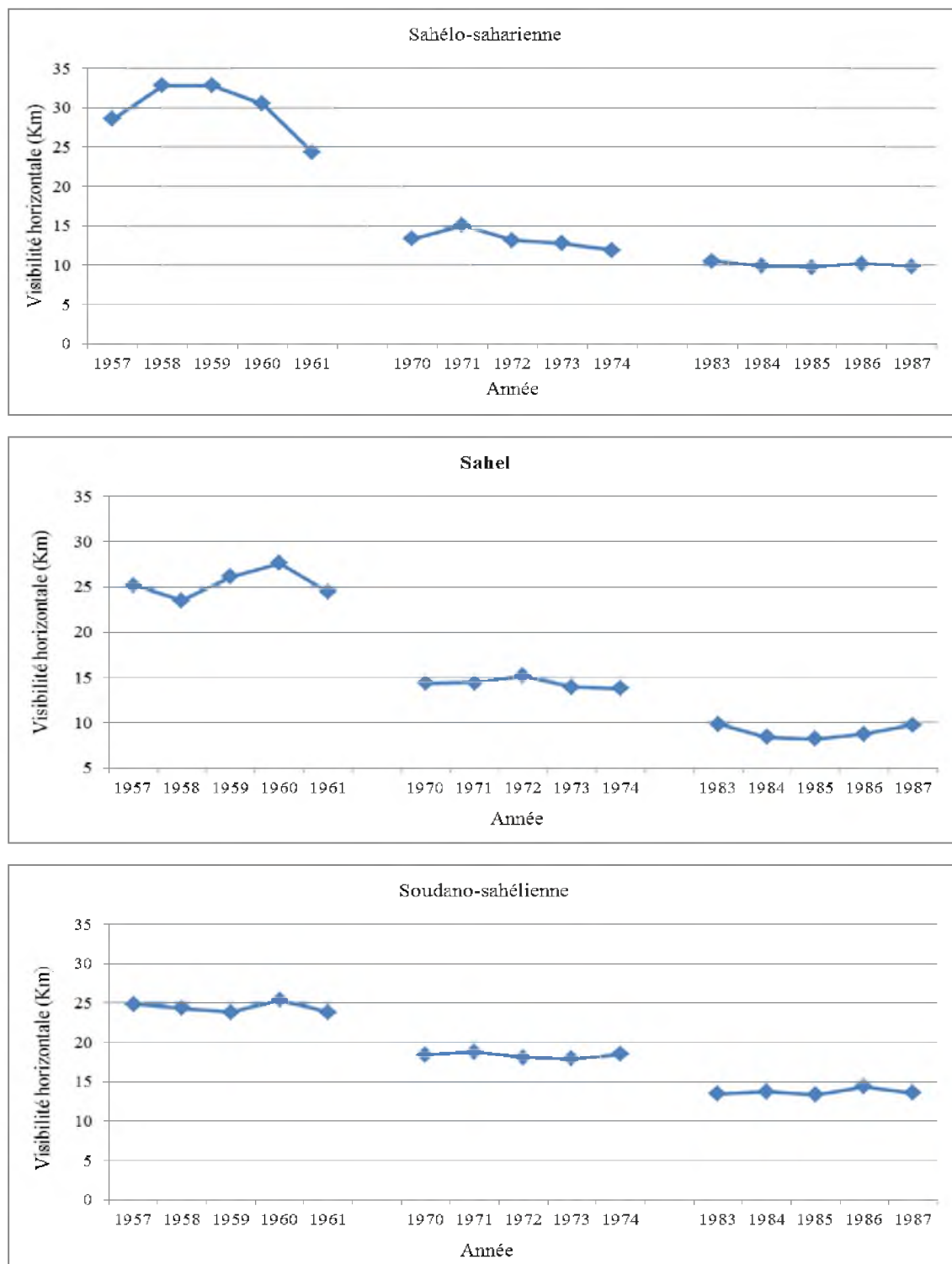


Figure 4.11: Evolution de la visibilité horizontale moyenne annuelle (en Km) dans la zone sahélo-saharienne (en haut), sahélienne (au milieu) et soudano-sahélienne (en bas).

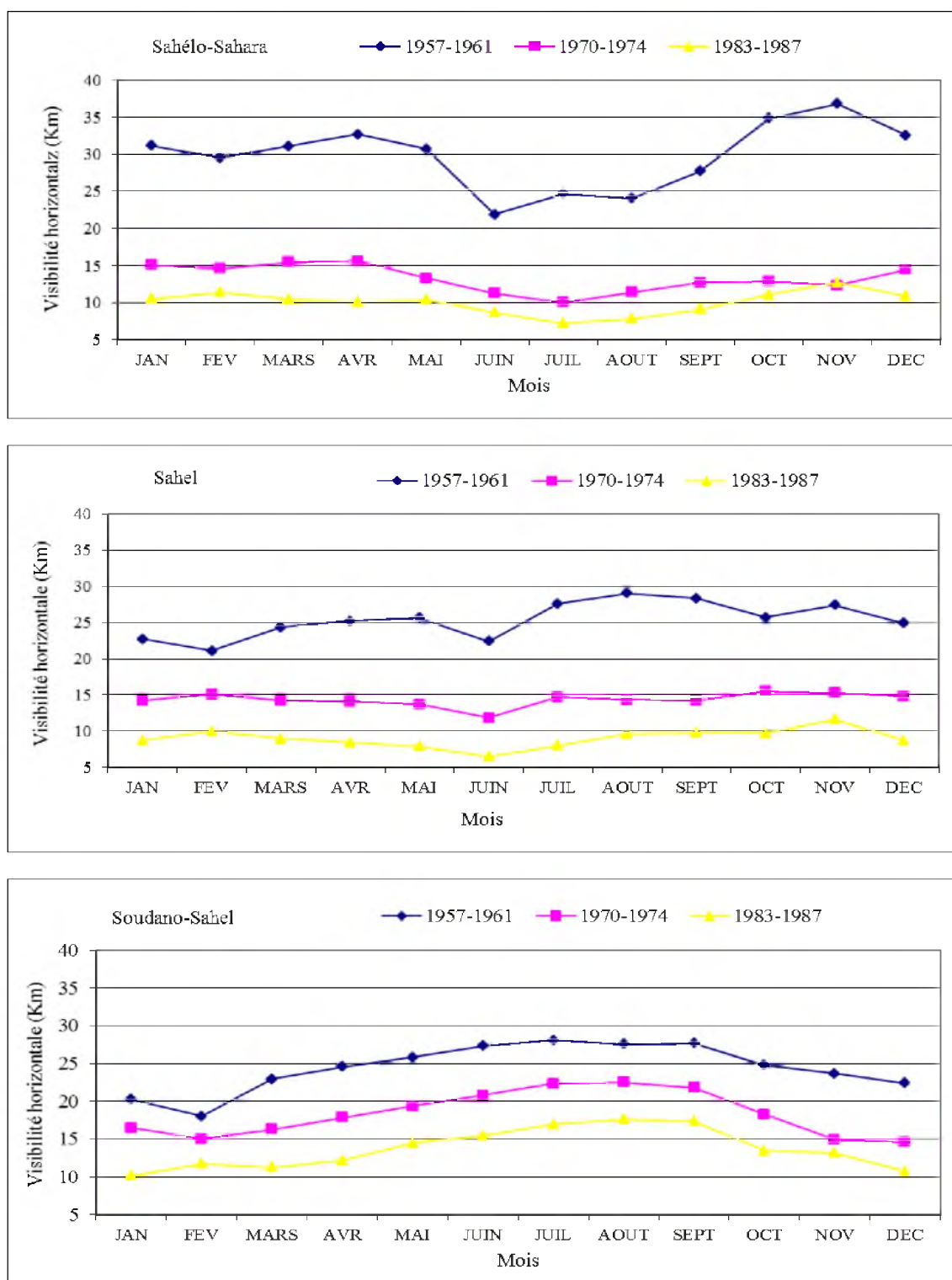


Figure 4.12: Evolution de la visibilité horizontale moyenne mensuelle décennale dans la zone sahélo-saharienne (en haut); sahélienne (au milieu) et soudano-sahélienne (en bas).

L'examen de cette figure met également en évidence une augmentation exceptionnelle des réductions de visibilité et donc des brumes sèches à partir de 1983, dans les zones sahélienne et sahélo-saharienne. Cela atteste que l'augmentation importante concerne l'ensemble des régions sahéliennes, augmentation liée à un renforcement progressif de la brume sèche en suspension entre 1970 et 1987. Toutefois, le renforcement est plus important dans la zone sahélienne que dans la zone sahélo-saharienne. Ce qui indique une production méridionale maximale de poussières entre 15°N et 20°N.

La figure 4.12 illustre la variation saisonnière des visibilités pour les différentes zones. Le comportement saisonnier dans les zones sahéliennes et sahélo-saharienne est en général similaire.

Dans la zone soudano-sahélienne, les plus fortes réductions de visibilités, synonymes de présence de brumes sèches, ont lieu en janvier, février et décembre alors que dans la zone sahélienne et sahélo-sahélienne, il apparaît une sorte de « V » en juin pour la zone sahélienne et en juillet pour la zone sahélo-saharienne. Pendant la saison sèche, la majeure partie de l'Afrique du Nord est caractérisée par de forts vents de surface de direction Nord à Nord-est, connus comme les vents d'Harmattan, qui convergent avec l'air humide maritime provenant de l'équateur aux environs de 5°-10° N formant ainsi la ZCIT. Durant la saison humide, cette zone de convergence se déplace vers le Nord, atteignant sa position la plus au Nord située entre 15°N et 23°N en août avant de se retirer vers le Sud jusqu'en décembre. Les faibles visibilités observées en juin (zone sahélienne) et en juillet (zone sahélo-sahélienne) suggèrent une émission d'aérosols minéraux maximale dans ces zones pendant la saison de mousson.

De plus, la ZCIT présente une structure inclinée qui définit deux zones d'ascendance distinctes : la convection sèche et la convection profonde. Le front intertropical (FIT) marque la position de la convection sèche moins développée verticalement et plus au Nord que la zone de convection profonde (Sultan et Janicot, 2004). La convection sèche est thermiquement entraînée par la variation de la température avec l'altitude. Il est probable qu'elle soit aussi associée avec la perturbation atmosphérique près de la surface accroissant la fréquence pour que la vitesse du vent excède la vitesse seuil. La zone de convergence migre plus au Nord par rapport à la zone des pluies de mousson. La majeure partie des sources sahéliennes est localisée dans des régions qui sont affectées par le passage de la ZCIT pendant la saison de pluie lorsque les émissions de poussières sont importantes. Engelstaedter et al. (2006) estiment que cette coïncidence opportune suggère que les vents convergents doivent

comprendre des processus tels que la convection sèche et profonde qui favorisent les émissions de poussière en accroissant la turbulence au voisinage de la surface du sol.

L'examen des visibilité horizontales moyennes saisonnières des tableaux 4.1, 4.2 et 4.3 fournit des informations concernant la zone la plus active dans la production de brumes sèches au cours des trois décennies concernées par notre étude. En effet, il ressort de l'observation des valeurs de la visibilité que les brumes sèches sont plus intenses dans la zone sahélienne notamment à partir de 1983 et cela en toute saison. Cette variabilité spatiale et temporelle est beaucoup plus frappante lorsqu'on étudie le cycle saisonnier et la variabilité interannuelle des émissions de brumes sèches dans chacune des zones sur la base saisonnière ou sur la base mensuelle. En effet, on constate qu'un à deux mois (ou quelques jours) de faibles réductions ou d'absence de réductions de la visibilité sont suffisants pour contrôler la variabilité des émissions saisonnières et interannuelles sur l'ensemble de la zone.

Il est remarquable qu'au cours de la période 1970-1974, la zone la plus active est la zone sahélo-saharienne alors qu'au cours de la période 1983-1987, la zone la plus active est la zone sahélienne. Cela montre que la zone caractérisée par un maximum de variabilité inclut largement le Sahel. Ce qui suggère que les sources sahariennes dominantes de poussières sont peu variables d'une année à l'autre comparées à celles du Sahel qui doivent ainsi contrôler la variabilité interannuelle des émissions et du transport. Les forts niveaux d'empoussièrement au Sahel ne peuvent donc pas être seulement le fait de particules transportées puis accumulées dans une zone de stagnation par ralentissement de la circulation à proximité du front de convergence intertropical mais résulter aussi d'émissions locales. Pour Ozer (2002), la zone sahélienne au nord de 16°N est devenue une large région génératrice de poussières minérales compte tenu des fréquences élevées des événements de déflation observées. Il estime que les effets de la sécheresse sont principalement responsables de cette nouvelle distribution géographique des processus de l'érosion éolienne en réduisant l'humidité des sols et la couverture végétale. Les travaux de Brooks (1999) et de Moulin et Chiapello (2004) ont également montré que ces derniers temps, les brumes sèches ont globalement augmenté dans les stations du Sahel, ce qui pour eux atteste de l'importance sans cesse grandissante des phénomènes de brume sèche dans la région subsaharienne. Les quelques réductions de visibilité observées dans la zone soudano-sahélienne peuvent être interprétées comme l'impact du transport des poussières depuis le Sahara et le Sahel vers le Sud, lorsque la ZCIT occupe sa position la plus au sud. L'inexistence d'émission de poussières dans cette zone peut être interprétée comme le résultat de l'impact de la pluie sur l'état du sol et de l'augmentation de la couverture végétale. Quant à l'augmentation au Sahel, on peut l'interpréter du fait de

l'interaction brume sèche, érosion éolienne, état du sol comme résultat de la diminution du couvert végétal et de l'augmentation du pouvoir de déflation dans cette région. En effet, les périodes prolongées de sécheresse (1972, 1973, 1983, 1984) qu'a subies l'ensemble de la zone sahélienne ont entraîné la disparition progressive de la faible couverture végétale, contribuant à accentuer le processus de dégradation des sols et donc l'érosion éolienne. Par ailleurs, Moulin et Chiapello (2004) ont trouvé une bonne corrélation entre le transport des poussières au-dessus de l'Atlantique et les occurrences de sécheresse au Sahel. Ils en déduisent que la variabilité des émissions de poussières sahéliennes est principalement contrôlée par la limite sud de la zone de végétation du Sahara dans cette région semi-aride.

Nous avons une persistance de fortes réductions de visibilité synonyme de fortes concentrations en poussières stagnantes dans cette zone (15°N-20°N). Laurent (2005) estime que cette accumulation des brumes sèches dans cette zone est consécutive à leur transport vers le Sud puis à leur blocage dans cette zone où leur transport est fortement limité par la présence du front de convergence intertropical.

Tableau 4.1 Visibilité horizontale moyenne trimestrielle (Km) de la zone sahélo-saharienne.

	JFM	AMJ	JAS	OND
1957	25,56	27,74	22,43	38,60
1958	33,59	27,61	31,49	38,53
1959	30,54	31,94	29,81	39,03
1960	37,43	32,25	23,05	29,31
1961	25,88	22,67	20,54	28,28
1970	13,93	13,38	11,06	15,20
1971	17,18	17,60	12,32	13,15
1972	16,69	10,81	11,82	
1973	14,06	13,89	10,82	12,36
1974	13,00	11,42	10,98	12,17
1983	10,49	9,65	9,26	12,65
1984	10,95	9,85	7,75	11,16
1985	10,39	10,35	6,97	11,29
1986	11,36	10,14	8,28	10,94
1987	10,88	8,68	8,01	11,89

Tableau 4.2 Visibilité horizontale moyenne trimestrielle (Km) de la zone Sahélienne.

	JFM	AMJ	JAS	OND
1957	22,54	26,23	26,70	25,28
1958	21,54	20,57	26,56	25,30
1959	20,65	24,91	31,53	27,35
1960	27,74	27,97	28,19	26,61
1961	21,12	22,41	28,73	25,53
1970	15,10	14,03	12,59	15,99
1971	15,35	13,41	11,94	17,01
1972	16,33	14,81	15,64	13,89
1973	13,11	11,18	16,61	14,81
1974	12,98	12,62	15,27	14,33
1983	9,29	7,13	10,32	12,73
1984	8,66	7,84	8,20	8,98
1985	7,64	7,14	8,52	9,57
1986	9,42	7,80	9,22	8,56
1987	11,03	8,17	9,40	10,43

Tableau 4.3 Visibilité horizontale moyenne trimestrielle (Km) de la zone soudano-sahélienne.

	JFM	AMJ	JAS	OND
1957	21,05	26,97	27,51	23,90
1958	21,34	24,25	27,53	24,12
1959	19,10	26,07	27,33	22,78
1960	21,53	26,63	28,90	24,40
1961	19,02	25,56	27,74	23,01
1970	17,45	18,64	22,36	15,21
1971	16,81	19,84	22,66	15,88
1972	16,64	19,40	21,95	14,40
1973	14,23	18,62	22,04	16,81
1974	14,48	20,12	22,06	17,25
1983	9,35	13,70	17,50	13,17
1984	11,02	14,27	17,30	12,40
1985	9,37	14,24	17,59	12,26
1986	13,26	14,91	17,30	11,95
1987	12,12	12,91	16,74	12,42

4.4 Effets des poussières minérales sur l'environnement moyen

Nous allons considérer ici l'évolution spatiale de la pluviométrie (figure 3.3, chapitre 3), du flux de mousson, du JEA, du JET (respectivement figures 4.1, 4.2 et 4.3 ainsi que les figures 4.4, 4.5 et 4.6) et la variabilité spatiale et temporelle des brumes sèches pour analyser l'effet des poussières minérales sur le climat sahélien.

De façon générale, on observe une baisse de la pluviométrie qui croît en valeur absolue du Nord au Sud avec une accentuation de la baisse des pluies de l'Est vers l'Ouest. Cette baisse de la pluviométrie se traduit par une descente latitudinale vers le Sud des isohyètes entre la période humide (1957-1961) et la période sèche (1970-1987). A cause des effets d'assèchement, cette descente va conduire à un glissement de la répartition du couvert végétal et donc à l'apparition vers le Sud de nouvelles superficies favorables au soulèvement des poussières (N'Tchayi, 1992).

En comparant la période humide aux deux périodes sèches, on remarque que l'intensité du flux de mousson diminue quand on passe de la période humide à la période sèche. Les noyaux de vents forts, supérieurs à 10 m/s en période humide chutent à 6 m/s au cours de la période sèche. La mousson perd en intensité, pénètre moins à l'intérieur du continent et devient surtout moins épaisse quand on passe de la période humide à la période sèche. Cela explique la descente latitudinale vers le Sud des isohyètes entre la période humide et la période sèche. Dans la moyenne troposphère, le JEA se renforce en intensité. Par contre sa position en latitude varie peu lorsqu'on passe de la période humide à la période sèche. Enfin, la position de l'axe du JET autour de 5°N ne change pas, en revanche, il baisse en intensité de la période humide à la période sèche.

Grist et Nicholson (2001) ont trouvé que les années sèches au Sahel étaient caractérisées par un faible flux de mousson au-dessus du Sahel, un fort renforcement du JEA au Sud et un faible JET, suggérant que l'inclusion des poussières dans les modèles a pour résultat une réduction des précipitations dans la région sahélienne. Camara et al. (2010), Solmon et al. (2008) et Konaré et al. (2008) ont trouvé à partir d'études de modélisation que les impacts des poussières sur le climat sahélo-saharien sont principalement: un fort refroidissement (réchauffement) à la surface (niveaux moyens), un environnement sec des niveaux moyens, un environnement peu instable, un faible flux de mousson, un renforcement vers le Sud du

JEA et un faible JET associés à une décroissance de la pluie au Sahel. Nos résultats sont en accord avec ces différents résultats de modélisation.

Conclusion

Il a été reconnu ces dernières décennies que l'analyse des réductions de la visibilité horizontale au sol est l'un des indicateurs majeurs pour l'évaluation de l'évolution des phénomènes de brumes sèches. Nous avons utilisé le champ de visibilité horizontale pour étudier les variations spatiale, saisonnière et interannuelle des brumes sèches ainsi que la localisation de la zone de maximum d'émission. Cela a été possible parce que le champ de visibilité nous a permis de délimiter les extensions méridionale et zonale du nuage de poussière.

- ❖ Les brumes sèches sont plus fréquentes et plus intenses sur la côte ouest du Sahel, dans la région située entre la Mauritanie et le Mali, à l'ouest de la Mauritanie et dans la haute boucle du Niger.
- ❖ La zone caractérisée par un maximum de variabilité inclut largement le Sahel (15°N-20°N). Les stations de cette zone sont caractérisées par un renforcement progressif de la brume sèche en suspension entre 1970 et 1987, suggérant une nouvelle distribution géographique des zones sources de poussières minérales. Le maximum de réduction de la visibilité horizontale qui a lieu dans cette zone, associé à l'augmentation du pouvoir de déflation mis en évidence par Iroplo et al.(1997) et Ozer (2002) conforte l'idée de la migration de la zone de maximum de production des poussières minérales du Sahara au Sahel.
- ❖ L'amplification des émissions de poussières dans la zone sahélienne au cours des années sèches est associée à une baisse de la pluviométrie et une descente latitudinale des isohyètes vers le Sud, un affaiblissement du flux de mousson, un renforcement du JEA et un affaiblissement du JET.

Chapitre 5

Influence potentielle des facteurs de grande échelle

Dans ce chapitre, nous analysons la variabilité interannuelle des visibilités horizontales en relation avec les paramètres de grande circulation que sont la North Atlantic Oscillation (NAO), la Southern Oscillation Index (SOI), la Tropical North Atlantic Index (TNA) et la Tropical South Atlantic Index (TSA). Les études diagnostiques sur la variabilité spatiale et temporelle et les anomalies pluviométriques de la Mousson d'Afrique de l'Ouest (MAO) ont montré qu'elles sont fortement liées aux forçages océaniques. Un éventuel impact du Pacifique, à travers la SOI, doit fonctionner par l'intermédiaire de la circulation atmosphérique globale à travers des mécanismes de téléconnexion (lien à distance). Il en est également de l'impact de l'Atlantique à travers la NAO, et les anomalies de Température de la Surface de l'Océan (TSO) : la TNA et la TSA.

5.1 Les données utilisées

Les données que nous utilisons pour l'étude de l'influence potentielle des facteurs de grande échelle sur les réductions de la visibilité horizontale sont :

- Les données mensuelles de la JNAO et de la SOI;
- Les données mensuelles de la TNA, de la TSA et des SST.

a Les données de la JNAO

Il s'agit de moyennes mensuelles provenant du CRU (Climate Research Unit). L'indice de la Jones North Atlantic Oscillation (JNAO) a été établi par Jones et al (1997) à partir de données barométriques provenant de Gibraltar et de Reykjavik au sud-ouest de l'Islande (figure 5.1, en bleu), constituant ainsi un centre d'action proche de l'Afrique. Les données de la JNAO couvrent la période 1948-2001.

b Les données de température de surface de l'océan

Les données de la température que nous utilisons ici sont celles de la NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration).

La TNA (Tropical North Atlantic Index) est l'anomalie des moyennes mensuelles de la température de la surface de la mer entre 5,5°N-23,5°N et 15°W-57,5°W. Quant à la TSA (Tropical South Atlantic Index), elle est obtenue à partir de l'anomalie des moyennes mensuelles de la température de la surface de la mer entre équateur-20°S et 10°E-30°W (figure 5.1, rectangles).

Les données de SST (Sea Surface Temperature) sont celles de la NOAA/ ERSST (National Oceanic and Atmospheric Administration/Extended Reconstruced Sea Surface Temperature). Ces données sont spatialisées sur une grille de maille carrée de 3,75°×2,5°.

Les données de la TNA et de la TSA sont disponibles de 1948 à 2010 et celles des SST couvrent la période 1857-2010.

c Les données de SOI

La SOI (Southern Oscillation Index) est un indicateur déterminé à partir des fluctuations mensuelles ou saisonnières de la différence de pression atmosphérique entre Tahiti (en Polynésie) et Darwin (en Australie) (figure 5.1, en violet). Elle nous donne la mesure de l'intensité de la phase de la SO (Southern Oscillation) c'est-à-dire la tendance de la pression atmosphérique dans les stations de l'océan Pacifique à augmenter et celle de l'océan Indien à diminuer. Il s'agit de données de la NOAA et qui couvrent la période 1951-2010.

Tableau 5.1 : Tableau récapitulatif des données utilisées

Origine des données	Nature des données	Période
CRU	Moyennes mensuelles de la JNAO	1948-2001
NOAA	Moyennes mensuelles de la TNA	1948-2010
	Moyennes mensuelles de la TSA	1948-2010
	Moyennes mensuelles des SST	1857-2010
	Moyennes mensuelles de la SOI	1951-2010

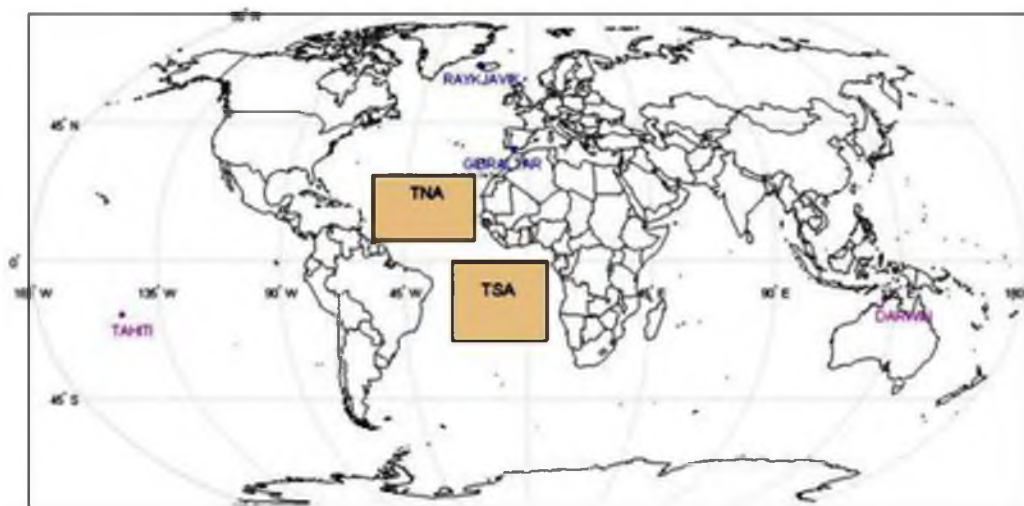


Figure 5.1 : Localisation des stations de mesure de la JNAO et de la SOI et des régions de mesure de la TNA et de la TSA (rectangle).

5.2 Cycle saisonnier des SST globales

C'est des océans bordiers du continent africain que provient la plus grande partie de la vapeur d'eau qui alimente la convection humide: elle est advectée à partir de l'Atlantique équatorial via le flux de basses couches (flux de mousson) sur l'Afrique de l'Ouest, ou par les alizés de l'océan Indien vers l'Afrique orientale, l'Afrique australe, voire l'Afrique ouest équatoriale. Le bassin Atlantique tropical connaît un fort cycle saisonnier couplé avec la dynamique atmosphérique de la mousson ouest africaine (Caminade, 2006). En particulier, l'évaporation sur le bassin Atlantique tropical est connue pour être une source d'humidité importante de la mousson (Lamb, 1983). Les Température de Surface de l'Océan (TSO) de l'Atlantique tropical vont interagir avec le système de mousson par l'échange de flux d'eau d'une part (évaporation), mais aussi par l'accentuation des gradients de température océan-continent qui contribuent fortement à la remontée vers le Nord de la ZCIT (Caminde, 2006).

Si on considère l'ensemble des études qui ont porté sur l'interprétation de la variabilité interannuelle, décennale et multi-décennale des précipitations en Afrique sub-saharienne de la fin des années 70 à nos jours, deux grandes « familles » d'acteurs climatiques d'influence ont été mises en évidence : l'évolution temporelle des conditions de surface océanique et les fluctuations des caractéristiques des conditions de surface continentale (albédo, humidité des sols, végétation, rugosité des sols). De nombreuses études s'accordent sur le fait que la tendance multi-décennale contrastant la période humide (1950-1970) de la période de sécheresse (1970-1999) sur le Sahel semble associée à un basculement inter hémisphérique

des anomalies de températures de surface océaniques post 70 (les SST étant relativement chaudes dans les moyennes et hautes latitudes de l'hémisphère nord et froides dans l'hémisphère sud avant 1970, cette tendance s'inversant après). Or les propriétés de la surface continentale elles aussi varient d'une année sur l'autre, via notamment l'humidité du sol ou l'état de la végétation. Plusieurs expériences numériques ou travaux diagnostiques récents montrent leur rôle significatif sur la variabilité interannuelle des pluies ouest-africaines (Zheng et Eltahir, 1998). Plus généralement, le gradient méridien d'énergie statique humide (ESH), qui intègre énergie potentielle (gz), énergie thermique (enthalpie) et énergie latente (fonction de l'humidité spécifique) contrôle la dynamique de mousson. Il apparaît ainsi que les années les plus arrosées au Soudan-Sahel ont été précédées, en avril-mai, par des anomalies positives d'ESH au sud près de l'équateur, et négatives au nord dans la région sahélienne, le gradient s'inversant brutalement en début de saison pluvieuse (Fontaine et Philippon, 2000).

Les figures 5.2, 5.3 et 5.4 présentent la distribution moyenne de la SST respectivement au cours des périodes 1957-1961, 1970-1974 et 1983-1987. La variabilité est relativement forte dans les moyennes latitudes de chacun des deux hémisphères (au tour de 30°N et 30°S respectivement). Entre ces deux latitudes, les températures moyennes varient entre 21 K et 27 K. Les valeurs maximales se situent autour de l'équateur entre janvier et février. Entre juillet et septembre, elles se situent au-dessus de l'équateur dans l'océan Atlantique et de part et d'autre de l'équateur dans les océans Indien et Pacifique. Durant la période de janvier à mars, les eaux les plus chaudes (24-27 K) sont localisées sur le golfe de Guinée et la bande équatoriale. Entre juillet et septembre, on a une remontée vers le Nord des eaux chaudes et le golfe de Guinée se refroidit. Ce refroidissement est dû en partie au renforcement des alizés sur l'Atlantique nord vers juin (Li et Philander, 1997) mais aussi à une évaporation accrue. Cette variabilité saisonnière est moins marquée dans le bassin Pacifique tropical.

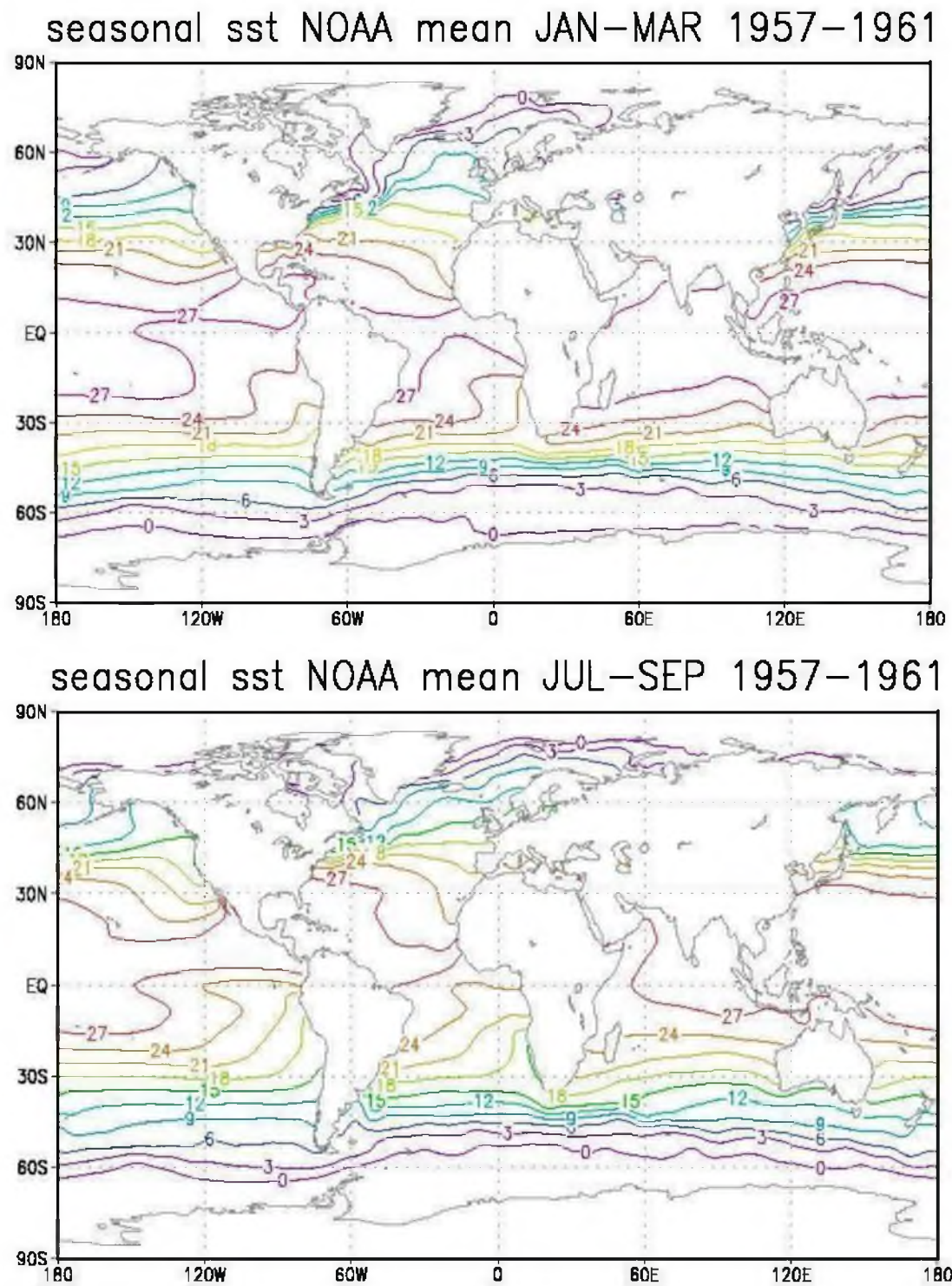


Figure 5.2: Cycle saisonnier moyen de la SST (en K) sur la période 1957-1961: De janvier à mars (en haut) et de juillet à septembre (en bas).

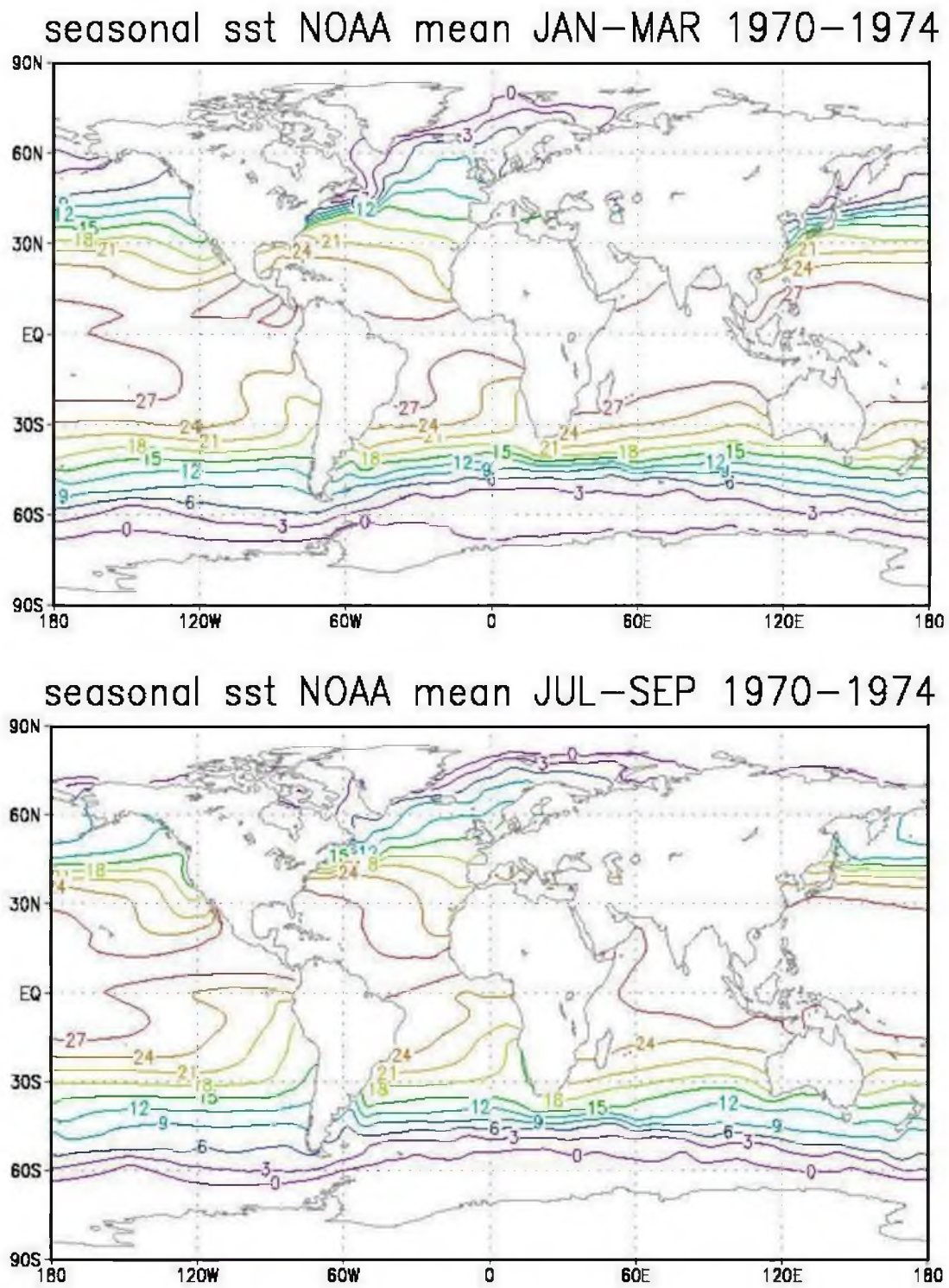


Figure 5.3: Cycle saisonnier moyen de la SST (en K) sur la période 1970-1974: De janvier à mars (en haut) et de juillet à septembre (en bas).

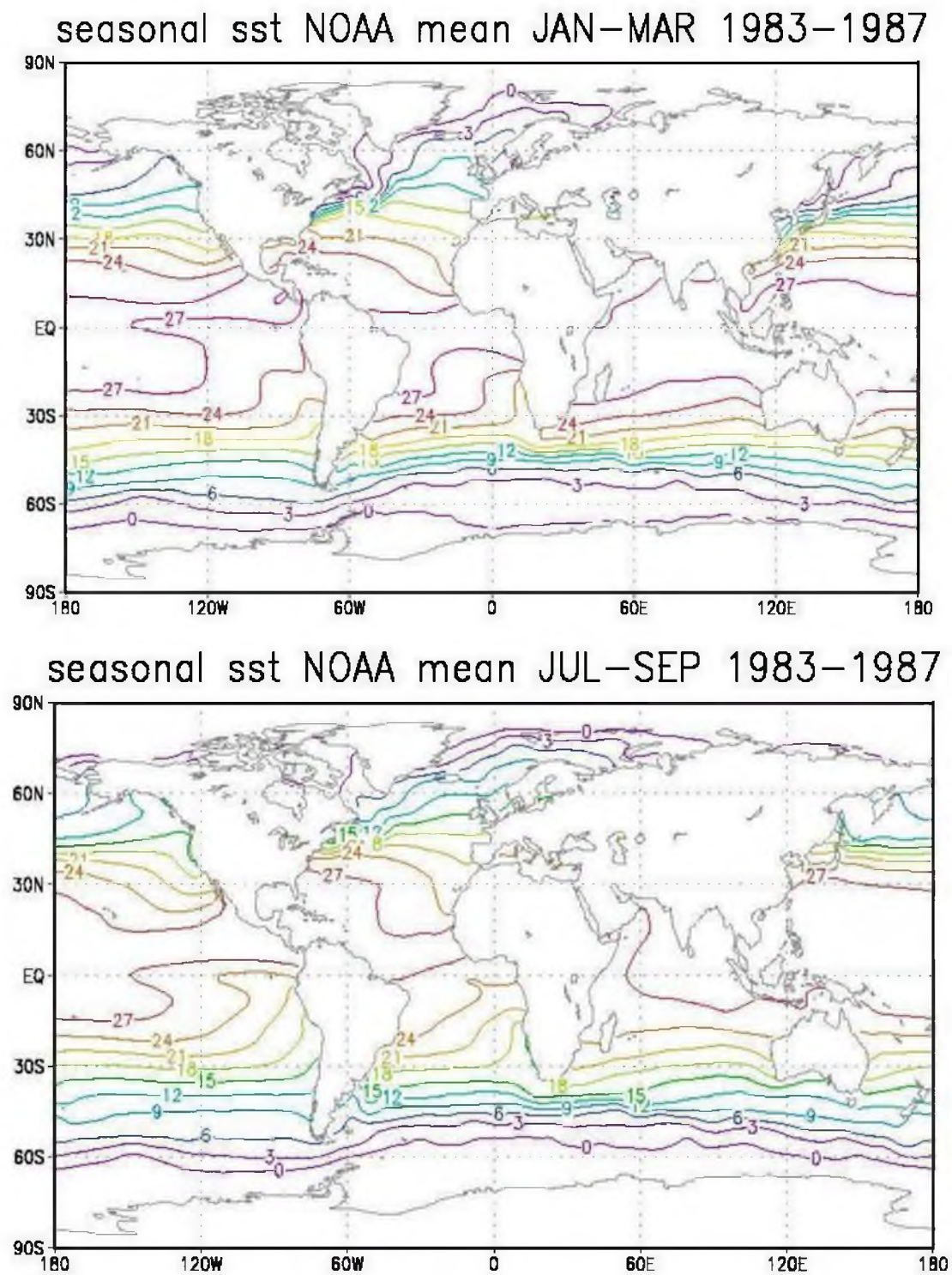


Figure 5.4: Cycle saisonnier moyen de la SST (en K) sur la période 1983-1987: De janvier à mars (en haut) et de juillet à septembre (en bas).

5.3 Influence de l'océan Atlantique sur la variabilité des réductions de la visibilité

Le transport des poussières sahariennes au-dessus de l'océan Atlantique a été étudié par de nombreux auteurs : Carlson et Prospero, 1972; Schutz et al., 1981; Chiapello et al., 1995; Moulin et al., 1997; Kaufman et al., 2005. Cependant, les travaux de Moulin et al. (1997) sont l'un des premiers à s'intéresser à la relation entre les poussières sahariennes et la NAO. De plus, l'océan Atlantique est considéré comme la principale source d'humidité pour le continent africain. Son impact sur le système MAO (Mousson d'Afrique de l'Ouest) a été montré dès la fin des années 1970. En effet, les travaux de Lamb (1978) et Janicot (1992) ont permis de mettre en évidence l'influence de l'Atlantique tropical sur les précipitations en Afrique de l'ouest et d'associer le déficit pluviométrique sur le Sahel à une opposition (structure dipolaire de l'Atlantique tropical) des anomalies de TSO dans l'Atlantique (plus froides au nord et plus chaudes au sud et à l'équateur) qui favorise une ZCIT plus méridionale que la normale.

5.3.1 Impact de la JNAO

L'Oscillation de l'Atlantique Nord (NAO) est le mode dominant de variabilité de la circulation atmosphérique dans le bassin de l'Atlantique nord. Elle est caractérisée par une oscillation méridionale de masses d'air avec un centre près de l'Islande et un autre sur l'Atlantique subtropical, depuis les Açores jusqu'à la péninsule ibérique (Hurrell, 1995). Pendant sa phase positive, des anomalies négatives de pression sont observées sur la région islandaise et le centre de hautes pressions de l'Atlantique subtropical est plus élevé que d'habitude. Ces conditions provoquent des anomalies positives des vents d'ouest dans l'Atlantique nord ainsi qu'une intensification des alizés dans l'Atlantique tropicale nord. Ce mode de circulation génère des anomalies positives de TSO dans l'Atlantique nord et négatives dans l'Atlantique tropical nord (Figure 5.5A). La phase négative de la NAO est caractérisée par un affaiblissement des basses pressions sur l'Islande et des hautes pressions de l'Atlantique subtropical ; en conséquence, les vents d'ouest et les alizés sont affaiblis. La TSO de l'Atlantique tropical nord devient plus chaude que d'habitude, tandis que dans l'Atlantique nord, des anomalies négatives de TSO sont observées (figure 5.5B). Les épisodes positifs et négatifs de la NAO semblent avoir une variabilité à long terme. Entre 1940 et 1970, une tendance à la diminution est observée dans l'indice de NAO (Hurrell, 1995) et au contraire les épisodes positifs de NAO sont plus fréquents durant les 30 dernières années (figure 5.6).

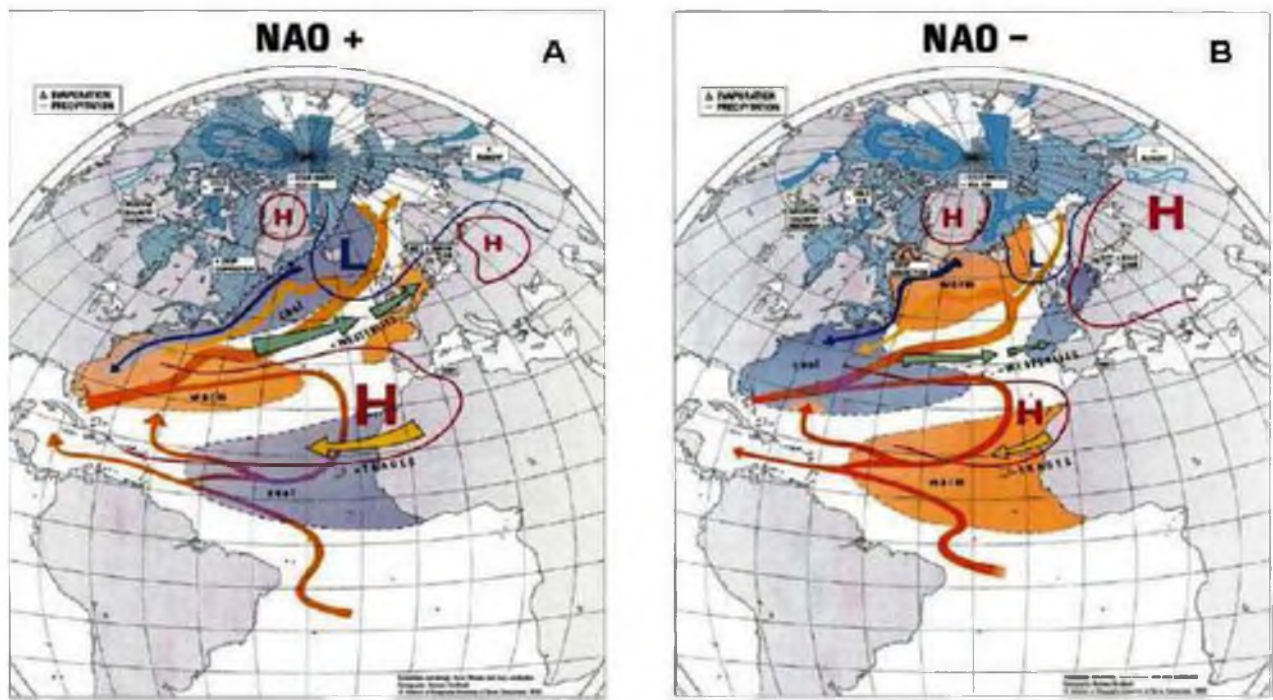


Figure 5.5: Schéma représentant les deux phases de la NAO avec (A) la phase positive de la NAO et (B) la phase négative. Les lignes rouges et bleues représentent la pression au niveau de l'océan, les flèches montrent les vents et la circulation marine dominante. D'après Wanner et al. (2001) et tiré de Espinoza Villare (2009).

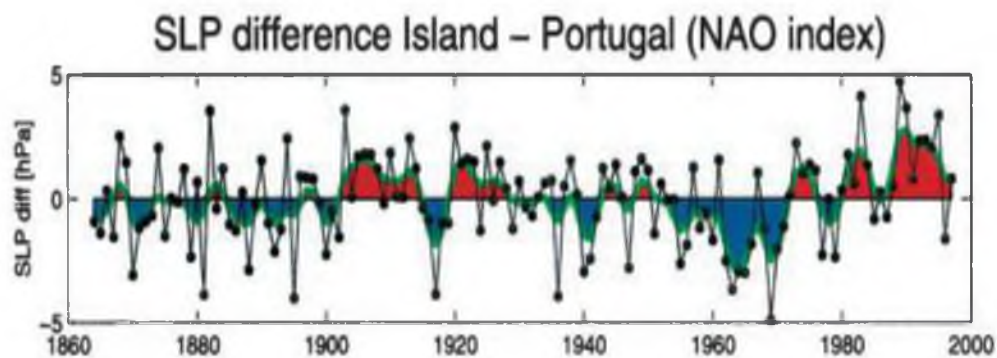


Figure 5.6: Evolution de l'indice de la NAO de 1860 à 2000.

Source: <http://www.ldeo.columbia.edu/res/pi/NAO/>

5.3.1.1 Variabilité interannuelle de la visibilité horizontale et de la JNAO

La figure 5.7 illustre l'évolution interannuelle de la visibilité horizontale et de l'indice de la JNAO. L'évolution des deux paramètres peut être divisée en deux phases distinctes. Aux cours de la première période (1957-1961) et de 1970 à 1971, la JNAO et la visibilité horizontale divergent. En effet, lorsque la visibilité diminue, la JNAO augmente et inversement. De 1971 à 1974 et au cours de la période 1983-1987, la visibilité horizontale et la JNAO évoluent de façon similaire.

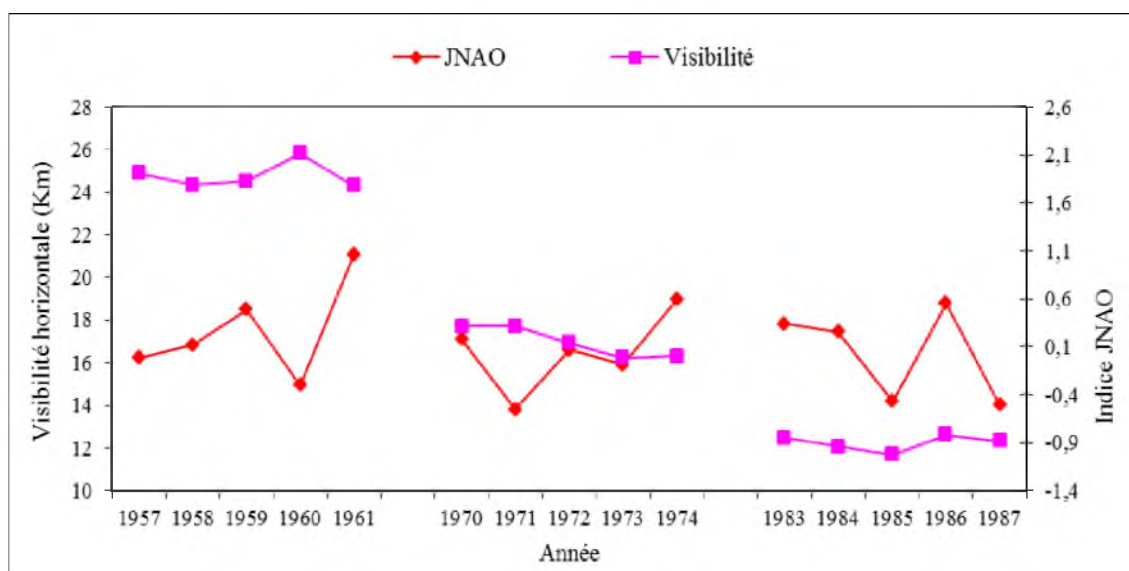


Figure 5.7: Evolution interannuelle de la visibilité horizontale (Km) et la JNAO.

En générale, la variabilité de la visibilité horizontale d'une année à l'autre semble être liée à celle de la JNAO. En effet, sur chacune des trois périodes l'évolution interannuelle de la visibilité horizontale est régulière et toutes les fluctuations observées sont associées à des variations (augmentation ou diminution) de l'indice de la JNAO d'une année à l'autre. Cependant, l'influence de la JNAO sur les réductions de la visibilité horizontale à l'échelle interannuelle ne semble pas évidente. Le lien peu étroit que nous obtenons entre la visibilité horizontale et la JNAO peut s'expliquer par la faible variation de l'indice de la JNAO d'une année à l'autre. Ce faible lien ne signifiant pas nécessairement que la JNAO n'influence pas la variabilité interannuelle des réductions de la visibilité horizontale, nous nous sommes intéressés à l'interaction entre les deux paramètres à l'échelle saisonnière.

5.3.1.2 Evolution saisonnière de la visibilité horizontale et de la JNAO

Les panaches de poussières émis depuis l'Afrique du Nord et transportés vers l'océan Atlantique, varient avec les saisons en relation avec la position de la ZCIT et les mécanismes de soulèvement mis en jeu. Pour tenir compte de ce fait, nous considérons une année moyenne sur chacune des périodes 1957-1961, 1970-1974 et 1983-1987 que nous divisons en deux : de mai à octobre et de novembre à avril. La figure 5.8 présente l'évolution comparée de la visibilité horizontale et de l'indice de la JNAO entre mai et octobre (figure 5.8A) et entre novembre et avril (figure 5.8B).

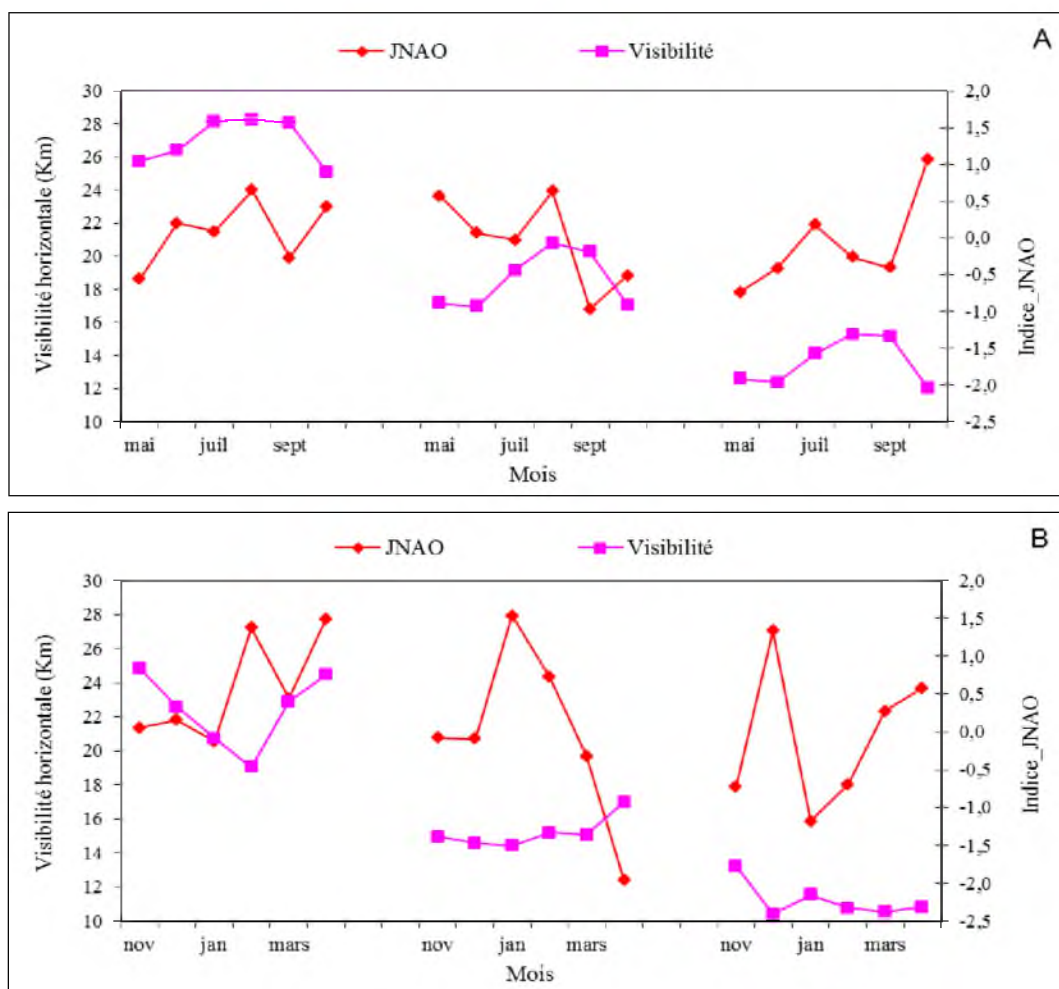


Figure 5.8 : Evolution saisonnière de la visibilité horizontale (Km) et de l'indice de la JNAO de mai à octobre (A) et de novembre à avril (B). A gauche (1957-1961) ; au milieu (1970-1974) et à droite (1983-1987).

Si entre mai et octobre la visibilité horizontale semble évoluer indépendamment de la JNAO, ce n'est pas le cas entre novembre et avril. En effet, les fortes réductions de la visibilité sont associées à de fortes augmentations de l'indice de la JNAO. Ce lien étroit entre la visibilité horizontale de la période novembre-avril et l'indice de la JNAO peut s'expliquer par le fait que la NAO exerce un fort contrôle sur le climat de l'hémisphère nord, principalement en hiver. De plus, il a été observé au Ghana sur la base de la variabilité d'une année à l'autre que plus l'indice de la NAO est élevé, plus les conditions d'Harmattan sont fortes (Sunu, 2006).

Moulin et al. (1997) suggèrent que les phases positives élevées de la NAO apportent des conditions sèches en Afrique du Nord, accroissant ainsi les opportunités de mobilisations des poussières à travers la réduction de l'humidité et du dépôt humide des poussières. Chiapello et Moulin (2002) et Chiapello et al. (2005) proposent que les phases positives de la NAO accroissent la mobilisation des poussières à travers le renforcement et le repositionnement des alizés au-dessus du Sahara. Ce renforcement des alizés serait dû au renforcement de l'anticyclone des Açores observé durant les phases positives de la NAO.

Le climat hivernal en Afrique du Nord et de l'Ouest représente une caractéristique principale ; la circulation atmosphérique est dominée par des vents de basses couches appelés Harmattan. Ces vents sont la réponse au fort gradient de pression méridienne résultant de la présence de l'anticyclone de Libye et de la zone de basses pressions au niveau de l'équateur. L'Harmattan en Afrique du Nord a donc une origine continentale et parcourt une longue surface désertique où les températures sont élevées et la quantité de vapeur d'eau est extrêmement faible. Ainsi, l'Harmattan est un vent extrêmement sec et chaud la journée, froid durant la nuit et souvent chargé de poussières. L'Harmattan est un vent de Nord-est en provenance du Sahara et est présent toute l'année sur l'Afrique du Nord. Il est associé à la circulation cyclonique au niveau du Sahara à partir du printemps et correspond en fait aux alizés de l'hémisphère nord d'origine continentale.

Des travaux antérieurs se sont intéressés à l'influence de la NAO sur la génération et le transport des poussières minérales ouest africaines. Moulin et al. (1997) ont suggéré que la distribution des poussières au-dessus de l'Atlantique nord était corrélée avec la NAO. Chiapello et Moulin (2002) ont montré qu'en hiver, il y avait une influence significative de la NAO sur la variabilité et l'exportation des poussières en provenance de l'Afrique d'une année à l'autre. Ginoux et al. (2004) ont trouvé une forte corrélation ($>0,9$) entre les émissions de poussières de la dépression de Bodélé au Tchad (qui est la source de poussière la plus active au monde) et la NAO. Ils ont également montré que la variabilité des concentrations en surface d'une année à l'autre en hiver semble être corrélée avec la NAO au-dessus de la

majeure partie de l'Atlantique nord et de la partie ouest de l'Afrique du nord. Quant aux travaux de Chiapello et al. (2005), ils ont montré que l'impact de la NAO sur la variabilité des poussières africaines d'une année à l'autre en hiver s'étend au-dessus du sud de la Mauritanie, de l'Atlantique tropical (principalement au nord de 15°N) et à un degré moindre au-dessus de la dépression de Bodélé au Tchad. Par contre, l'influence de la variabilité interannuelle de la NAO, sur les émissions et le transport des poussières est faible. Evan et al. (2006) ont également trouvé une forte corrélation positive entre la JNAO et les poussières en hiver à travers toute la région océanique entourant l'Afrique de l'Ouest. Mahowald et al (2007) n'ont pas trouvé de corrélation significative entre la NAO et la visibilité inférieure à 5 Km des stations de l'Afrique du Nord, ce qui corrobore le résultat que nous avons obtenu.

L'influence de la NAO sur les émissions et le transport des poussières africaines apparaît être dominante en hiver et couvre principalement des régions sources localisées géographiquement (sud de la Mauritanie, dépression de Bodélé) et le transport au-dessus de l'Atlantique tropical nord (Ginoux et al., 2004 ; Chiapello et al., 2005). Le lien que nous avons trouvé entre les visibilités horizontales de la période de novembre-avril est en accord avec les résultats de ces travaux antérieurs en ce qui concerne les émissions de poussières.

5.3.2 Liens entre les températures de l'océan Atlantique et les brumes sèches

La sécheresse que l'on a observée au Sahel depuis une quarantaine d'années est attribuée à un réchauffement anormal des eaux dans l'Atlantique tropical sud et à un refroidissement concomitant de l'Atlantique tropical nord autour de l'Afrique qui, en favorisant la naissance de larges phénomènes convectifs au-dessus des océans affaiblit la mousson et réduit les précipitations à travers le Sahel (Giannini et al., 2003 ; Fontaine et Janicot, 1996). En effet, ce dipôle thermique est associé à la circulation atmosphérique sur l'Atlantique sud et équatorial avec une influence majeure sur la migration de la ZCIT qui module une grande partie des précipitations tropicales et définit le cycle saisonnier de la pluviométrie dans les régions comme l'Afrique de l'Ouest. L'humidité atmosphérique des basses couches augmente avec la température des eaux de surface océanique. Les variations des TSO ont également une incidence sur les gradients horizontaux d'énergie, et donc sur la position des ascendances au sein de la ZCIT.

Cet effet a été reconnu pour l'Afrique de l'Ouest, où un océan Atlantique équatorial anormalement chaud (températures supérieures à la moyenne) répond à une moindre migration vers le nord de la ZCIT en été boréal, et donc un déficit de pluies au Sahel (Janicot

et Fontaine, 1997 ; Fontaine et al., 1998). Plus que la variation absolue des températures marines, ce sont en fait les modifications des gradients qui sont à considérer car la pluviométrie dépend ici d'une circulation particulière, la circulation de mousson. C'est ainsi que, en partie, la fréquence accrue des déficits pluviométriques au Sahel depuis les années 1970 s'explique par un rafraîchissement de l'Atlantique nord, en parallèle avec une tendance au réchauffement de l'Atlantique sud (Folland et al., 1991 ; Servain, 1991 ; Roucou et al., 1994).

La réduction des précipitations conduit à une décroissance de la végétation au Sahel (Nicholson et Tucker., 1998), à l'augmentation des poussières dans les régions sources (Mahowald et al., 2002) et par conséquent à une augmentation de la poussière transportée au-dessus de l'Atlantique tropicale (Moulin et Chapello, 2004; Prospero et Lamb, 2003). De plus, les variations des températures de surface sont la conséquence directe des effets radiatifs des poussières. La mise en évidence de cette réponse climatique reste cependant difficile car la séparation des causes et des effets de la présence de poussières rend toute analyse délicate. Par exemple, en Europe méditerranéenne, un panache de poussières est toujours associé à une masse d'air saharien sec et chaud qui a tendance à gommer, à la surface, l'effet sans doute refroidissant des poussières (Alpert et Ganor, 1993). Pour l'instant, seules les méthodes statistiques permettent donc d'évaluer l'effet des poussières sur les températures. Ainsi, l'étude statistique menée par Schollaert et Merrill (1999) s'est intéressée à la relation entre les températures océaniques de surface, T_{oce} , et l'épaisseur optique des aérosols, τ . En se focalisant sur le mois de Juillet dans l'Atlantique tropical nord, dans la région océanique et à la période la plus riche en panaches de poussières, les auteurs mirent en évidence une corrélation positive, faible mais significative, entre les variations de T_{oce} et les variations de $\exp(-\tau)$. Dans une région comme l'Atlantique tropical nord, il n'est pas anodin que les poussières minérales puissent influencer les températures océaniques de surfaces car celles-ci sont contrôlées par les courants océaniques ascendants (upwelling). Ce résultat suggère clairement que les poussières minérales ont une influence climatique non négligeable dans les régions tropicales. En effet, d'importantes quantités de poussières sont transportées notamment durant les mois d'hiver par l'Harmattan, à des intervalles irréguliers depuis les zones sources de l'Afrique du Nord au-dessus des côtes guinéennes et de l'Atlantique où elles réduisent la visibilité, l'humidité relative et les températures. Cependant, Wong et al. (2008), estiment que les variations des SST affectent également le transport des poussières. Ils soutiennent que si c'est le transport des poussières qui affectaient la variation des SST, les

fortes variations des SST seraient observées uniquement dans les régions d'empoussièrément et non dans tout le bassin de l'océan l'Atlantique. Ils ont également montré qu'une hausse des SST est associée à une altération du transport des poussières au-dessus de l'Atlantique nord. Cela suggère donc l'existence d'une sorte de rétroaction entre les poussières de l'Afrique du Nord et les températures de surface de l'océan Atlantique.

5.3.2.1 Variabilité interannuelle de la visibilité horizontale et des TSO

La figure 5.9 illustre respectivement l'évolution interannuelle de la visibilité horizontale et de la TNA (figure 5.9A) et celle de la visibilité horizontale et de la TSA (figure 5.9B). Elle montre que d'une part, concomitamment à la diminution régulière de la visibilité horizontale, nous avons un refroidissement de l'océan Atlantique tropical nord à partir de 1971 à l'exception des années 1983 et 1987. D'autre part, parallèlement à la diminution de la visibilité horizontale, nous avons un réchauffement dans l'océan Atlantique tropical sud à partir de 1972 à l'exception de l'année 1983. Au cours de la période 1957-1961 caractérisée par l'absence de poussières, l'Atlantique tropical nord est relativement plus chaud par rapport aux deux autres périodes. On observe le phénomène inverse (opposition de phase) dans l'Atlantique tropical sud. En effet, les figures 5.9A et 5.9B révèlent fondamentalement une structure méridienne bipolaire avec des signes opposés de part et d'autre de l'équateur météorologique. Les anomalies positives dans l'Atlantique tropical sud (respectivement négatives dans l'Atlantique tropical nord) de la SST apparaissent généralement en phase avec une diminution de la visibilité horizontale.

La plupart des travaux existants portent sur l'impact des poussières sur les températures de l'Atlantique tropical nord et non l'inverse. Lau et Kim (2007a,b) ont noté un large et brusque refroidissement de l'Atlantique nord une semaine après un maximum de poussières sahariennes émises au-dessus de la région en juin 2006 relativement à 2005. Ils soutiennent que le refroidissement initial était dû à la présence excessive de poussières sahariennes au-dessus de l'Atlantique nord, empêchant la lumière du soleil d'atteindre la surface, entraînant de ce fait la baisse des températures de la surface de la mer. De plus, Prospero et Lamb (2003) et Evan et al. (2008) ont montré que le forçage radiatif de la poussière est important au niveau de l'océan Atlantique et peut moduler le gradient de la température. La poussière en suspension dans l'atmosphère tend à réduire la quantité des radiations solaires qui parviennent à la surface de l'océan (Li et al., 2004).

Le refroidissement dans l'Atlantique tropical nord parallèlement à la diminution de la visibilité horizontale s'expliquerait par l'effet radiatif des poussières transportées depuis les zones sources de l'Afrique du Nord vers l'océan Atlantique. Quant au réchauffement concomitant dans l'Atlantique sud, il expliquerait en partie cette baisse de la visibilité horizontale. En effet, un réchauffement anormal des eaux dans l'Atlantique sud affaiblit le flux de mousson et réduit les précipitations à travers le Sahel (Giannini et al., 2003 ; Fontaine et Janicot, 1996). La réduction des précipitations conduit à une décroissance de la végétation au Sahel (Nicholson et Tucker., 1998), à l'augmentation des émissions de poussières dans les régions sources (Mahowald et al., 2002) et par conséquent à une réduction de la visibilité horizontale dans les régions sources et les régions de dépôt.

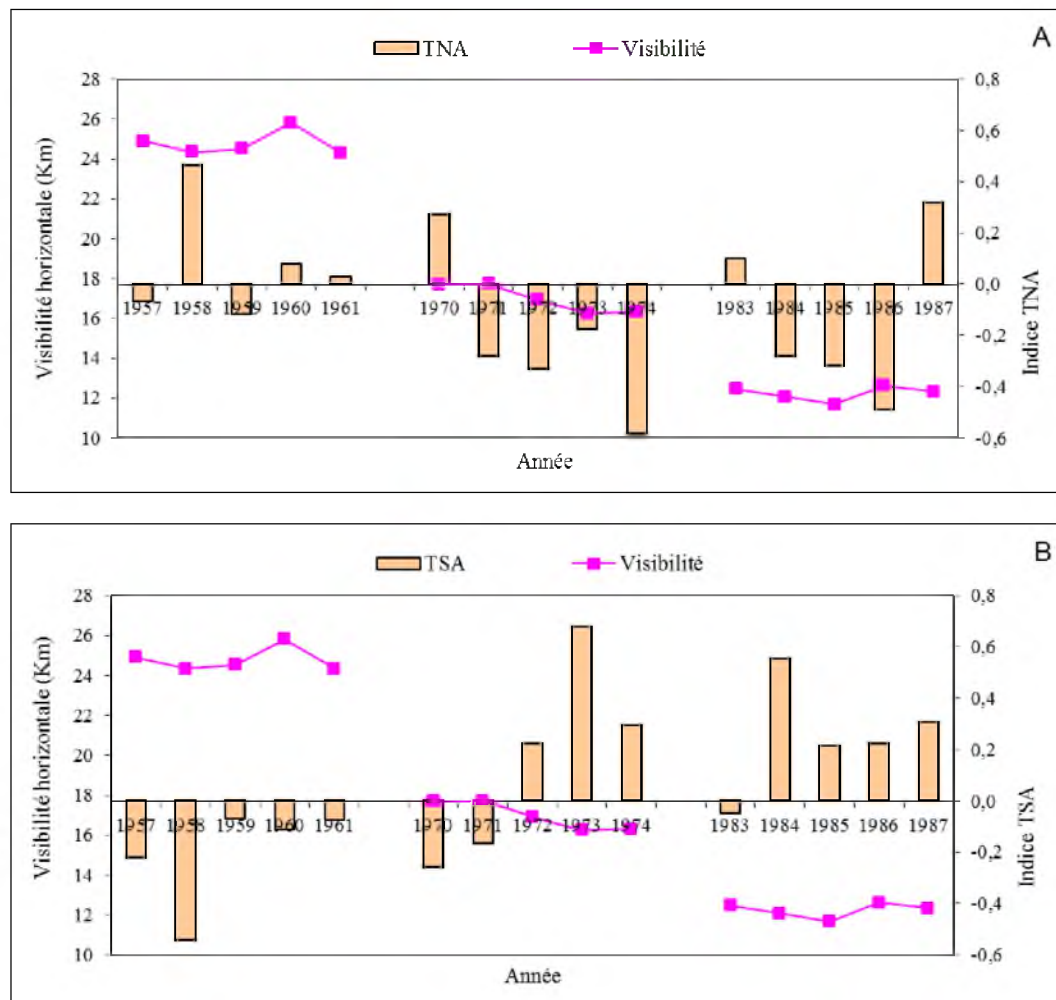


Figure 5.9: Evolution interannuelle de la visibilité horizontale (Km) de la TNA (A) et de la visibilité horizontale et de la TSA (B).

5.3.2.2 Evolution saisonnière de la visibilité horizontale et des TSO

Nous nous sommes également intéressés à l'interaction entre les deux paramètres à l'échelle saisonnière. Les figures 5.10 et 5.11 présentent l'évolution saisonnière de la visibilité horizontale respectivement dans l'océan Atlantique tropical nord et sud et sur les périodes 1957-1961, 1970-1974 et 1983-1987. Ces figures confirment le refroidissement (réchauffement) dans l'Atlantique tropical nord (dans l'Atlantique tropical sud) parallèlement à la diminution régulière de la visibilité horizontale. Le refroidissement de l'Atlantique tropical nord est régulier et plus marqué entre les mois de novembre et d'avril. Durant cette période, les poussières sahariennes sont transportées par les alizés (Harmattan) vers l'Atlantique tropical nord.

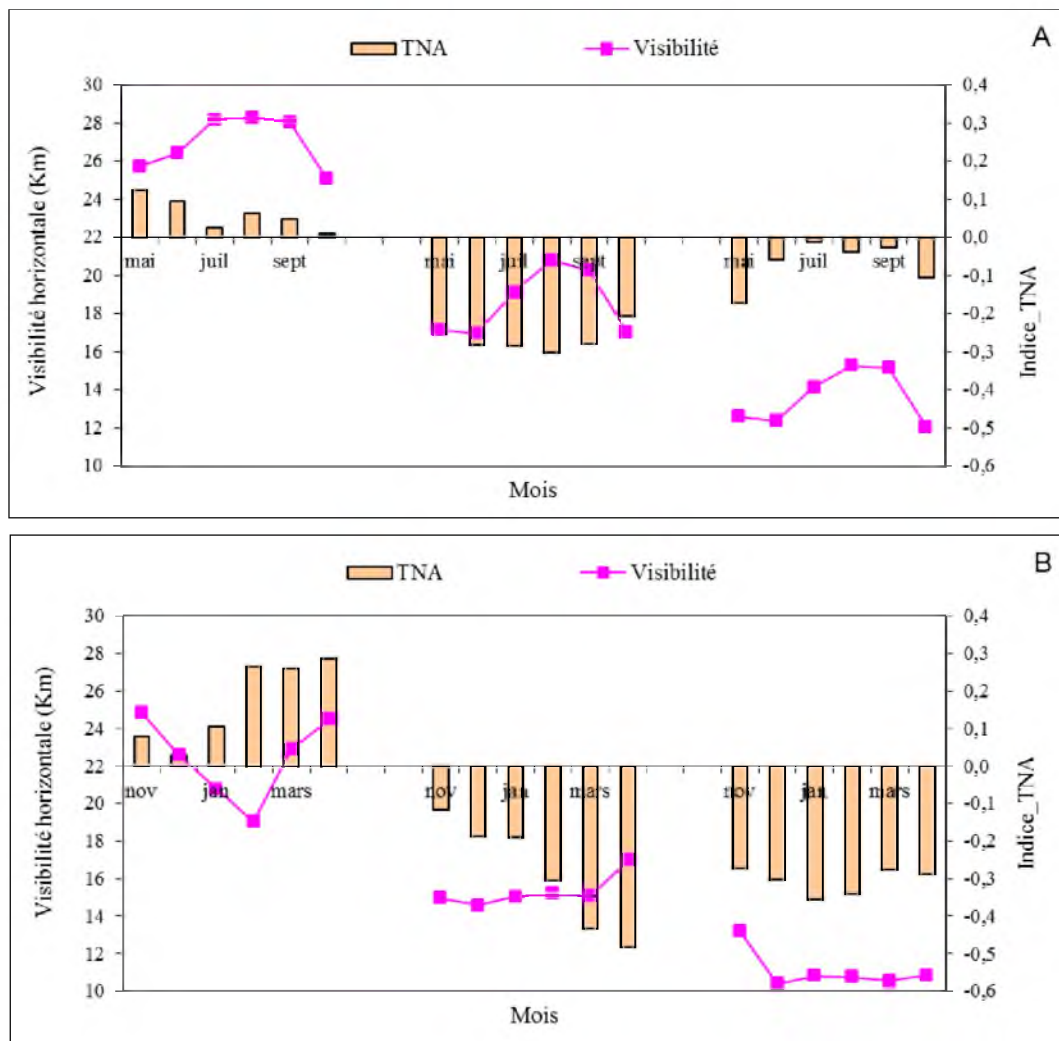


Figure 5.10 : Evolution saisonnière de la visibilité horizontale (Km) de la TNA. Entre mai et octobre (A) et entre novembre et avril (B). A gauche (1957-1961) ; au milieu (1970-1974) et à droite (1983-1987).

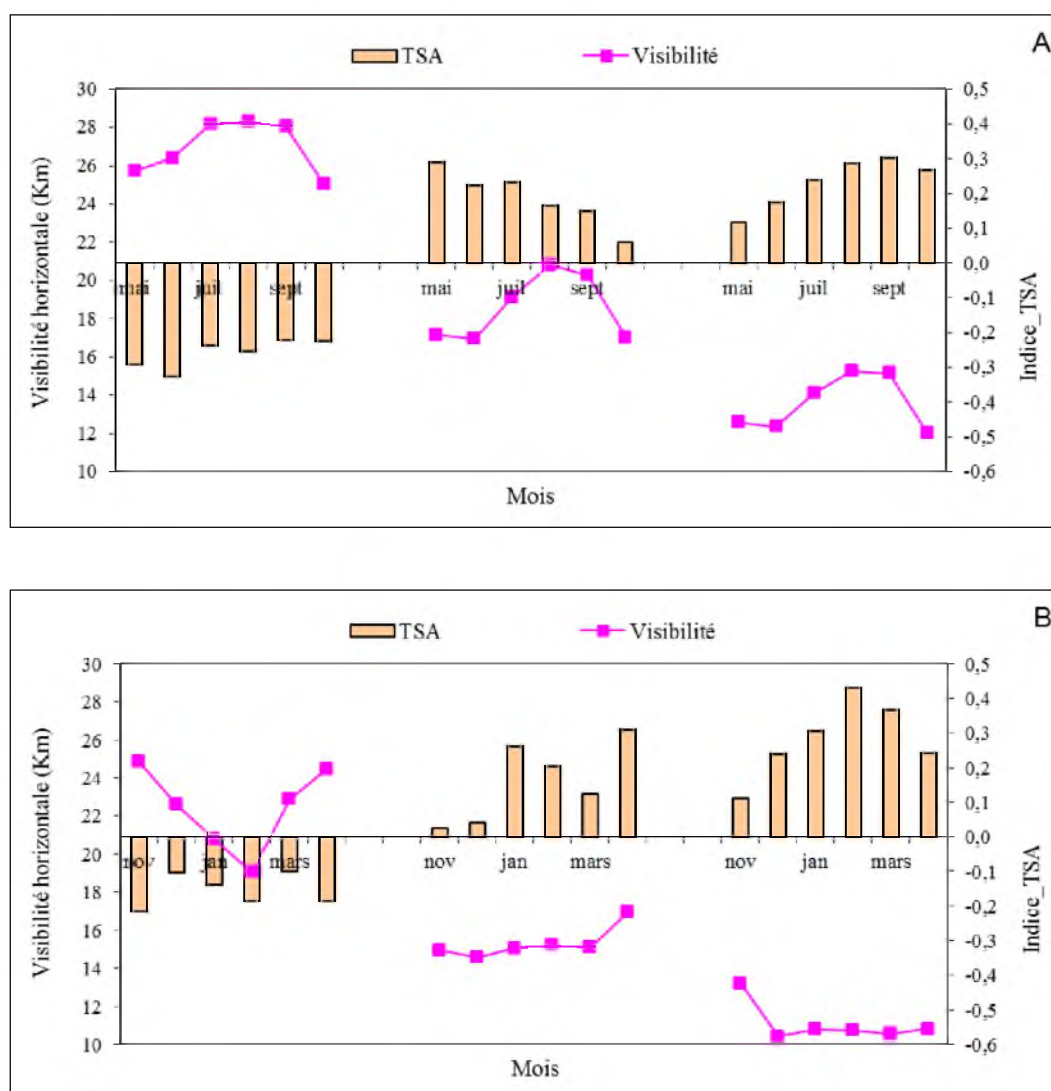


Figure 5.11 : Evolution saisonnière de la visibilité horizontale (Km) de la TSA. Entre mai et octobre (A) et entre novembre et avril (B). A gauche (1957-1961) ; au milieu (1970-1974) et à droite (1983-1987).

Lau et Kim (2007a) ont trouvé un accroissement significatif des poussières sahariennes et une réduction de la température au-dessus de l'Atlantique ouest et dans la région caribéenne de juin à novembre 2006 comparés à 2005. Lau et Kim (2007b) ont également montré que le refroidissement anormal de l'Atlantique en juin 2006 par rapport à juin 2005 dû à l'atténuation des radiations solaires à la surface par les poussières sahariennes, compte pour 30-40% approximativement dans le changement de la température de la surface de l'océan observé. Ils ont trouvé une forte corrélation négative entre les émissions de poussières atmosphériques et les SST de l'océan Atlantique ce qui, selon eux, est cohérent avec l'idée qu'une augmentation (diminution) des poussières sahariennes est associée avec un refroidissement (réchauffement) de l'Atlantique durant les mois de juin, juillet et août.

Notre résultat est en accord avec ceux des études précédentes : les poussières sahélo-sahariennes entraînent un refroidissement dans l'Atlantique nord et en retour, le réchauffement dans l'Atlantique sud favorise la réduction des précipitations sahéliennes favorisant ainsi en partie la génération de ces poussières. Cela suggère également existence d'une sorte de rétroaction entre les poussières sahélo-sahariennes et les températures de la surface de l'océan Atlantique comme le soutiennent Wong et al, (2008).

5.4 Influence de la SOI sur la variabilité des réductions de la visibilité

Malgré la distance qui sépare le continent africain de l'océan Pacifique, un lien statistique significatif existe entre la TSO de la partie équatoriale est de l'océan Pacifique et les précipitations ouest africaines des trente-cinq dernières années (Bouali, 2009). En effet, à un épisode chaud d'ENSO (Niño) est associée une saison des pluies déficitaire sur l'ensemble de l'Afrique de l'Ouest. Les travaux de Janicot et Fontaine (1997) et Fontaine et al. (1998) expliquent ce lien par un renforcement de la circulation divergente zonale de type Walker et un affaiblissement du flux de mousson et de la cellule sud de la circulation de Hadley. Cela induit une augmentation des alizés sur l'Atlantique nord et une diminution de l'apport de vapeur d'eau sur l'Afrique de l'Ouest.

Dans le cas du Sahel, l'existence de nombreuses années de sécheresse en dehors de tout événement El Niño a fait longtemps douter d'une quelconque relation. Mais les analyses statistiques incluant les décennies 1970 à 1990, comme les simulations numériques réalisées à partir de modèles de circulation générale atmosphérique, établissent la réalité de la téléconnexion entre événement El Niño et années sèches (Fontaine et al., 1998). Elle implique la circulation Est-ouest de Walker avec en année El Niño une subsidence anormale dans l'espace péri atlantique. Par ailleurs, les travaux de Janicot et al. (2001) montrent que les téléconnexions entre ENSO et les précipitations sahéliennes ne sont pas stationnaires et qu'il existe des périodes où ces téléconnexions sont fortes et d'autres où elles sont faibles et dominées par un autre type de forçage (lié aux TSOs de l'Atlantique tropical et/ou de l'océan Indien).

ENSO est un phénomène couplé océan-atmosphère qui se développe dans le Pacifique équatorial et qui affecte les climats de la planète entière, tout particulièrement ceux de la ceinture intertropicale. Il est composé par trois phases dites neutre, chaude (El Niño) et froide (la Niña) et il apparaît irrégulièrement dans le pacifique tous les 2 à 7 ans. C'est au cours des années 20, qu'un scientifique britannique, Sir Gilbert Walker, établit une corrélation entre la

pression barométrique aux stations météorologiques à l'ouest du Pacifique : Darwin, au nord de l'Australie et à l'est du Pacifique, Tahiti en Polynésie. Il a remarqué un effet de balance : si la pression augmente à l'Est, elle diminue à l'Ouest et inversement. Une différence de pression positive est caractéristique d'une situation normale.

Une SOI négative est associée aux pressions élevées par rapport à la normale au-dessus de Darwin et aux conditions de sécheresse au-dessus de la majeure partie de l'est de l'Australie. L'indice de la SOI permet également de suivre l'évolution des phases de ENSO. En effet, lorsqu'il est négatif, c'est une phase El Niño et lorsqu'il est positif c'est une phase la Niña. La figure 5.12 montre l'évolution interannuelle de cet indice atmosphérique de 1949 à 2009. Elle montre que sur chacune de nos périodes, les phases positives sont plus étendues dans le temps que les phases négatives.

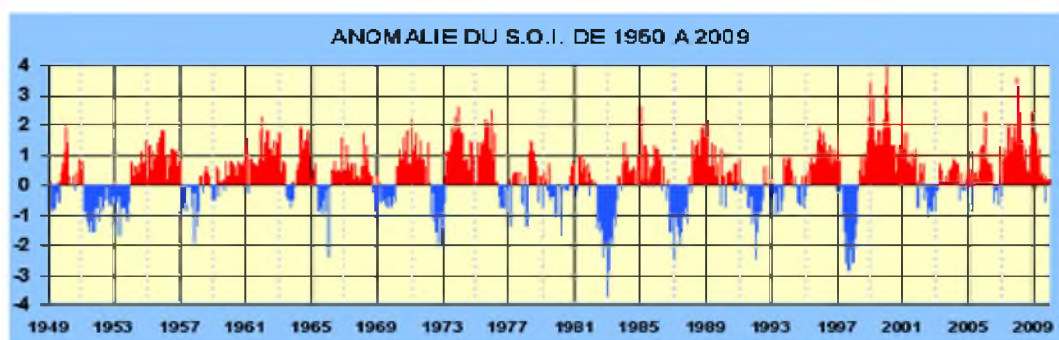


Figure 5.12 : Evolution interannuelle des anomalies de la SOI de 1949 à 2009.

5.4.1 Evolution interannuelle de la visibilité horizontale et de la SOI

La figure 5.13 montre l'évolution interannuelle de l'indice de la SOI et de la visibilité horizontale sur chacune des trois périodes. Elle suggère que les deux paramètres évoluent indépendamment l'un de l'autre. De plus, la période 1970-1974 est dominée par les indices positifs de la SOI correspondant à une phase la Niña, alors que la période 1983-1987 est dominée par les indices négatifs de la SOI correspondant à une phase El Niño. Or, le lien fort qui a été souligné entre la variabilité interannuelle des pluies en Afrique sub-saharienne et le phénomène ENSO, implique les événements El Niño (SOI négative). Les faibles précipitations dont l'une des conséquences est l'amplification des émissions de poussières au cours de la période 1983-1987 pourraient s'expliquer en partie par une contribution de cette phase El Niño.

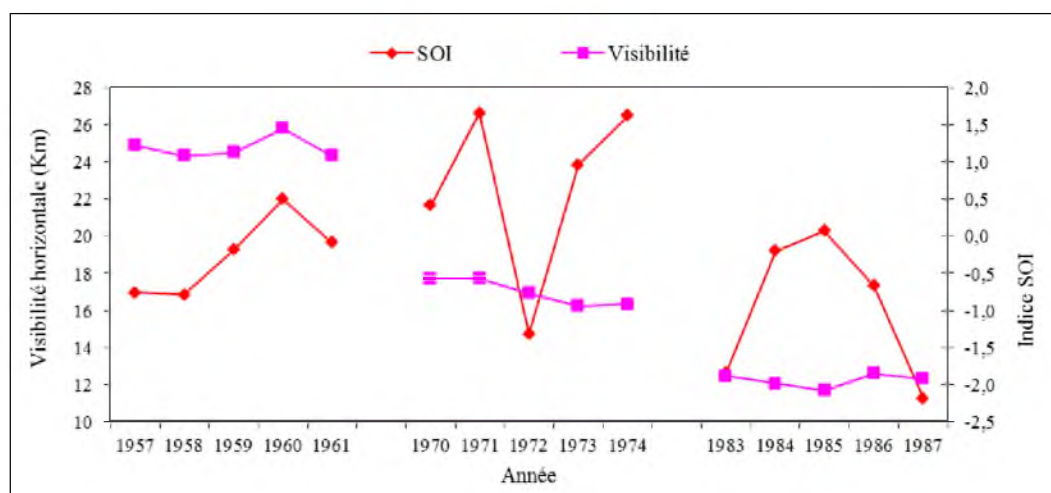


Figure 5.13: Evolution interannuelle de la visibilité horizontale (Km) et de l'indice de la SOI.

5.4.2 Evolution saisonnière de la visibilité horizontale et de la SOI

La figure 5.14 présente l'évolution saisonnière de la visibilité horizontale et de l'indice de la SOI respectivement sur la période mai-octobre (figure 5.14A) et la période novembre-avril (figure 5.14B). Elles montrent que la visibilité horizontale et l'indice de la SOI évoluent de manière indépendante sauf au cours de la période 1983-1987 où leur évolution est similaire entre mai et octobre. Cela suggère la non existence d'une corrélation significative entre les réductions de la visibilité horizontale et la SOI à l'échelle saisonnière. De plus, si nous considérons la période sèche (1970-1974 et 1983-1987), on remarque que la période 1970-1974 est caractérisée par des indices positifs de la SOI et la période 1983-1987 par des indices négatifs de la SOI.

Cela nous amène à dissocier la période 1970-1974 et la période 1983-1987. Les fortes réductions de la visibilité horizontale de la période 1983-1987 peuvent s'expliquer par une contribution de la SOI (indices négatifs correspondant à un événement El Niño). En effet, le déficit pluviométrique au cours de cette période s'explique en partie par la téléconnexion entre événements El Niño et années sèches à travers le renforcement de la circulation divergente zonale de type Walker et un affaiblissement du flux de mousson et de la cellule sud de la circulation de Hadley (Janicot et Fontaine, 1997 et Fontaine et al., 1998). Cela induit une augmentation des alizés sur l'Atlantique nord et une diminution de l'apport de vapeur d'eau sur l'Afrique de l'Ouest. En conséquence, on observe de fortes réductions de la visibilité horizontale suite à l'amplification des émissions de poussières dans la zone sahélo-saharienne. Par contre, le lien entre les réductions de la visibilité et la SOI (indices positifs

correspondant à un événement la Niña) au cours de la période 1970-1974 pourrait s'expliquer par le fait que les téléconnexions entre ENSO et les précipitations sahéliennes soient dominées par le forçage lié aux TSOs de l'Atlantique tropical et/ou de l'océan Indien comme le suggèrent les travaux de Janicot et al. (2001).

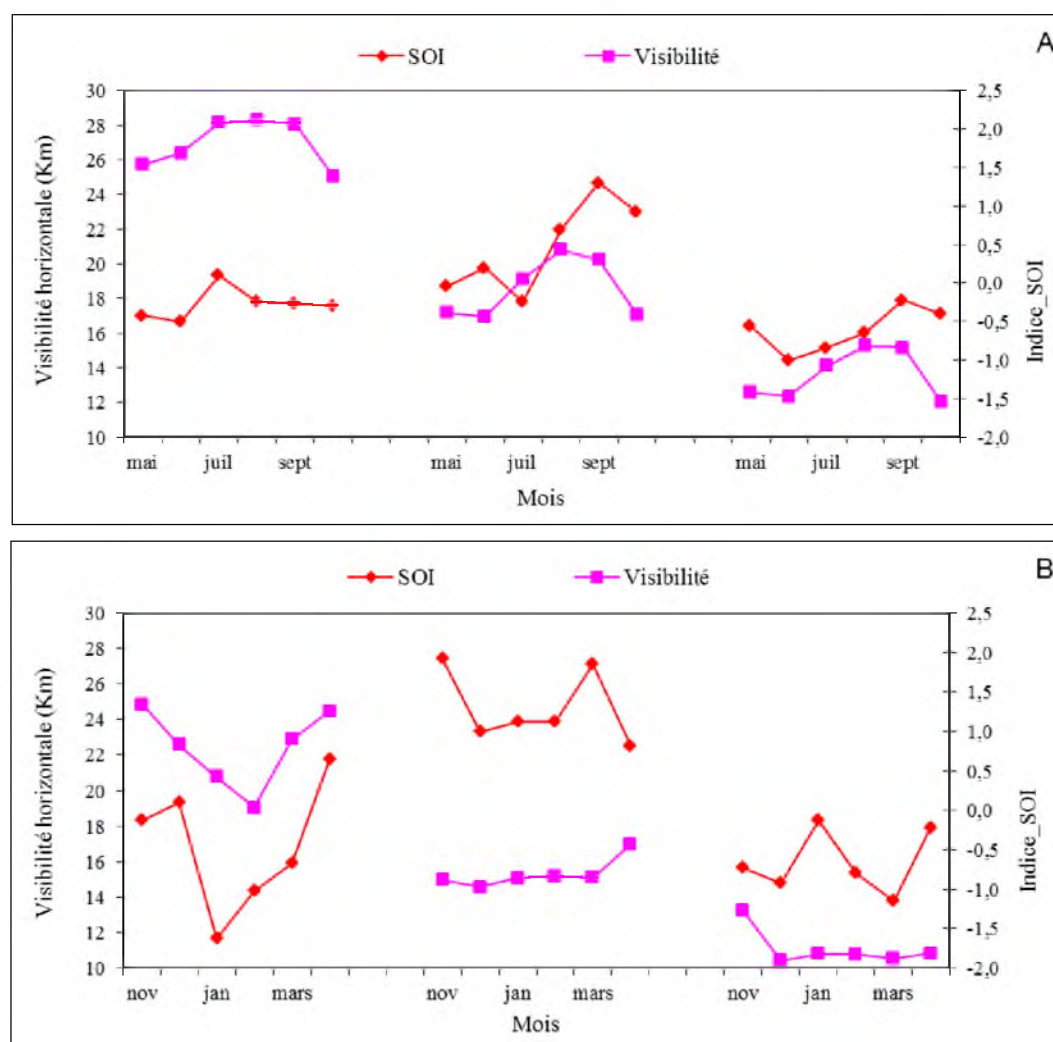


Figure 5.14: Evolution saisonnière de la visibilité horizontale (Km) et de l'indice de la SOI.

Entre mai et octobre (A) et entre novembre et avril (B). A gauche (1957-1961) ; au milieu (1970-1974) et à droite (1983-1987).

Par ailleurs, il a été montré que la variabilité des concentrations des poussières en hiver a un lien avec ENSO (Prospero et Lamb, 2003). En effet, ces auteurs ont proposé que les changements de la circulation à grande échelle en relation avec ENSO puissent créer des alizés anormalement forts au-dessus de l'Afrique de l'Ouest, entraînant avec eux une augmentation des concentrations de poussières. Prospero et Lamb (2003) ont également trouvé que la plupart des événements majeurs de poussières apparaissent être associés à de

fortes conditions durant les années précédentes. Evan et al. (2006) ont trouvé des résultats similaires à ceux de Prospero et Nees (1986) et Prospero et Lamb (2003) entre les poussières et la Niño 3.4. Mahowald et al. (2002) n'ont pas trouvé une forte corrélation entre les poussières et l'indice la Niño 3.4 en Afrique de l'Ouest et autour de l'Afrique de l'Ouest. Mahowald et al (2007) ont également montré que la visibilité des stations de l'Afrique du nord et ENSO n'étaient pas corrélés.

Conclusion

Ce chapitre avait pour objectif d'étudier l'influence potentielle des facteurs de grande échelle sur les réductions de la visibilité horizontale dans la zone sahélienne.

Dans un premier temps, nous avons analysé l'évolution saisonnière des SST sur chacune des trois périodes de notre étude. Cette analyse a montré que durant la saison humide (juillet-septembre), les températures les plus chaudes (21-27K) se situent au-dessus de l'équateur dans l'océan Atlantique et de part et d'autre de l'équateur dans les océans Indien et Pacifique. Durant la période de janvier à mars, les eaux les plus chaudes (24-27 K) sont localisées sur le golfe de Guinée et la bande équatoriale. Entre juillet et septembre, on a une remontée vers le nord des eaux chaudes et le golfe de Guinée se refroidit.

Dans un second temps, nous nous sommes intéressés à l'influence des facteurs contrôlant la circulation à grande échelle sur la variabilité des réductions de la visibilité horizontale. Les résultats montrent que :

- la JNAO a un impact sur la variabilité saisonnière de la visibilité horizontale notamment à partir de 1970. Cette influence de la JNAO se fait à travers le contrôle que la NAO exerce sur les alizés (Harmattan) de l'hémisphère nord, principalement entre novembre et avril.
- il existe une sorte de rétroaction entre les poussières sahariennes et les températures de l'océan Atlantique. En effet, si ces poussières par leur effet radiatif direct contribuent au refroidissement dans l'Atlantique tropical nord, en retour, le réchauffement concomitant dans l'Atlantique tropical sud favorise leur mobilisation en réduisant le flux de mousson.
- les fortes réductions de la visibilité horizontale au cours de la période 1983-1987 pourraient s'expliquer par une contribution de la SOI à travers la téléconnexion entre El Niño et la sécheresse sahélienne.

Chapitre 6

Influence de la variabilité synoptique : rôle des Ondes d'Est

Les Ondes d'Est Africaines (AEWs; African Easterly waves) représentent le mode principal de variabilité atmosphérique à l'échelle synoptique dans la région ouest africaine entre mai et octobre. Elles sont intermittentes dans le temps, et un certain nombre d'études les associent à une organisation spatiale de la convection et des précipitations dans la région, ainsi qu'à la naissance d'une partie des cyclones de l'Atlantique tropical. Les ondes d'est africaines sont fréquentes dans l'Atlantique tropical nord et à l'ouest de l'Afrique en été boréal (Norquist et al., 1977 ; Diedhiou et al., 1999). Les travaux de Karyampudi et Carlson (1988) soulignaient leur importance dans la modulation de la variabilité des poussières désertiques. De plus, des travaux antérieurs (Prospero et Carlson, 1981 ; Prospero et Nees, 1986 ; Jones et al., 2003 ; 2004) ont montré que le transport transatlantique des poussières sahariennes est modulé par l'activité des ondes d'est africaines qui se propagent d'Est en Ouest . En effet, ces différents travaux ont montré que durant les mois d'été, de larges panaches de poussières émergent de la côte ouest de l'Afrique du Nord, suivant des occurrences de 3 à 5 jours qui sont associées aux passages d'ondes d'est africaines traversant l'Afrique du Nord d'Est en Ouest.

Les ondes que nous souhaitons analyser doivent être dans un premier temps détectées. Pour ce faire, nous utilisons la méthode de l'analyse en ondelette permettant de mettre en évidence ces ondes. Contrairement à l'analyse de Fourier qui nous dit seulement qu'il y a une perturbation dans le signal, la transformée en ondelette a cette capacité de nous dire en plus à quelle moment apparaît cette perturbation.

Dans un premier temps, nous allons présenter les différents jeux de données fréquemment utilisés pour la détection et la caractérisation des ondes d'est africaines. Ensuite, nous allons décrire la méthode de détection des ondes d'est et l'appliquer à la visibilité horizontale. Le résultat obtenu sera comparé à celui de la transformée en ondelette du vent méridien à 700 hPa. Enfin nous allons regarder pour les moments où nous avons des perturbations liées à la présence des ondes d'est, comment évoluent les visibilités horizontales.

6.1 Les jeux de données fréquemment utilisés

Les fluctuations associées au passage des ondes d'est africaines peuvent être détectées localement dans un grand nombre de variables mesurées in situ (par exemple les composantes du vent, la pression, le géopotential, mais encore l'humidité, les aérosols...). Toutefois, les ondes d'est africaines restent par nature des perturbations des champs dynamiques à l'échelle de plusieurs milliers de Km. Aussi, pour avoir une vue globale sur ces ondes, en termes de structure et de variation d'activité, le recours à des jeux de données de grande couverture spatiale est nécessaire.

La plupart des études diagnostiques sur les ondes d'est réelles s'appuient, au moins en partie, sur l'utilisation des variables dynamiques fournies sur des grilles globales par les analyses ou réanalyses des modèles atmosphériques globaux. On citera notamment les réanalyses américaines (NCEP/ NCAR : National Center for Environment Prediction/ National Center for Atmospheric Research), du centre européen (ECMWF : European Center for Medium-range Weather Forecasts). Le principe des réanalyses de données est basé sur un système d'assimilation complexe associant des observations de diverses origines et des prévisions à courte échéance, issues d'un modèle. Ainsi le NCEP/NCAR a pu constituer un jeu de données de variables dynamiques tels que le vent, sous ses trois composantes : zonale, méridienne et verticale ; le géopotential, la température et l'humidité spécifique recouvrant la période 1958 à nos jours.

La précision et le réalisme des réanalyses pour une zone géographique donnée sont bien en fonction de la quantité et de la qualité des observations assimilées ainsi que de la physique incluse dans le modèle. L'Afrique de l'Ouest n'est pas la zone la mieux renseignée en termes de réseau d'observation, même si de gros efforts ont été fournis ces dernières années notamment grâce au programme AMMA. L'utilisation des réanalyses sur la région a été cependant largement validée, au moins en ce qui concerne les variables dynamiques (Diedhiou, 1998 ; Lavaysse, 2006).

Pour notre travail, nous utilisons la visibilité horizontale relevée dans les stations météorologiques de l'ASECNA ainsi que les données de vent NCEP/ NCAR.

6.2 Analyse du signal par les ondelettes

Pour cerner l'aspect relatif à la périodicité des ondes, nous allons effectuer une transformée en ondelette de la visibilité horizontale à 700 hPa, car cette analyse permet d'appréhender toutes les échelles de fréquence qui interviennent au cours du temps. Ces méthodes échelle-temps considèrent un signal comme une superposition de signaux élémentaires (ondelettes) oscillants mais localisés dans le temps (à la différence des ondes de Fourier). Tous ces signaux élémentaires ont la même forme et ne diffèrent que par leur instant d'apparition et leur durée.

6.2.1 Principe de la transformée en ondelette

Le principe de la transformée en ondelette est de comparer un signal $s(t)$ en entrée, à une série de fonctions, que l'on appelle ondelette mère. Le choix de l'ondelette mère apparaît important, elle doit posséder différentes caractéristiques notamment une moyenne nulle.

Définition d'une ondelette

Soit $\Psi(t)$, une fonction telle que $t \in \mathbb{R}$ et $\psi(t) \in \mathbb{C}$;

$\Psi(t)$ a pour transformée de Fourier:

$$\psi(\omega) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^{+\infty} \psi(t) e^{i\omega t} dt \quad (1.1)$$

$\Psi(t)$ est une ondelette analysante si elle vérifie les conditions suivantes :

$$1 \quad \int_{-\infty}^{+\infty} |\psi(t)|^2 dt < \infty \quad (1.2)$$

L'énergie de $\psi(t)$ est finie

$$2 \quad \int_{-\infty}^{+\infty} \psi(t) dt = 0 \quad (1.3)$$

C'est la condition d'admissibilité : $\psi(t)$ n'a pas de composante de fréquence nulle.

$$C_V = \int |\psi(t)|^2 \left(\frac{d\omega}{|\omega|} \right) < \infty \quad (1.4)$$

Une ondelette est une fonction qui est bornée à la fois dans l'espace des temps (espace physique) et dans l'espace des fréquences (espace des phases).

6.2.2 Ondelette de Morlet

L'ondelette de Morlet à une dimension est définie comme une fonction complexe $\psi(t)$:

$$\psi(t) = e^{i\omega_0 t - 0.5t^2} \quad (1.5)$$

$\psi(t)$ a pour transformée de Fourier $\bar{\psi}(\omega)$

$$\bar{\psi}(\omega) = e^{-0.5(\omega - \omega_0)^2} \quad (1.6)$$

Cette fonction est généralement utilisée pour des valeurs de ω_0 comprises entre 5 et 6.

6.2.3 Définition de la transformée en ondelette continue

Soit $S(t)$ un signal réel, la transformée en ondelettes continues d'un signal $S(t)$ au regard d'une ondelette analysante $\psi(t)$ s'écrit comme le produit de convolution de $\bar{\psi}(t)_a$ et de $S(t)$:

$$\Omega_s(t) = \bar{\psi}(t)_a \otimes s(t) \quad (1.7)$$

Les coefficients de la transformée en ondelettes sont donnés par :

$$C_{a,b} = \int_{-\infty}^{+\infty} \bar{\psi}(t)_{a,b} s(t) dt \quad (1.8)$$

$\otimes$ désigne un produit de convolution ;

a représente le facteur d'échelle ($a \in \mathbb{R}^*$);

b représente les décalages temporels ($b \in \mathbb{R}$);

$\overline{\psi}(t)$ est le complexe conjugué de $\psi(t)$;

$$\begin{aligned}\psi_a(t) &= \frac{1}{\sqrt{a}} \psi\left(\frac{t}{a}\right) \\ \psi_{a,b}(t) &= \frac{1}{\sqrt{a}} \psi\left(\frac{t-b}{a}\right)\end{aligned}\quad (1.9)$$

$\psi_a(t)$ est normalisée de façon à ce que toutes les ondelettes d'une même famille aient la même énergie:

$$\int_{-\infty}^{+\infty} |\psi(t)|^2 dt = \int_{-\infty}^{+\infty} |\psi(t)_a|^2 dt \quad (1.10)$$

Propriétés:

La transformée en ondelettes continues est une transformation linéaire. Elle est invariante par translation et par dilatation.

La transformée en ondelettes est redondante car ses coefficients sont corrélés.

L'ondelette est généralement bien localisée tant dans l'espace des temps que dans celui des fréquences. Soient $[t_{\min}; t_{\max}]$ et $\left[\frac{\omega_{\min}}{2\pi}; \frac{\omega_{\max}}{2\pi}\right]$ les intervalles en dehors desquels nous avons

respectivement $\psi(t) = 0$ et $\overline{\psi}(\omega) = 0$. L'analyse du signal à la fréquence $\frac{\omega_0}{2\pi}$, pour un décalage

b et pour une échelle a entraîne les inégalités suivantes :

$$t_{\min} < \left(\frac{t-b}{a}\right) < t_{\max} \quad \text{et} \quad \frac{\omega_{\min}}{\omega_0} < a < \frac{\omega_{\max}}{\omega_0}$$

La prise en compte de ces inégalités dans un plan (a,b) fait apparaître un cône d'influence.

On peut retrouver l'énergie contenue dans un signal à partir des coefficients de la transformée en ondelettes. Ces coefficients conservent toute l'information concernant l'énergie du signal :

$$\int_{-\infty}^{+\infty} |s(t)|^2 dt = C_{\psi}^{-1} \int_0^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} |C_{a,t}|^2 \frac{dt da}{a^2} \quad (1.11)$$

On peut enfin définir une densité énergétique, $E_a(a, b)$, pour une position b et une échelle a :

$$E_a(a, b) = \frac{|C_{a,b}|^2}{a} \quad (1.12)$$

En intégrant sur toute les échelles pour un instant donné, on trouve une densité d'énergie locale, $E_t(t)$, qui équivaut à un spectre instantané. Le spectre d'énergie globale, ou densité d'énergie par échelle, $E_a(a)$ représentant la distribution des échelles contenues dans un signal :

$$E_a(a) = C_{\psi}^{-1} \int_{-\infty}^{+\infty} E_a(a, t) \frac{dt}{a} \quad (1.13)$$

Il est possible de retrouver l'énergie du signal à partir de sa densité d'énergie par échelle :

$$\int_{-\infty}^{+\infty} |S(t)|^2 dt = \int_0^{+\infty} E_a(a) da$$

L'analyse en ondelette offre ainsi la possibilité de suivre l'évolution d'un signal mais aussi, en considérant des signaux élémentaires, de se focaliser sur des instants précis à la manière d'un microscope mathématique. On peut ainsi choisir une position d'analyse sur un signal (ou dans un champ) à l'aide d'une focale et déterminer la taille des détails à analyser par un grossissement.

Cet outil est adapté à la description des phénomènes transitoires, intermittents et multi-échelles. Pour le traitement, nous utilisons l'ondelette de Morlet. Les coefficients d'ondelette donnent une double information qui caractérise à la fois le signal et l'ondelette. Cette

décomposition est un supplément d'information non trivial qui s'ajoute aux différentes méthodes d'analyse du signal. De plus, la superposition des échelles de temps qui régissent la variabilité pluviométrique en Afrique de l'Ouest, à travers les différents régimes d'ondes d'est (Diedhiou, 1998) et la variabilité intra saisonnière à plus basse fréquence (Janicot et Sultan, 2001 ; Sultan, 2002) ont fait de l'analyse en ondelette une technique adaptée pour l'analyse de la pluviométrie de la mousson ouest africaine.

6.3 Mise en évidence des ondes par la méthode de la transformée en ondelette

Dans un premier temps, nous effectuerons l'analyse de la visibilité horizontale avec l'ondelette de Morlet sur chacune des trois périodes. Ensuite, le résultat obtenu sera comparé à celui de l'analyse du vent méridien.

6.3.1 Transformée en ondelette de Morlet de la visibilité horizontale à 700 hPa

Pour notre travail, nous avons retenu 9 stations réparties dans une bande de longitude 17°W-11,59°E et de latitude 12,21°N-20,56°N. La transformée en ondelette est réalisée pour chaque année et sur les trois périodes 1957-1961 ; 1970-1974 et 1983-1987. Pour la première période et quelques fois la deuxième période, l'évolution annuelle du module de la transformée en ondelette n'est souvent pas complète. Cela est dû au fait que sur plusieurs jours et quelques fois plusieurs mois, la visibilité horizontale mesurée a la même valeur ce qui a pour conséquence l'absence d'oscillations. Notre analyse sera principalement basée sur les périodes 1970-1974 et 1983-1987.

A titre d'exemple, nous présentons sur les figures 6.1 et 6.2 le module de la transformée en ondelette de la visibilité horizontale mesurée respectivement à Nouadhibou (17,02°W; 20,56°N) et à Tombouctou (3°W; 16,46°N). Le choix de ces stations est motivé par le fait que le résultat de l'analyse est plus complet par rapport à celui obtenu dans les autres stations. Sur ces figures, les abscisses représentent les jours de l'année. Mais pour plus de clarté des figures, nous avons représenté les mois. Les ordonnées représentent la période en jour. Les résultats apparaissent en contours de différentes couleurs dépendantes de la puissance spectrale. La distribution spectrale dépend elle de la position verticale du contour. D'après cette analyse, de mai à octobre, nous retrouvons comme cela a été montré par les travaux antérieurs (Diedhiou, 1998 ; Gist, 2002), le fait que la plupart des jours sont affectés par des occurrences d'ondes de périodicité entre 3 et 5 jours. La période du 1^{er} juin au 30

septembre, définie comme étant la saison des ondes par les études précédentes, est bien marquée avec une activité ondulatoire plus ou moins intense suivant les années. De plus, il apparaît que ces ondes sont présentes presque toute l'année puisque seuls quelques jours échappent à celles-ci.

Les ondes 6-9 jours apparaissent en début et en fin de saison des ondes et quelques fois entre mi-juillet et mi-août. Pour certaines années, ces ondes semblent être rares durant cette période en zone sahélienne. De plus, il apparaît également que ces ondes sont présentes de façon sporadique durant la période de décembre à mai.

Notre résultat est en accord avec celui de Karyampudi et Carlson (1988) qui ont trouvé que des éruptions périodiques de poussières se produisent par intervalle de 3-5 jours durant les mois d'été. La principale zone des impulsions successives de poussières se maintenant sur le côté est de l'onde d'est de périodicité 3-5 jours. Il est également en accord avec celui de Diedhiou (1998) qui a montré que les ondes d'est africaines sont présentes en Afrique de l'ouest durant toute l'année.

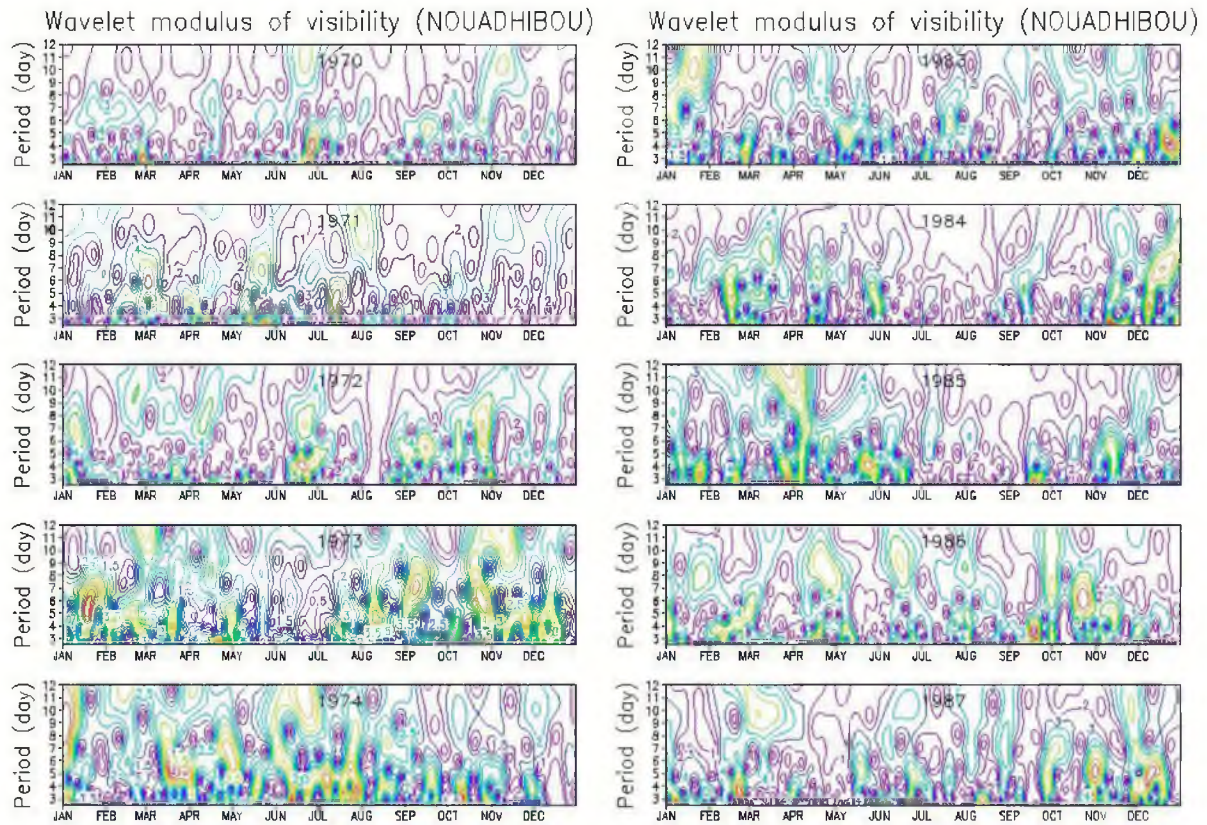


Figure 6.1: Module de la transformée en ondelette de Morlet de la visibilité à 700 hPa à Nouadhibou ($17,02^{\circ}\text{W}$; $20,56^{\circ}\text{N}$). A gauche, la période 1970-1974 ; à droite, la période 1983-1987.

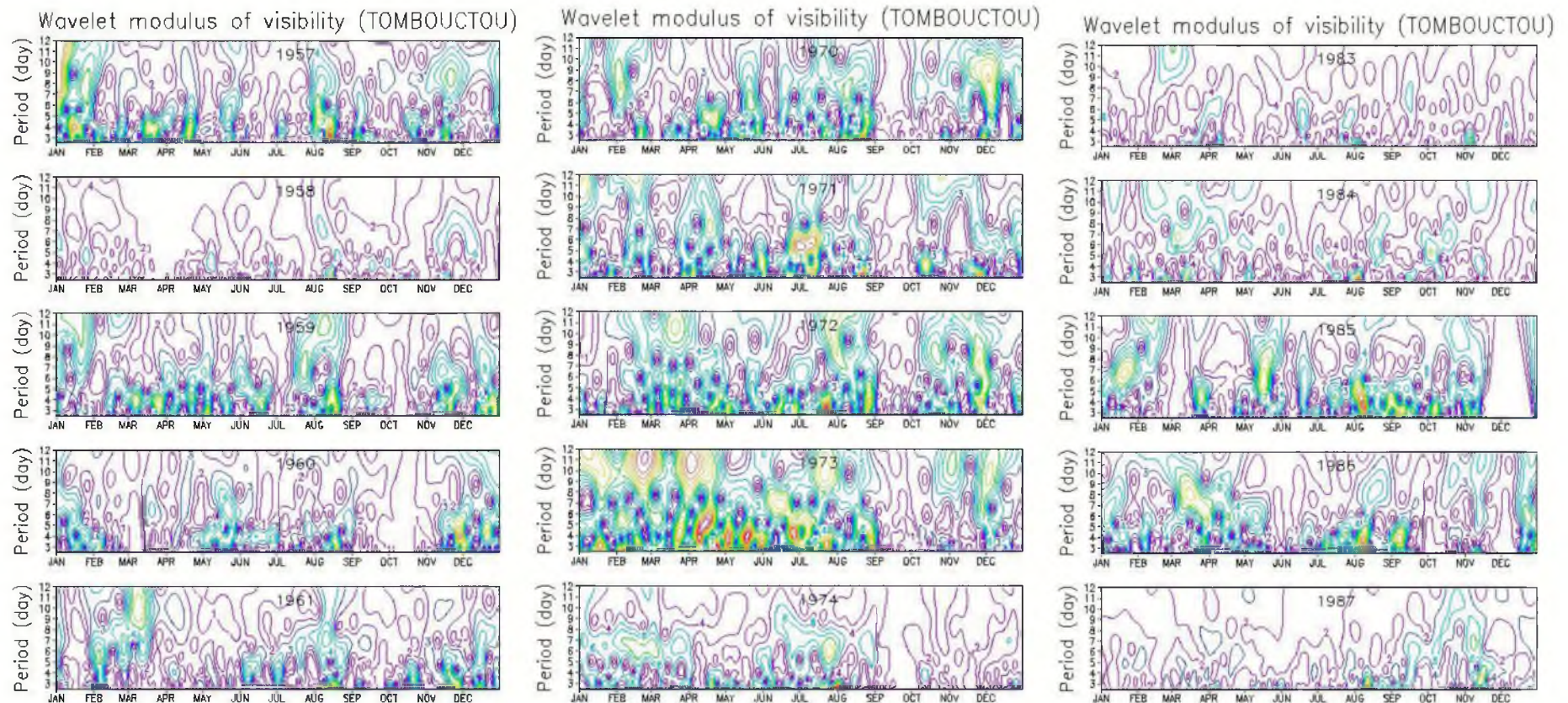


Figure 6.2: Module de la transformée en ondelette de Morlet de la visibilité à 700 hPa à Tombouctou (3°W ; $16,46^{\circ}\text{N}$). A gauche, la période 1957-1961 ; au milieu, la période 1970-1974 ; à droite, la période 1983-1987.

4.3.2 Transformée en ondelette de Morlet du vent méridien à 700 hPa

Les figures 6.3 et 6.4 présentent le module de la transformée en ondelette de la composante méridienne du vent respectivement à Nouadhibou ($17,02^{\circ}\text{W}$; $20,56^{\circ}\text{N}$) et à Tombouctou (3°W ; $16,46^{\circ}\text{N}$). Les diagrammes (temps-échelle) du module de la transformée en ondelette du vent méridien sont similaires à ceux obtenus avec celle de la visibilité horizontale avec des fluctuations du vent méridien entre 6 et 9 jours et entre 3 et 5 jours. Cependant, si tout au long de la saison des ondes nous avons des fluctuations entre 3 et 5 jours, il semble ici que les fluctuations entre 6 et 9 jours sont assez sporadiques.

De plus, il apparaît que les ondes sont présentes presque toute l'année tout comme dans le cas de celles obtenues avec l'analyse en ondelette de la visibilité horizontale. En effet, en plus de la saison des ondes, nous avons une activité ondulatoire plus ou moins intense entre les mois de janvier et avril et en novembre-décembre suivant les années.

En résumé, les études précédentes ont montré que les ondes 3-5 jours et 6-9 jours pouvaient être détectées à partir du vent méridien. Nous venons de voir que l'analyse en ondelette de la visibilité horizontale montre essentiellement deux régimes intéressants : un premier est situé entre 3 et 5 jours et le deuxième à plus basse fréquence entre 6 et 9 jours.

Après la mise en évidence de ces périodicités, nous allons les isoler afin d'analyser l'influence de chacune de ces deux bandes de fréquence sur les réductions de la visibilité horizontale.

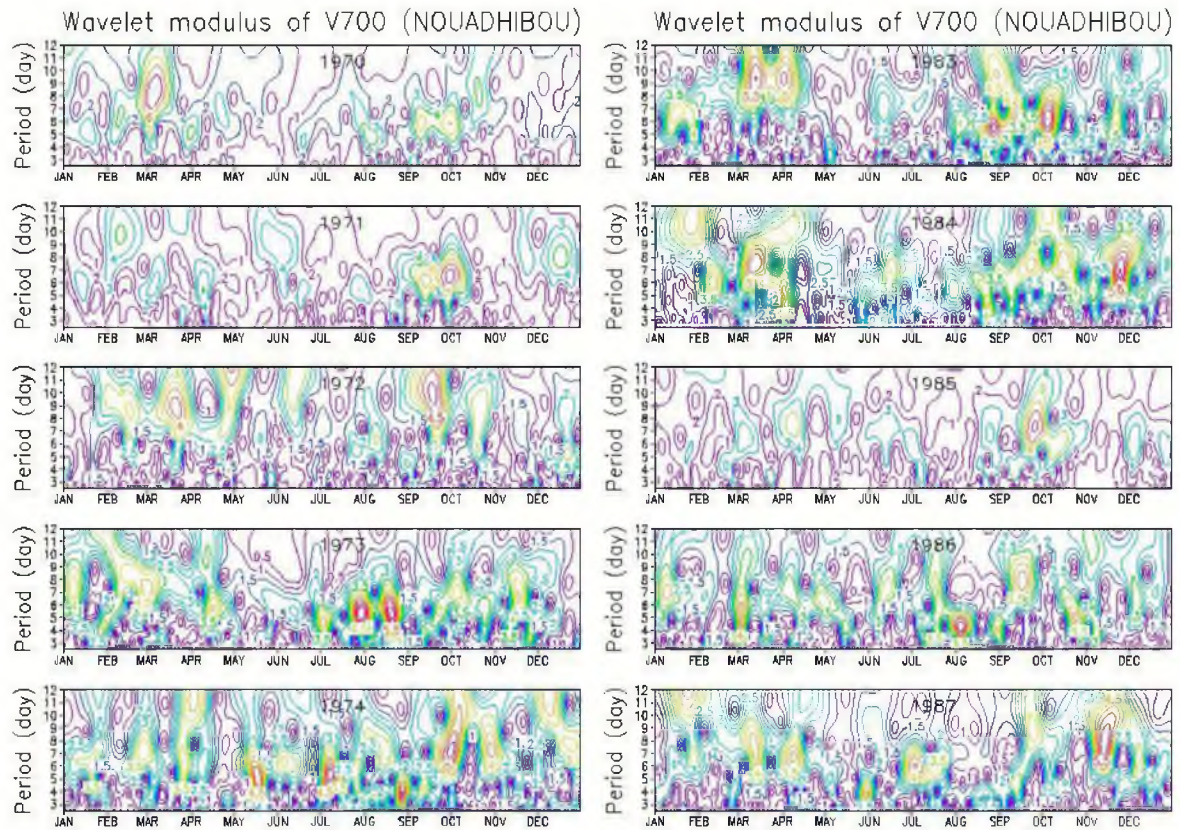


Figure 6.3: Module de la transformée en ondelette de Morlet du vent méridien à 700 hPa à Nouadhibou ($17,02^{\circ}\text{W}$; $20,56^{\circ}\text{N}$). A gauche, la période 1970-1974 ; à droite, la période 1983-1987.

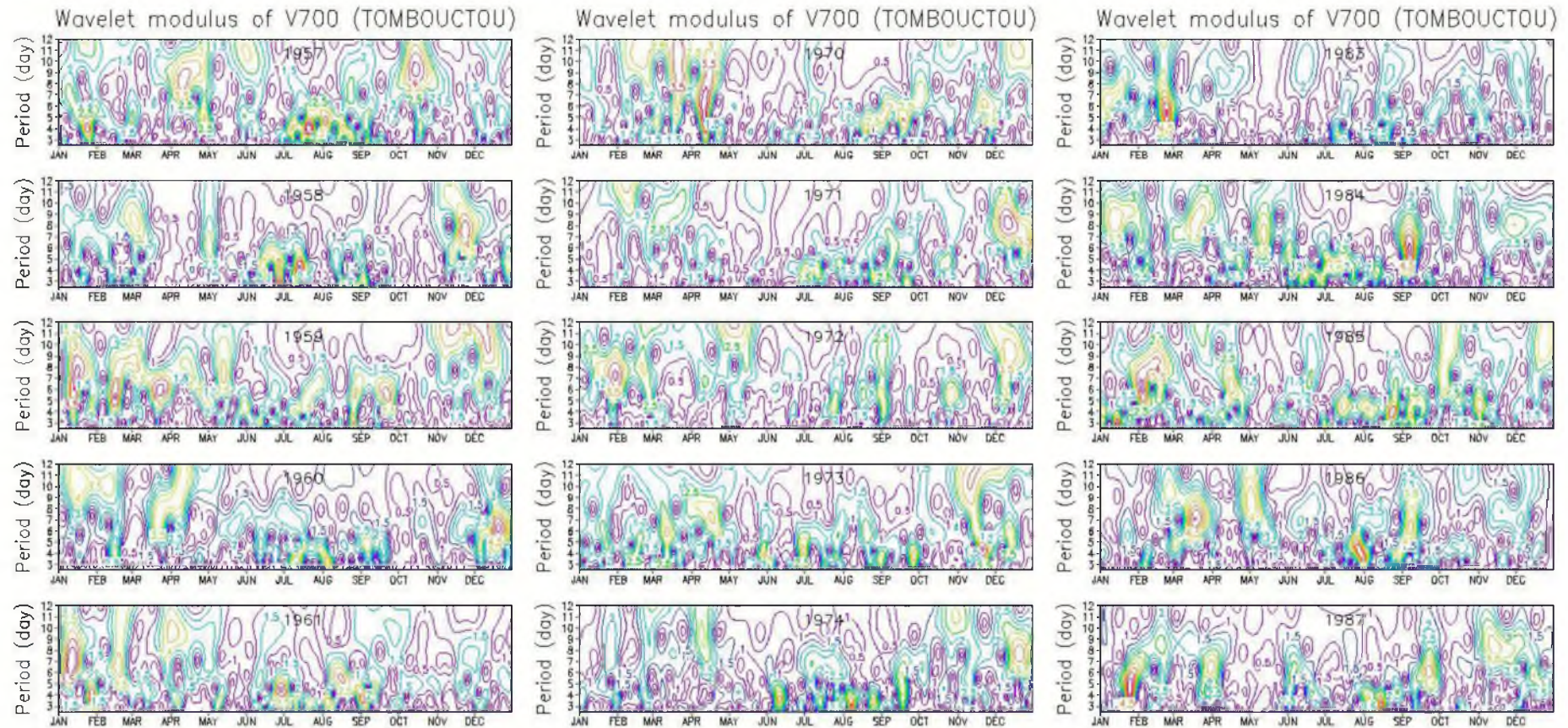


Figure 6.4: Module de la transformée en ondelette de Morlet du vent méridien à 700 hPa à Tombouctou (3°W ; $16,46^{\circ}\text{N}$). A gauche, la période 1957-1961 ; au milieu, la période 1970-1974 ; à droite, la période 1983-1987.

6.4 Evolution annuelle de la visibilité horizontale et des ondes d'est africaines

Dans un premier temps, nous comparons l'évolution annuelle de la visibilité horizontale et celle du module de l'onde moyenne obtenue à partir de l'analyse en ondelette de la visibilité horizontale. En effet, pour voir comment la visibilité horizontale est perturbée les jours où nous avons un mode entre 3 et 5 jours et/ou un mode entre 6 et 9 jours, nous avons retenu à partir de l'analyse en ondelette pour toutes les dates, les ondes 3-5 jours ou 6-9 jours. Ensuite nous faisons les moyennes respectives du module de ces ondes associées à ces dates. Cela nous permet d'estimer les amplitudes des ondes au cours du temps. L'évolution de la visibilité horizontale est comparée à celles du module des ondes moyennes obtenues.

Les figures 6.5 et 6.6 montrent l'évolution annuelle de la visibilité horizontale (en noir) respectivement à Nouadhibou et à Tombouctou à laquelle nous avons superposé la moyenne des ondes de période comprise entre 3 et 5 jours (en jaune) et celle des ondes de période 6-9 jours (en rouge). Ces figures confirment le fait que ces ondes sont présentes toute l'année avec une activité ondulatoire plus ou moins marquée. Les ondes 3-5 jours sont plus actives avec des oscillations régulières et d'amplitudes généralement plus élevées. Les ondes 6-9 jours sont aussi actives avec des oscillations moins régulières et d'amplitudes plus petites. On remarque également que lorsque l'amplitude de l'onde moyenne obtenue augmente traduisant une forte occurrence des ondes 3-5 jours ou entre 6 et 9 jours, nous avons une forte réduction de la visibilité horizontale. Et, lorsqu'il y a une faible fluctuation de l'amplitude des ondes d'est, la visibilité horizontale varie peu. La variabilité de la visibilité horizontale est plus importante lorsque nous avons une forte activité des ondes de période entre 3 et 5 jours par rapport à celle des ondes 6-9 jours. Nous avons donc une sorte d'opposition entre l'évolution de l'activité des ondes et celle de la visibilité horizontale. Cependant pour pouvoir déduire que cette réduction de la visibilité horizontale est le fait de l'activité ondulatoire des ondes d'est, nous avons jugé utile de faire d'autres analyses complémentaires. Ces analyses sont l'objet de la suite de ce chapitre.

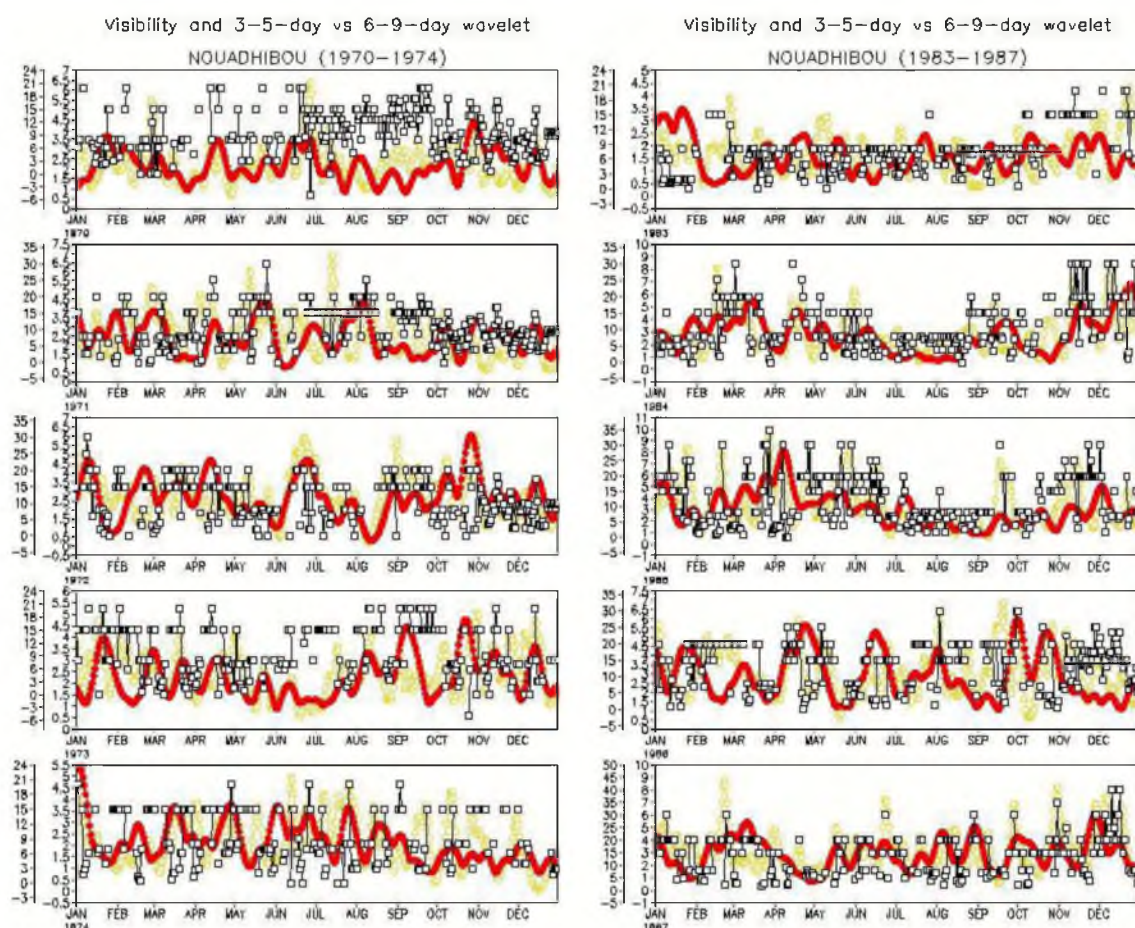


Figure 6.5: Evolution annuelle de la visibilité (en noir), de l'onde moyenne 3-5 jours (en jaune) et de l'onde moyenne 6-9 jours (en rouge) à Nouadhibou (17,02°W; 20,56°N). A gauche, la période 1970-1974 ; à droite, la période 1983-1987.

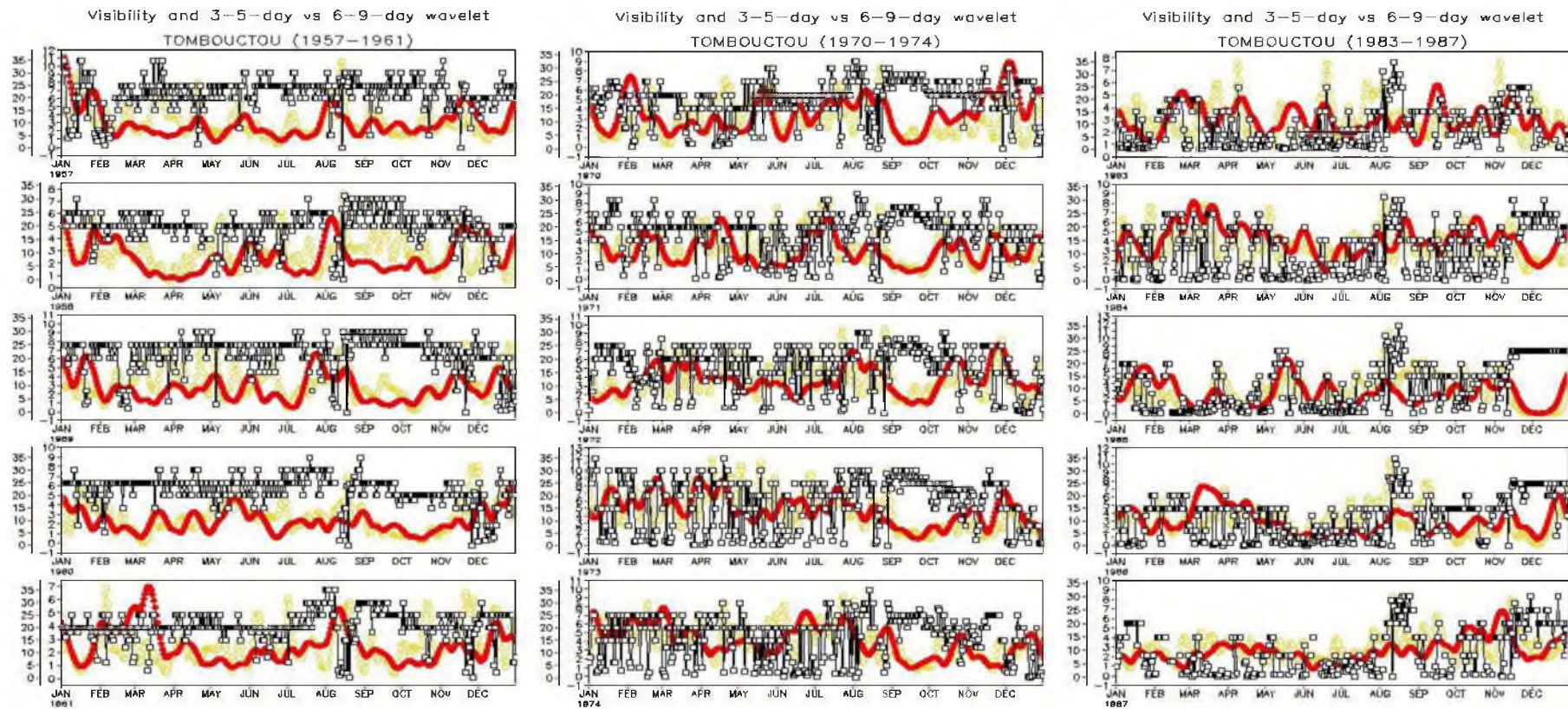


Figure 6.6: Evolution annuelle de la visibilité (en noir), de l'onde moyenne 3-5 jours (en jaune) et de l'onde moyenne 6-9 jours (en rouge) à Tombouctou (3°W ; $16,46^{\circ}\text{N}$). A gauche, la période 1957-1961 ; au milieu, la période 1970-1974 ; à droite, la période 1983-1987.

6.5 Réduction de la visibilité horizontale et ondes d'est africaines

Pour voir comment la visibilité horizontale est perturbée les jours où nous avons un régime entre 3 et 5 jours ou un régime entre 6 et 9 jours, nous avons retenu :

- à partir de l'analyse en ondelette de la visibilité horizontale, la moyenne du module des ondes 3-5 jours ou 6-9 jours.
- A partir de l'analyse en ondelette de la composante du vent méridien, la moyenne du module du vent filtré entre 3 et 5 jours et entre 6 et 9 jours.

Ensuite nous comparons l'évolution de la visibilité horizontale à celles du module de ces ondes moyennes obtenues.

6.5.1 Evolution de la visibilité horizontale et des ondes 3-5 jours

Les figures 6.7 et 6.8 illustrent l'évolution annuelle de la visibilité horizontale (en noir) respectivement à Nouadhibou et à Tombouctou à laquelle nous avons superposé la moyenne des ondes de période comprise entre 3 et 5 jours obtenues respectivement à partir de la visibilité horizontale (en rouge) et du vent méridien filtré (en jaune). L'activité ondulatoire des ondes de périodicité comprise entre 3 et 5 jours obtenues à partir de l'analyse en ondelette de la visibilité horizontale est en général similaire à celle des ondes 3-5 jours obtenues à partir de la composante méridienne du vent filtré. Cela confirme le résultat de l'analyse en ondelette à savoir que les ondes d'est africaines peuvent être mises en évidence à partir de la transformée de la visibilité horizontale.

Ces figures confirment également l'opposition de phase que nous avons soulignée plus haut entre l'évolution du module des ondes et celle de la visibilité. De plus, les plus fortes réductions de la visibilité horizontale sont obtenues lorsque l'amplitude des ondes atteint un maximum. En effet, lorsque l'amplitude de l'onde moyenne est élevée, la visibilité horizontale est fortement réduite synonyme d'une forte charge en poussières désertiques. Par contre, lorsque nous avons une faible fluctuation de l'amplitude de l'onde, nous avons une faible variation de la visibilité. C'est-à-dire que si la visibilité est importante, elle diminue peu et si elle est faible, elle augmente peu.

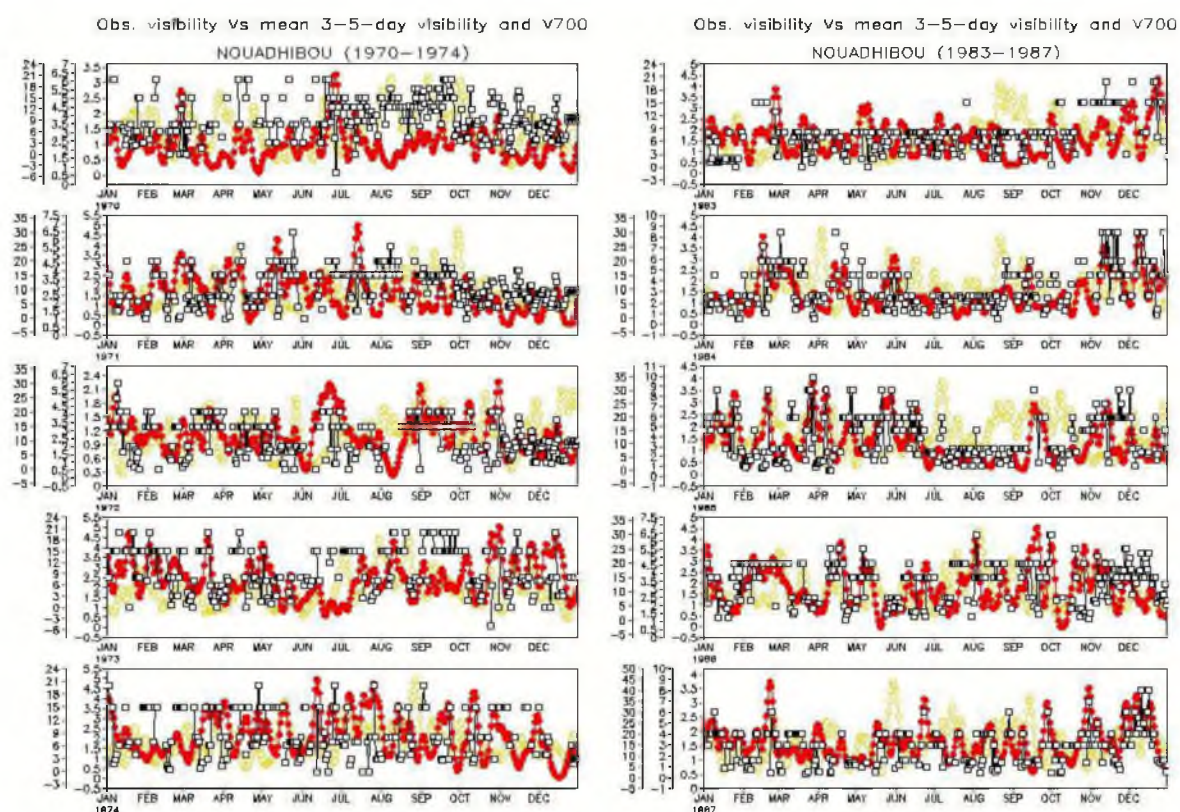


Figure 6.7 : Evolution de la visibilité (en noir) et des ondes 3-5 jours de la visibilité (en rouge) et du vent filtré (en jaune) à Nouadhibou (17,02°W; 20,56°N). A gauche, la période 1970-1974 ; à droite, la période 1983-1987.

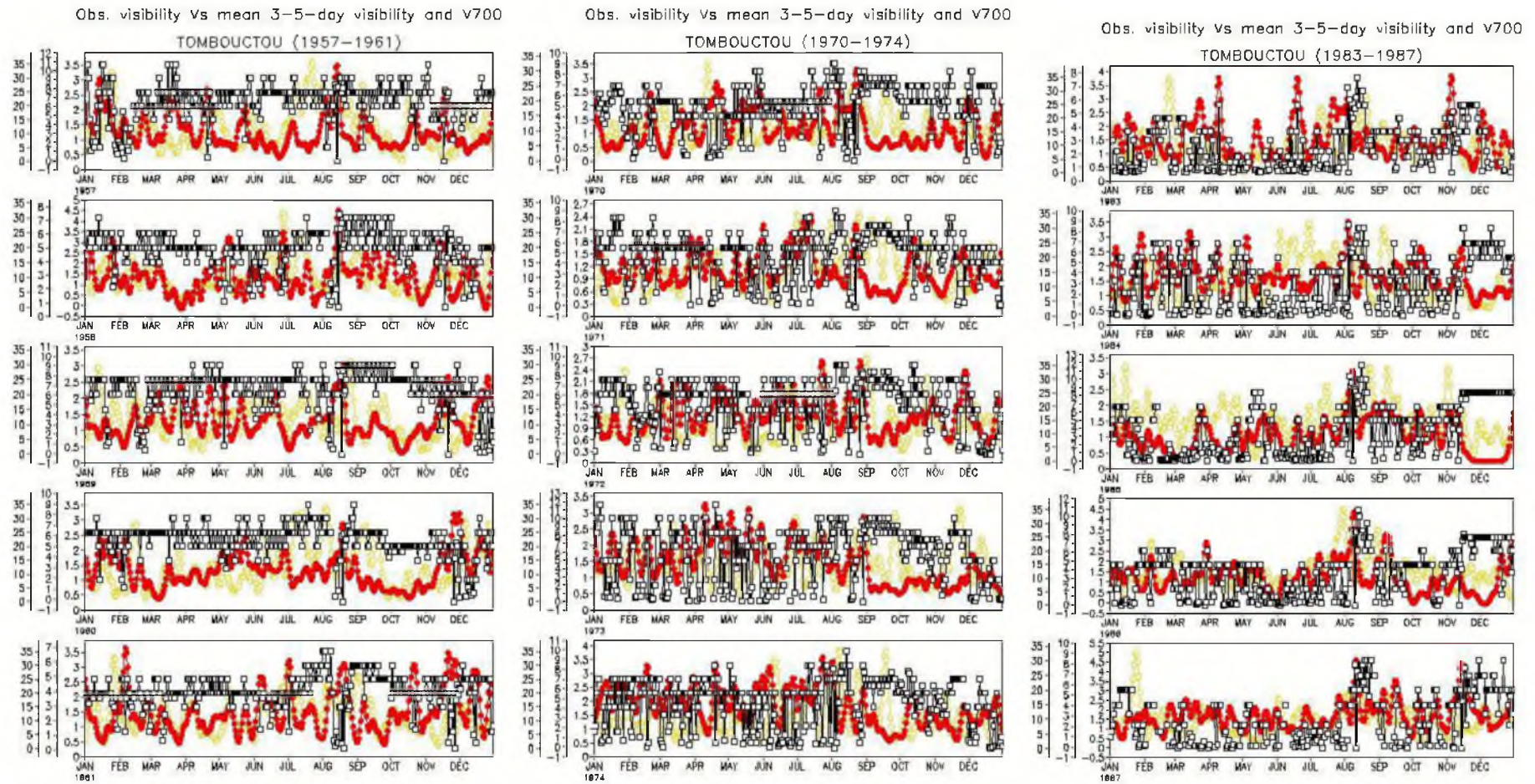


Figure 6.8 : Evolution de la visibilité (en noir) et des ondes 3-5 jours de la visibilité (en rouge) et du vent filtré (en jaune) à Tombouctou (3°W ; $16,46^{\circ}\text{N}$). A gauche, la période 1957-1961 ; au milieu, la période 1970-1974 ; à droite, la période 1983-1987.

6.5.2 Evolution de la visibilité horizontale et des ondes 6-9 jours

Les figures 6.9 et 6.10 présentent l'évolution annuelle de la visibilité horizontale (en noir) respectivement à Nouadhibou et à Tombouctou à laquelle nous avons superposé la moyenne des ondes de période comprise entre 6 et 9 jours obtenues respectivement à partir de la visibilité horizontale (en rouge) et du vent méridien filtré (en jaune). Ici également l'activité ondulatoire des ondes obtenues à partir de la visibilité horizontale est plus ou moins similaire à celle des ondes obtenues à partir du vent méridien filtré. On retrouve les mêmes observations que dans le cas des ondes 3-5 à savoir: l'opposition de phase entre l'évolution du module des ondes et celle de la visibilité, les plus fortes réductions de la visibilité horizontale sont obtenues lorsque l'amplitude des ondes atteint un maximum et lorsque l'activité ondulatoire des ondes varie peu, nous avons une faible variation de la visibilité.

En résumé, les évolutions comparées de la visibilité horizontale et des ondes d'est mettent en évidence l'existence d'une corrélation inverse entre l'évolution du module des ondes et celle de la visibilité les jours où nous avons une forte activité des ondes. Cette corrélation négative entre les deux paramètres, se traduit par le fait que les plus fortes réductions de la visibilité horizontale sont obtenues lorsque l'amplitude des ondes atteint un pic. Par contre, lorsque l'activité ondulatoire des ondes varie peu, nous avons une faible variation de la visibilité. Cependant, nous ne pouvons pas de façon concluante déduire l'existence d'une relation directe de causalité entre l'activité des ondes et les fortes réductions de la visibilité. Même si, ces observations suggèrent la possibilité d'une interaction entre activité des ondes d'est et la réduction de la visibilité horizontale et donc des poussières désertiques.

Pour pouvoir mettre en évidence l'implication des ondes d'est dans la variabilité de la visibilité horizontale et inversement, nous nous sommes intéressés non seulement au vent méridien brut et filtré entre 3-5 jours puis 6-9 jours mais aussi à la variance.

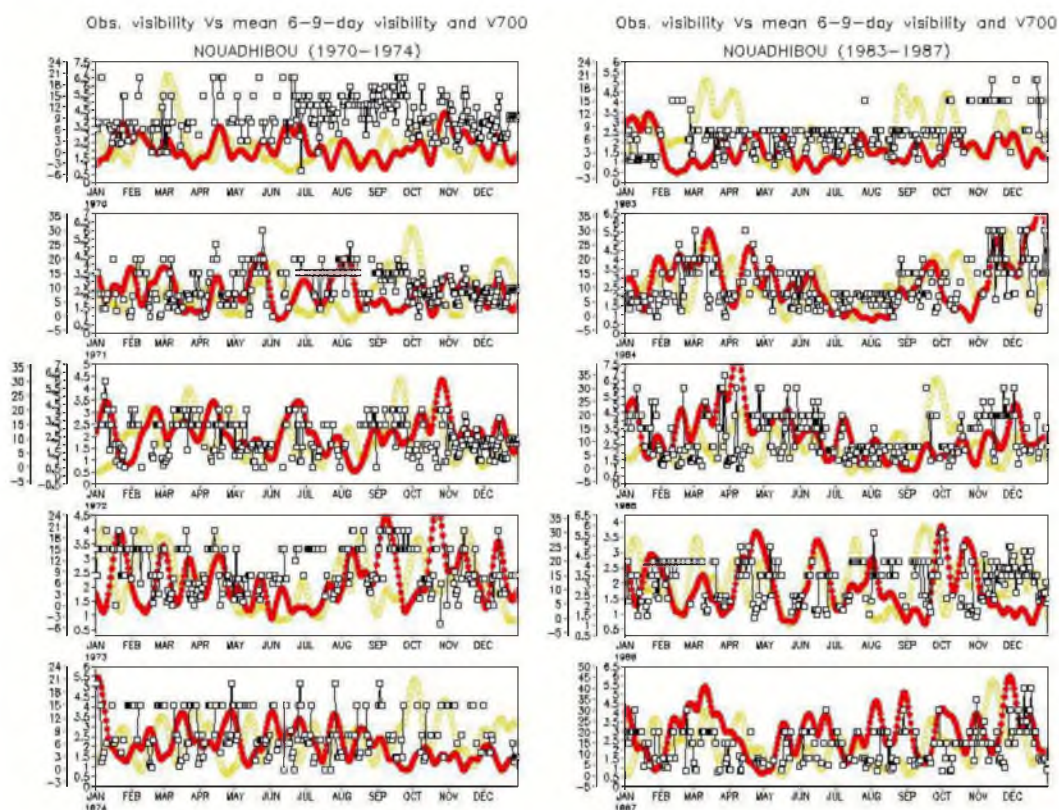


Figure 6.9 : Evolution de la visibilité (en noir) et des ondes 6-9 jours de la visibilité (en rouge) et du vent filtré (en jaune) à Nouadhibou (17,02°W; 20,56°N). A gauche, la période 1970-1974 ; à droite, la période 1983-1987.

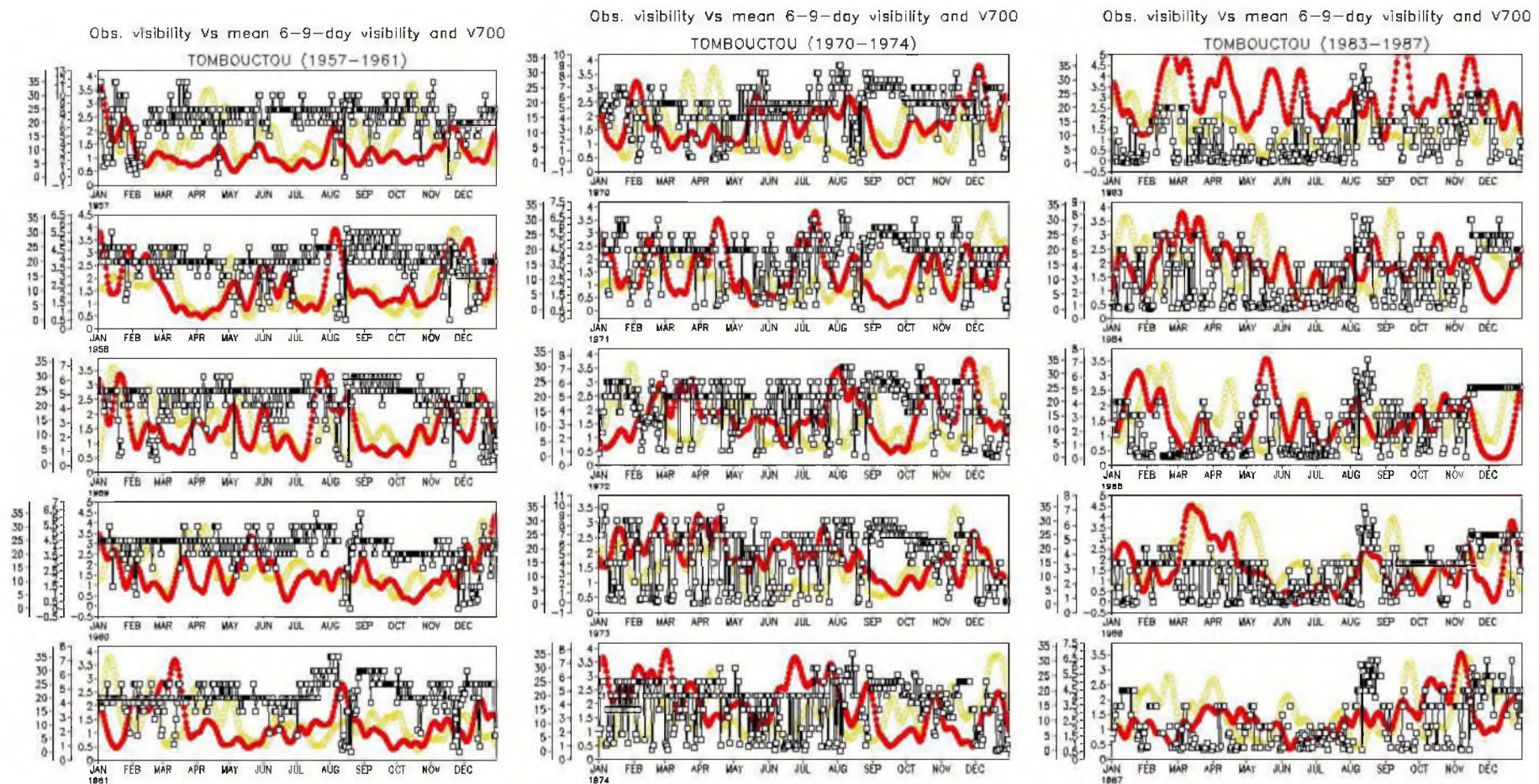


Figure 6.10 : Evolution de la visibilité (en noir) et des ondes 6-9 jours de la visibilité (en rouge) et du vent filtré (en jaune) à Tombouctou (3°W ; $16,46^{\circ}\text{N}$). A gauche, la période 1957-1961 ; au milieu, la période 1970-1974 ; à droite, la période 1983-1987.

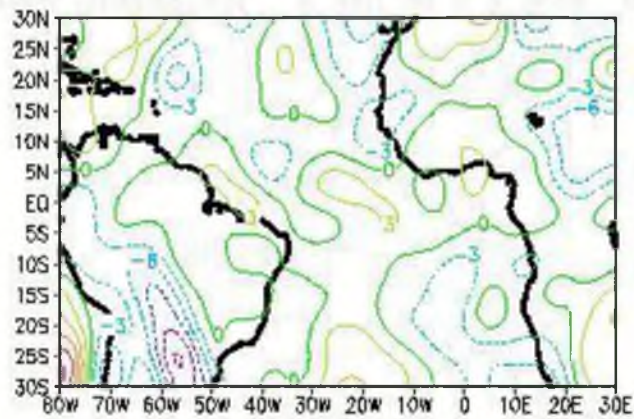
6.6 Evolution de la visibilité, du vent méridien brut et filtré à 700 hPa et de la variance

6.6.1 Suivi synoptique des anomalies cycloniques : Exemple du 30 juillet 1985

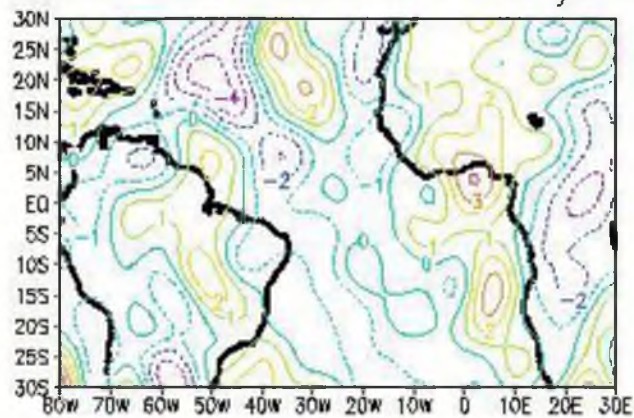
L'approche la plus classique de l'observation des ondes d'est est peut-être celle qui, dans la lignée des travaux de Carlson (1969a,b), consiste en la détection et au suivi synoptique des anomalies cycloniques et anticycloniques. L'objectif est souvent de constituer des statistiques sur les trajectoires des vortex (localisation, occurrence et variabilité), et parfois de recouper ces informations avec un diagnostic des systèmes précipitants sur le continent, ou des cyclones sur l'océan Atlantique. A titre d'exemple, le principe de cette méthode est illustré sur la figure 6.11 présentant la circulation du vent méridien brut et filtré entre 3 et 5 jours le 30 juillet 1985 ainsi que leur évolution à Tombouctou (3°W ; $16,46^{\circ}\text{N}$) pour la même année. Le filtrage du signal entre 3 et 5 jours permet d'obtenir des champs relativement lisses et facilite la lecture des cartes. Il est justifié par le fait que les ondes d'est constituent un pic spectral d'activité marqué dans le signal dynamique de la région à cette période de l'année (Burpee, 1972).

On retrouve bien la structure des ondes d'est telle qu'elle est observée (Reed et al, 1977), avec une cellule cyclonique suivie d'une cellule anticyclonique plus visible avec le vent filtré (au milieu) d'Est en Ouest notamment sur l'Atlantique entre 15°N et 30°N . Les courbes du bas montrent l'évolution du vent méridien brut (en noir) et filtré entre 3 et 5 jours (en vert) au cours de l'année 1985 à Tombouctou. On voit bien que l'évolution du vent filtré est beaucoup plus régulière au cours de l'année par rapport à celle du vent méridien brut.

vent meridien 700hPa 30 Jul 1985



V700 filtre entre 3 et 5 jours



Tombouctou: V700 brut et filtre (3-5jrs)

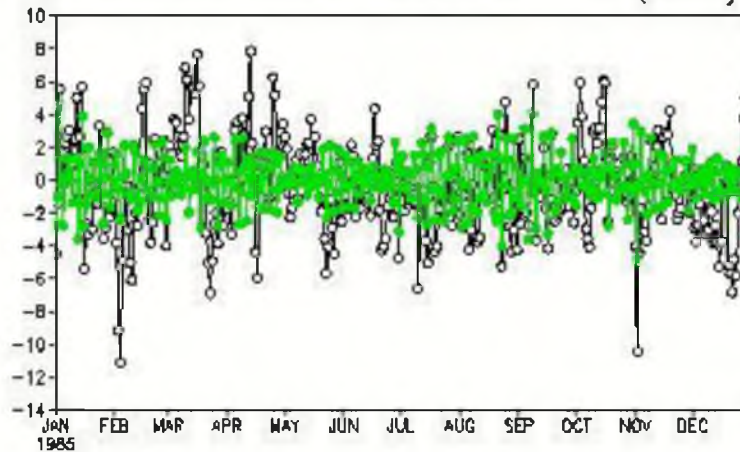


Figure 6.11 : Carte de circulation du vent méridien (m/s) à 700 hPa (en haut : vent brut) ; au milieu : (vent filtré entre 3 et 5 jours) le 30 juillet 1985. Evolution du vent brut (noir) et filtré (vert) entre 3 et 5 jours en 1985 (en bas).

6.6.2 Evolution du vent méridien brut et filtré à 700 hPa et de la visibilité

La figure 6.12 montre l'évolution entre janvier et décembre 1985 de la visibilité horizontale (en vert) et respectivement le vent méridien brut (en haut), le vent méridien filtré entre 3 et 5 jours (au milieu) puis entre 6 et 9 jours (en bas) à Tombouctou.

Les ondes 3-5 jours sont très actives avec des oscillations régulières toute l'année. Les amplitudes les plus élevées, supérieures à 2 m/s sont obtenues en juillet, août et septembre c'est-à-dire durant la saison des ondes. On a également quelques amplitudes supérieures à 2 m/s en début novembre. Pendant la période allant de janvier à mi-avril, nous avons des amplitudes élevées mais inférieures à 2 m/s. Les ondes 6-9 jours sont également actives toute l'année avec des oscillations moins régulières que celles des ondes 3-5 jours. Les amplitudes les plus élevées, supérieures à 4 m/s sont enregistrées entre mi-janvier et fin février, mi-avril et fin septembre.

L'évolution du vent méridien brut à 700 hPa et de la visibilité horizontale (figure du haut) peut être subdivisée en trois parties : De mi-novembre à mi-février, on a une diminution concomitante des deux paramètres. De mi-février à fin septembre, lorsque le vent méridien brut augmente, la visibilité diminue et inversement. En fin, d'octobre à mi-novembre, les deux paramètres augmentent simultanément jusqu'à mi-octobre. Ensuite, le vent méridien brut diminue et la visibilité continue d'augmenter jusqu'à début novembre. Et enfin, les deux paramètres augmentent simultanément jusqu'à mi-novembre. De plus, l'évolution du vent méridien brut à 700 hPa et de la visibilité horizontale montre que entre mi-février et fin septembre, lorsque le vent méridien est fort, la visibilité horizontale est faible et inversement. Par ailleurs, une faible visibilité est synonyme d'une forte charge atmosphérique en poussières minérales. Cette corrélation négative entre le vent méridien brut et la visibilité horizontale peut s'expliquer par le fait que, pour initier le déclenchement des poussières, l'atmosphère doit pouvoir fournir aux particules de la quantité de mouvement. Ce transfert est fait par l'intermédiaire des phénomènes de turbulence qui sont générés dans les flux du vent soufflant à la surface du sol.

L'évolution de la visibilité horizontale et du vent méridien filtré entre 3-5 jours puis 6-9 jours montre que les ondes d'est africaines sont bien intermittentes. Cette évolution peut être subdivisée en trois parties selon la relation entre les deux paramètres. De décembre à mi-juillet, lorsque l'amplitude des ondes augmente jusqu'à atteindre un maximum, la visibilité horizontale diminue jusqu'à atteindre un minimum synonyme d'une charge maximale atmosphérique en poussières désertiques. A partir de ce moment, la visibilité horizontale

augmente et l'amplitude des ondes s'atténue jusqu'à atteindre un minimum et le phénomène recommence. Nous avons donc l'existence d'une sorte d'action et de rétroaction entre l'activité des ondes d'est africaines et les poussières désertiques. En effet, l'amplification des ondes d'est entraîne une réduction de la visibilité horizontale du fait de l'augmentation de la charge atmosphérique en poussières. En retour, lorsque la charge atmosphérique en poussières désertiques atteint un niveau suffisant, ces poussières à leur tour inhibent l'activité des ondes d'est entraînant une diminution de leur amplitude jusqu'à un minimum.

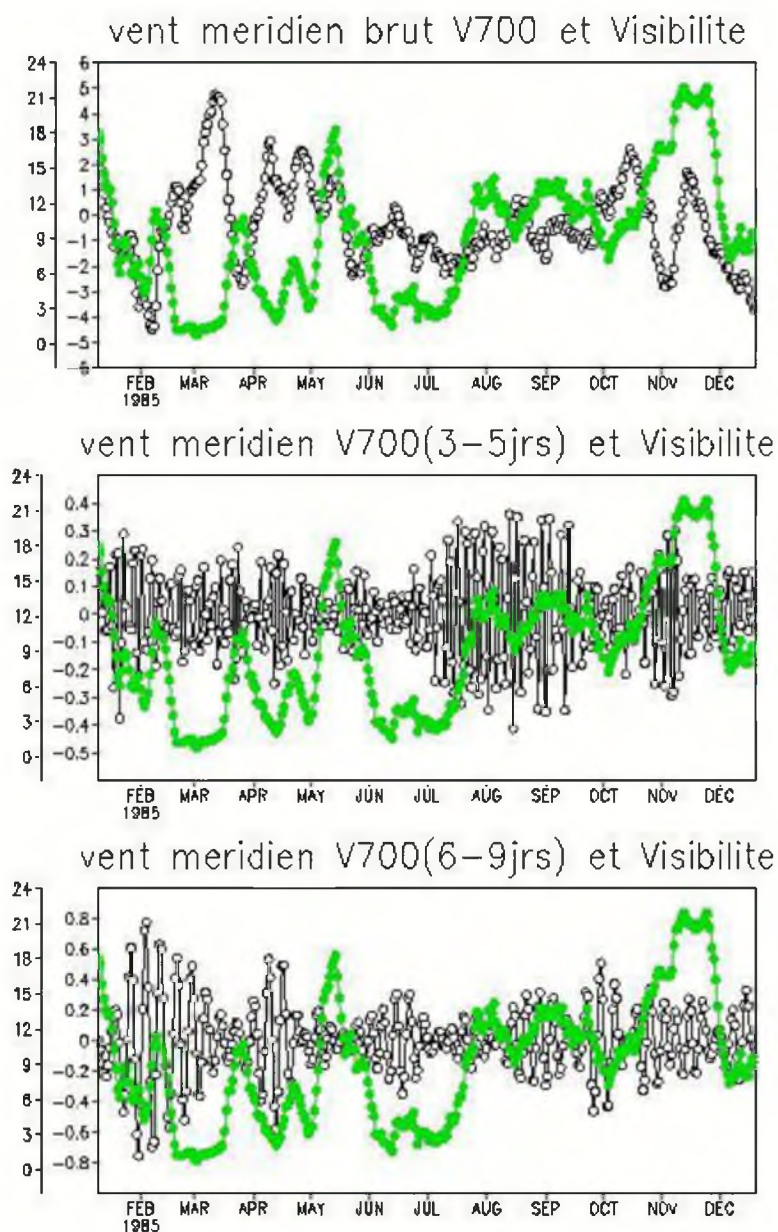


Figure 6.12 : Evolution annuelle de la visibilité (en vert) et du vent méridien (en noir). Vent brut (en haut), filtré entre 3 et 5 jours (au milieu) et filtré entre 6 et 9 jours (en bas).

De mi-juillet à fin septembre, la visibilité horizontale varie peu malgré la forte activité ondulatoire des ondes d'est notamment les ondes 3-5 jours. Cependant la baisse de la visibilité que nous observons en mi-août et fin septembre suggère une interaction semblable à celle de la période précédente entre les deux paramètres. En effet, les visibilités peuvent avoir la faiblesse de ne pas être représentatives de la situation réelle pendant cette période qui correspond à la saison de mousson, où les aérosols de poussières sont importants (flux d'Harmattan) mais plutôt transportés en altitude par le flux de mousson plus dense.

En fin, la troisième partie est la période octobre-novembre, où les deux paramètres semblent évoluer indépendamment l'un de l'autre.

En résumé, l'évolution du vent méridien filtré entre 3-5 jour puis entre 6-9 jours à 700 hPa à Tombouctou a mis en évidence le caractère intermittent des ondes d'est africaines. Par ailleurs, l'évolution comparée de la visibilité horizontale, du vent méridien brut à 700 hPa et du vent méridien filtré entre 3-5 jours puis entre 6-9 jours à 700 hPa a permis de montrer que les faibles visibilités étaient non seulement associées aux vents forts mais surtout à l'augmentation de l'amplitude des ondes d'est. En revanche, une forte charge atmosphérique en poussière désertique avait pour conséquence une inhibition de l'activité des ondes à travers une diminution de leur amplitude. Ce résultat est en accord avec celui de Engelstaedter et Washington (2007) qui suggère que ce ne sont pas les vents forts de grande échelle qui permettent de soulever les aérosols de poussières mais les rafales de petite échelle liées aux processus locaux mettant en jeu l'érosion éolienne, hydrique et les actions thermiques. Quant à l'inhibition de l'activité des ondes par les poussières, elle a également été mise en évidence par les travaux de Jury et Santiago (2010) qui suggèrent qu'une forte charge en poussières réduisait les chances de développement des ondes d'est africaines au-dessus de l'Atlantique tropical.

6.6.3 Evolution de la visibilité horizontale et de la variance du vent méridien filtré

Ici, nous nous intéressons à la variance qui quantifie l'intensité des fluctuations autour de la moyenne du vent filtré. Elle devrait nous permettre de confirmer l'interaction entre les poussières désertiques et les ondes d'est africaines mise en évidence dans la section précédente. La figure 6.13 présente l'évolution annuelle de la visibilité horizontale (en vert) et de la variance du vent filtré (en noir) entre 3 et 5 jours (en haut) et entre 6 et 9 jours (en bas). Ces courbes confirment le fait que les ondes 3-5 jours soient très actives avec des oscillations régulières durant toute l'année et d'amplitude élevée notamment pendant la saison des ondes.

Quant aux ondes 6-9 jours, elles sont présentes toute l'année avec des oscillations moins régulières que les ondes 3-5 jours. Elles sont très actives entre mi-janvier et mi-février, en mi-avril et début octobre. L'évolution comparée de la visibilité horizontale et de la variance du vent filtré à 700 hPa entre 3-5 jours puis 6-9 jours montre également que lorsque la variance augmente, la visibilité horizontale diminue et inversement. Cela corrobore l'interaction entre les ondes d'est et les poussières désertiques que nous avons observée entre la visibilité horizontale et le vent filtré à 700 hPa entre 3-5 jours puis entre 6-9 jours.

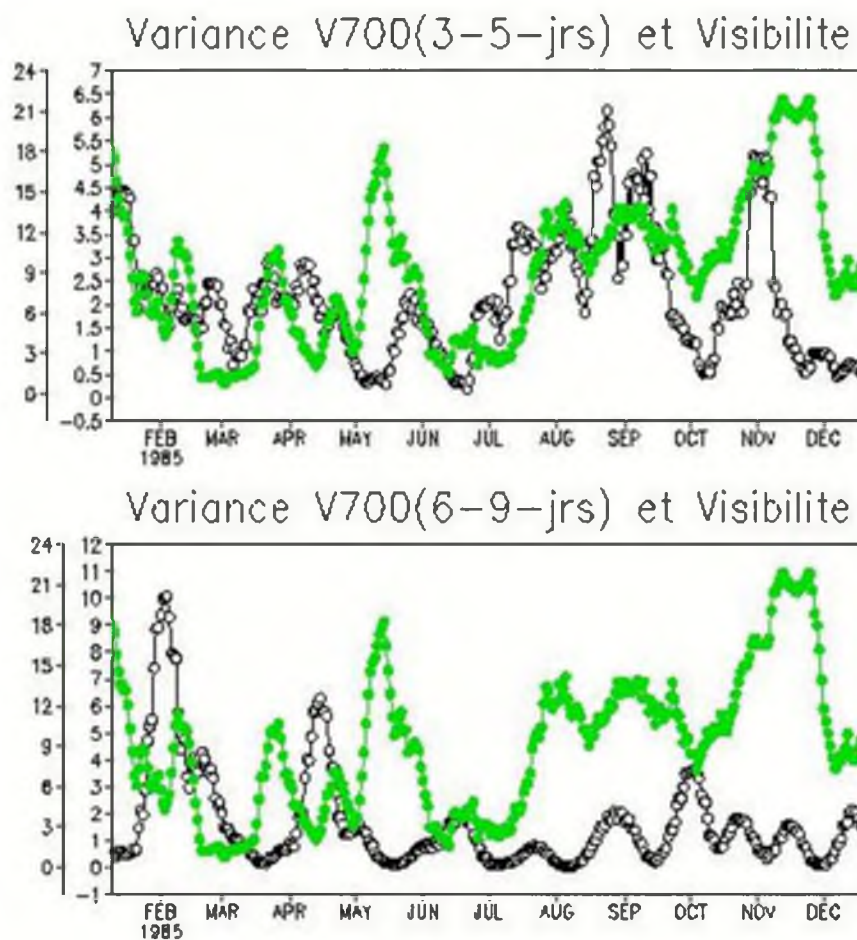


Figure 6.13 : Evolution annuelle de la visibilité (en vert) et de la variance du vent méridien filtré entre 3 et 5 jours (en haut) puis entre 6 et 9 jours (en bas).

6.6.4 Evolution interannuelle de la visibilité et de la variance saisonnière du vent méridien filtré

L'activité des ondes d'est africaines et les émissions de poussières sont des phénomènes saisonniers dont les périodes de fortes activités ne coïncident pas. En effet, les ondes d'est sont actives durant les mois d'été et les poussières minérales sont plus présentes durant les mois d'hiver même s'il est maintenant prouvé que les émissions des poussières durant les mois d'été sont aussi importantes. Afin de tenir compte de ce caractère saisonnier des ondes d'est, nous comparons l'évolution de la variance saisonnière moyenne sur la bande de latitude 10°N-20°N et de longitude 17°W-0°W à celle de la visibilité moyenne annuelle. De plus, nous considérons les périodes 1970-1974 et 1983-1987 où on a observé une réduction des visibilités horizontales du fait des poussières minérales. Les figures 6.14 et 6.15 illustrent respectivement l'évolution de la variance saisonnière moyenne du vent méridien filtré entre 3 et 5 jours (en vert) et de la visibilité annuelle moyenne (en noir) et celle de la variance saisonnière moyenne du vent filtré entre 6 et 9 jours (en vert) et de la visibilité moyenne annuelle (en noir).

La figure 6.14 montre d'une part que les ondes d'est de périodicité comprise entre 3 et 5 jours sont, très actives en toute saison à l'exception des mois d'octobre, novembre et décembre (OND) bien que cette activité varie avec l'année. D'autre part, elle confirme le fait que les mois de juillet, août et septembre correspondent à la saison des ondes. Nous avons aussi une forte activité de ces ondes en début d'année (JFM) comme le suggérait le vent filtré entre 3 et 5 jours. Elle montre également que les visibilités horizontales les plus faibles sont obtenues durant les années où la variance est importante si non maximale comme c'est le cas en 1985. En fin, l'évolution des deux paramètres confirme la corrélation inverse dont nous avons parlé entre l'activité des ondes et la visibilité horizontale.

La figure 6.15 illustrant l'évolution de la visibilité moyenne annuelle et de la variance du vent filtré entre 6 et 9 jours montre ces ondes sont également présentes en toute saison bien qu'elles soient plus actives en JFM et en AMJ. De plus, au cours de la période 1983-1987, si sur les trois premières saisons les deux paramètres semblent évoluer de façon similaire, en OND ils évoluent en sens contraire l'un de l'autre.

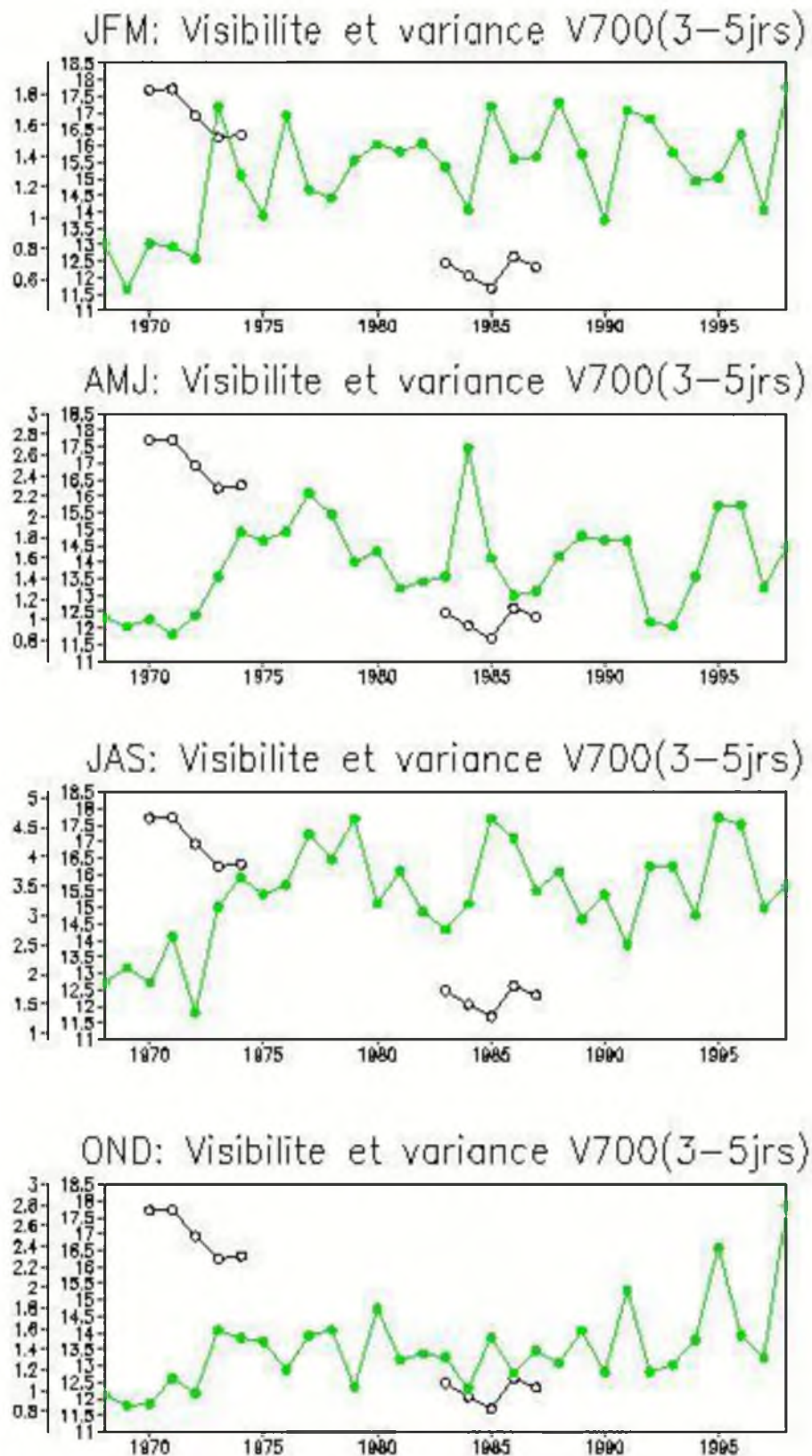


Figure 6.14: Evolution de la variance saisonnière du vent filtré entre 3 et 5 jours (en vert) et de la visibilité moyenne annuelle (en noir).

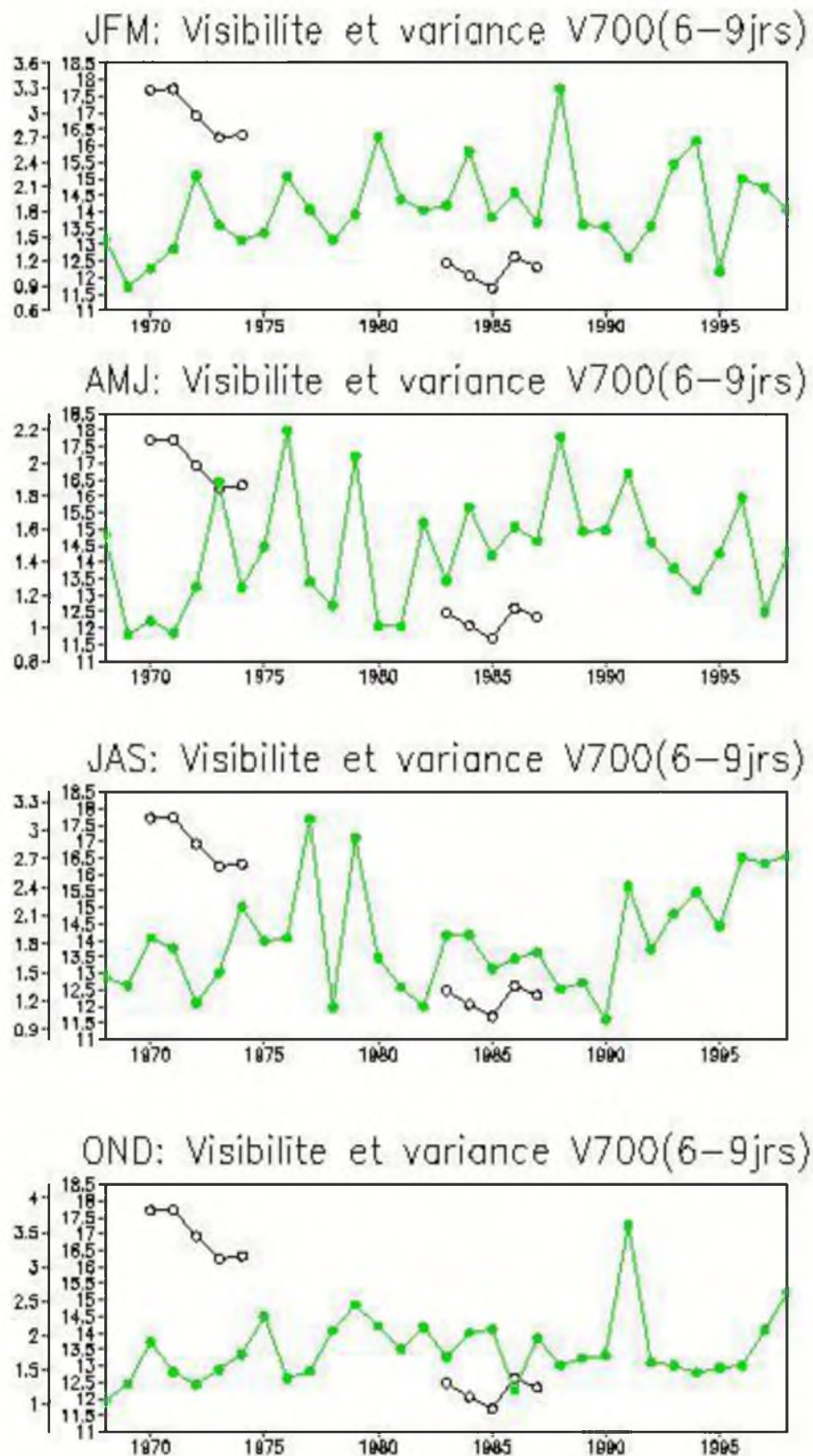


Figure 6.15: Evolution de la variance saisonnière du vent filtré entre 6 et 9 jours (en vert) et de la visibilité moyenne annuelle (en noir).

En somme, l'interaction entre les ondes d'est africaines et les poussières désertiques semble être plus du fait des ondes de périodicité comprise entre 3 et 5 jours que celle des ondes 6-9 jours.

Des travaux antérieurs se sont intéressés à une éventuelle relation entre la génération des poussières et l'activité des ondes d'est (Westphal et al., 1988 ; Karyampudi et Carlson, 1988 ; Jones et al., 2003 ; Jones et al., 2004). Les travaux de Westphal et al. (1988) ont montré que la mobilisation des poussières sahariennes entre le 23 et le 28 août 1974 était liée au passage d'une onde d'est superficielle et non pas initié par les LLJs comme précédemment suggéré. Les travaux de Jones et al. (2003) ont montré que 20% des poussières entraînées dans l'atmosphère au-dessus d'une grande partie de l'Afrique du Nord étaient associées à l'activité des ondes d'est. Ils suggèrent que les ondes d'est doivent réguler la mise en suspension des poussières désertiques dans l'atmosphère. De même, 10-20% de la variabilité saisonnière des concentrations des poussières désertiques à travers l'Atlantique nord sont reliées aux ondes d'est. Pour ces auteurs, cela indique également que les ondes d'est modulent le transport des poussières. Karyampudi et Carlson (1988) ont également montré que la couche d'air saharienne jouait un rôle important dans le maintien et le renforcement de certaines ondes d'est pendant l'étape initiale de développement. Les travaux de Jones et al. (2004) ont montré que les poussières désertiques modulent l'amplification des ondes d'est africaines. Selon ces auteurs, la modulation de l'amplification des ondes d'est par les poussières serait due au réchauffement provoqué par celles-ci dans la basse troposphère.

Conclusion

Nous étudions l'influence de la variabilité synoptique notamment le rôle des ondes d'est dans les réductions de la visibilité horizontale observées suite aux années de sécheresse au Sahel. Cette étude nous a permis de mettre en évidence l'existence des ondes d'est de périodes 3-5 jours et 6-9 jours grâce à l'analyse en ondelette des visibilités horizontales mesurées dans les stations de l'ASECNA et du vent méridien des réanalyses du NCEP/NCAR. L'évolution comparée des différents paramètres retenus pour cette étude nous a permis d'une part de confirmer le caractère intermittent des ondes d'est africaines. D'autre part, elle nous a permis de montrer que l'amplification de l'activité des ondes d'est de périodicité comprise entre 3-5 jours et entre 6-9 jours entraînait une forte diminution de la visibilité synonyme d'une importante charge atmosphérique en poussière désertiques. En revanche, à partir d'un niveau, cette charge atmosphérique entraînait une inhibition de l'activité de ces ondes. L'évolution

saisonnaire de la variance suggérant que cette rétroaction entre activité des ondes d'est et les émissions de poussières était surtout du fait des ondes de périodicité comprise entre 3 et 5 jours. Cependant, cette interaction entre les ondes d'est africaines les poussières désertiques en Afrique de l'Ouest reste encore à préciser en faisant d'autres études utilisant l'épaisseur optique qui est plus représentative de la présence des poussières notamment leur distribution verticale ainsi que la prise en compte de l'impact radiatif des poussières.

Conclusion générale et perspectives

Dans cette étude, on s'est appliqué à décrire les aérosols atmosphériques et particulièrement le cycle de l'aérosol saharien et d'analyser leur évolution spatiale et temporelle à l'aide des réductions de la visibilité horizontale au sol. Nous avons également analysé la dépendance des émissions de ces poussières des conditions climatiques synoptiques et de grande échelle.

L'étude de l'évolution interannuelle et saisonnière des réductions de la visibilité horizontale a montré que :

- ✓ Les brumes sèches sont plus fréquentes et plus intenses sur la côte ouest du Sahel, dans la région située entre la Mauritanie et le Mali, à l'ouest de la Mauritanie et dans la haute boucle du Niger ;
- ✓ La zone caractérisée par un maximum de variabilité inclut largement le Sahel (15°N-20°N). Les stations de cette zone sont caractérisées par un renforcement progressif de la brume sèche en suspension entre 1970 et 1987, suggérant une nouvelle distribution géographique des zones sources de poussières minérales. Le maximum de réductions de la visibilité horizontale qui a lieu dans cette zone associé à l'augmentation du pouvoir de déflation mis en évidence par Iroplo et al.(1997) et Ozer (2002) confortent l'idée de la migration de la zone de maximum de production des poussières minérales du Sahara au Sahel.

La suite des travaux était consacrée à l'étude de la relation entre les poussières minérales, la convection et la pluie dans la zone soudano-sahélienne. Nous avons montré tout d'abord que les mesures du rayonnement infrarouge sortant au sommet de l'atmosphère (OLR) peuvent être une alternative intéressante aux relevés pluviométriques. Pour ce faire, nous avons comparé l'évolution interannuelle des deux paramètres. Il en résulte que durant la saison de mousson, les faibles valeurs de l'OLR correspondent aux hauteurs de la pluie les plus importantes. Parallèlement à la diminution régulière de la visibilité horizontale entre 1957 et 1987, nous avons une descente régulière des isohyètes vers le Sud et une baisse de la pluviométrie. On ne peut néanmoins pas attribuer de causalité directe entre augmentation des aérosols et la période de sécheresse car il faut garder à l'esprit l'importance des conditions de surface océanique à l'échelle globale sur la variabilité des précipitations au Sahel. De plus, l'amplification des émissions de poussières dans la zone sahélienne au cours des années

sèches est associée à un affaiblissement du flux de mousson, un renforcement du JEA et un affaiblissement du JET.

Nous avons également exploré l'influence potentielle des facteurs modulant la circulation à grande échelle tels que la JNAO, les températures de l'océan Atlantique tropical et la SOI sur les réductions de la visibilité horizontale. L'étude a montré que :

- ✓ la JNAO a un impact sur la variabilité saisonnière des réductions de la visibilité horizontale notamment à partir de 1970. Cette influence de la JNAO se fait à travers le contrôle que cet indice climatique exerce sur les alizés (Harmattan) de l'hémisphère nord principalement entre novembre et avril ;
- ✓ il existe une sorte de rétroaction entre les poussières sahariennes et les températures de l'océan Atlantique. Les poussières par leurs effets radiatifs contribuent au refroidissement dans l'Atlantique tropical nord, en retour, le réchauffement concomitant dans l'Atlantique tropical sud favorise leur mobilisation en réduisant le flux de mousson.
- ✓ les fortes réductions de la visibilité horizontale au cours de la période 1983-1987 pourraient s'expliquer par une contribution de la SOI à travers la téléconnexion entre El Niño et la sécheresse sahélienne.

Enfin, l'analyse de l'influence potentielle de la variabilité synoptique à travers les ondes d'est a montré dans un premier temps que la transformée en ondelette de Morlet de la visibilité horizontale permettait de mettre en évidence les ondes de périodicité comprise entre 3 et 5 jours et les ondes 6-9 jours. L'évolution comparée des différents paramètres analysés dans ce chapitre a permis d'une part de confirmer le caractère intermittent des ondes d'est africaines. D'autre part, elle nous a permis de montrer que l'amplification de l'activité des ondes d'est notamment celles de périodicité comprise entre 3-5 jours entraînait une forte diminution de la visibilité synonyme d'une importante charge atmosphérique en poussières désertiques. En revanche, à partir d'un certain seuil, cette charge atmosphérique entraînait en retour une inhibition de l'activité de ces ondes, suggérant une sorte de rétroaction entre activité des ondes d'est et les émissions de poussières.

Cependant, cette interaction entre les ondes d'est africaines et les poussières désertiques en Afrique de l'Ouest reste encore à préciser. C'est pour cela que pour la suite de ce travail, nous suggérons une étude utilisant l'épaisseur optique qui est plus représentative de la présence des poussières notamment leur distribution verticale et la prise en compte de l'impact radiatif des poussières.

L'une des perspectives naturelles de ce travail est d'appliquer également la méthode de la modélisation (par exemple, modèle RegCM) afin de disposer d'une quantification homogène de l'ensemble des émissions d'aérosols (notamment poussières et produits de feux de biomasse) en Afrique de l'Ouest. Cette étude devra également permettre d'aborder avec des bases de données adéquates des simulations à l'échelle régionale, indispensables à une meilleure évaluation des diverses rétroactions entre climat et émission des aérosols minéraux. De plus, il serait intéressant d'examiner l'interaction ondes d'est africaines et poussières sahariennes à travers une étude dynamique des ondes d'est couplée avec une étude des émissions et du transport des poussières sahariennes.

Références bibliographiques

A

- Ackerman, S. and Chung, H.**, 1992, Radiative effect of airborne dust on regional energy budgets at the top of the atmosphere, *J. Appl. Meteo.*, 31 :223-233.
- Adefolalu, D. O.**, 1985, On transport of zonal momentum and energy exchange processes in West Africa, *Arch. Met. Geoph. Biocl.*, 33, 277-287.
- Albrecht, B. A.**, 1989, Aerosols, cloud microphysics, and fractional cloudiness, *Science*, 245, 1227-1230.
- Ali, A.**, 2004, Modélisation de l'invariance d'échelle des champs de pluie sahéliens : Application aux algorithmes d'estimation et aux études de variabilité climatique, *Thèse de doctorat de l'Institut National Polytechnique de Grenoble*. 132 p.
- Alpert, P., and B. Ziv**, 1989, The Sharav cyclone-observations and some theoretical considerations, *J. Geophys. Res.*, 94, (18), 495-514.
- Alpert, P. and Ganor, E.**, 1993, A jet stream associated heavy dust storm in the western Mediterranean, *J. Geophys. Res.*, 98 :7339-7349.
- Alpert, P., and E. Ganor**, 2001, Saharan mineral dust measurements from TOMS : Comparison to surface observations over the Middle East for the extreme dust storm, March 14-17, 1998, *J. Geophys. Res.*, 106 (D16), 18275-18286.
- Andreae, M. O.**, 1995, Climatic effects of changing atmospheric aerosol levels, World Survey of Climatology, Vol., 16. Future Climates of the World. *A. Henderson-Seklers (ed). Elsevier, Amsterdam*, 341-392.
- Arnold, J. E.**, 1966, Easterly Wave Activity over Africa and in the Atlantic with a Note on the Intertropical Convergence Zone During Early July 1961. *Satellite and Mesometeorology Research, project research paper n° 65*, Department of Geophysical Sciences, University of Chicago.

B

- Banta, R., Y. L. Pichugina, and R. K. Newsom**, 2003, Relationship between Low-Level Jet Properties and Turbulence Kinetic Energy in the Nocturnal Stable Boundary Layer, *J. Atmos. Sci.*, 60, 2549-2555.
- Banta, R., Y. L. Pichugina, and W. A. Brewer**, 2006, Turbulent Velocity-Variance Profiles in the Stable Boundary Layer Generated by a Nocturnal Low-Level Jet, *J. Atmos. Sci.*, 63, 2700-2719.
- Barkan, J., H. Kutiel, and P. Alpert**, 2004, Climatology of dust sources in North Africa and the Arabian peninsula, based on TOMS data, *Indoor and Built Environment* 13 (6), 407-419.
- Barkan, J., P. Alpert, H. Kutiel, and P. Kishcha**, 2005, Synoptics of dust transportation day from Africa toward Italy and central Europe, *J. Geophys. Res.*, 110.
- Bergametti, G., Remoudaki E., Losno R., Steiner E., Chatenet B., Buat-ménard P.**, 1992, Sources, transport and deposition of atmospheric phosphorus over the north western Mediterranean, *J. Atmos. Chem.*, 14, 501-513.
- Bell, M., et P. Lamb**, 1994, Temporal variation in the rainfall characteristics of disturbance lines over Sub Saharan West Africa, *Proceedings of the International Conference on monsoon variability and prediction!* 1951-1990, 2, 35-41, World Climate Program.
- Ben Mohamed, A.**, 1988, Contribution à l'étude de l'aérosol Sahélien au Niger, *Thèse de Doctorat d'Etat, Université de Niamey*.
- Ben Mohamed, A., Frangi J. P., Fontan J., Druilhet A.**, 1992, Spatial and temporal variations of atmospheric turbidity and related parameters in Niger. *Journal of Applied Meteorology*, 31, 1286-1294.
- Bertrand, J. J., J. Baudet, et A. Drochon**, 1975, Importance des aérosols naturels en Afrique de l'ouest. *J. Rech. Atmos.* 8, 845-860.
- Bertrand, J. J.**, 1977, Visibilité et brume sèche en Afrique. *La météorologie*, 6, 201-211.
- Bertrand, J. J.**, 1977, Action des poussières sub-sahariennes sur le pouvoir glaçogène de l'air en Afrique de l'ouest. *Thèse de doctorat d'Etat, Université de Clermont-Ferrand*. 230 p.
- Borbely-Kiss, I., A. Z. Kiss, E. Koltay, G. Szabo, and L. Bozo**, 2004, Saharan dust episodes in Hungarian aerosol: elemental signatures and transport trajectories, *Journal of Aerosol Science*, 35 (10), 1205-1224.

- Bou Karam, D., C. Flamant, P. Knippertz, O. Reitebuch, M. Chong, J. Pelon, and A. Dabas**, 2008a, Dust emissions over the Sahel associated with the West African Mousson inter-tropical discontinuity region: a representative case study, *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 134 : 621-634.
- Bou Karam, D.**, 2008b, Mécanismes de soulèvement d'aérosols désertiques en Afrique de l'Ouest, *Thèse de Doctorat, Université Paris VI*, 309 p.
- Bou Karam, D., C. Flamant, P. Tulet, M. C. Todd, J. Pelon, and E. Williams**, 2009, Dry cyclogenesis and dust mobilization in the intertropical discontinuity of the West African Monsoon: A case study, *J. Geophys. Res.*, 114.
- Bouali, L.**, 2009, Prévisibilité et prévision statistico-dynamique des saisons des pluies associées à la mousson ouest africaine à partir d'ensembles multi-modèles, *Thèse de doctorat de l'Université de Bourgogne*. 156 p.
- Boucher, O.**, 2003, Effets radiatifs direct et indirect des aérosols, *Thèse d'Habilitation à diriger des recherches, Université des Sciences et Techniques de Lille*.
- Brooks, N.**, 1999, Dust-climate interactions in the Sahel-Sahara zone of northern Africa, with particular reference to late twentieth century Sahel drought, *PhD Thesis, climatic Research Unity of East Anglia, Norwich, Uk*. 308 p.
- Brooks, N. and Legrand M.**, 2000, Dust variability over northern Africa and rainfall in the Sahel, in S. J. Mc Laren and D. Kniveton (eds.) Linking climate change to land surface change, *Kluwer Academic Publishers*, 1-25.
- Burpee, R. W.**, 1972, The origin and structure of easterly waves in the lower troposphere of North Africa, *J. Atmos. Sci.*, 29, 77-90.
- C**
- Cadet, D. L. and N. O. Nnoli**, 1987, Water vapour transport over Africa and the Atlantic Ocean during summer 1979, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* , 113, 581-602.
- Camara, M., G. Jenkins, and A. Konare**, 2010, Impacts of dust on West African climate during 2005 and 2006, *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, 10, 3053–3086
- Caminade, C.**, 2006, Rôle de l'océan et influence des émissions d'origine anthropique sur la variabilité climatique en Afrique, *Thèse de doctorat de l'Université Paul Sabatier Toulouse III*. 220 p.
- Carlson, T. N.**, 1969a, Synoptic histories of three African disturbances that developed into Atlantic Hurricanes, *Mon. Weather. Rev.*, 97, 256-276.

- Carlson, T. N.**, 1969b, Some Remarks on African Disturbances and their Progress over the Tropical Atlantic, *Mon. Weather. Rev.*, 97, 716-726.
- Carlson, T. N., Prospero J. M.**, 1972, The large-scale movement of Saharan air outbreaks over the northern equatorial Atlantic, *J. Appl. Meteorol*, 11, 283–297.
- Cerf, A.**, 1985, Contribution à l'étude des aérosols sahariens : Influence sur le transfert de rayonnement dans l'atmosphère, caractéristiques optiques. *Thèse de doctorat d'Etat, Université des sciences et techniques de Lille*. 281 p.
- Chaboureaud, J. P., P. Tulet, and C. Mari**, 2007, Diurnal cycle of dust and cirrus over West Africa as seen from Meteosat Second Generation satellite and a regional forecast model, *Geophys. Res. Lett.*, 34, L02822.
- Charlson R. J., S. E. Schwartz, J. M. Hales, R. D. Cess, J. A. Coakley, J. E. Hansen and D. J. Hofmann**, 1992, Climate forcing by anthropogenic aerosols, *Science*, 255, 422-430.
- Charney, J. G. and M. E. Stern**, 1962, On the stability of internal baroclinic jets in a rotating atmosphere, *J. Atmos. Sci.*, 19, 159-172.
- Chen, T. C. et H. van Loon**, 1987, Interannual variation of the Tropical Easterly Jet, *Monthly Weather Review*, 115, 1739-1759.
- Chiapello, I., G. Bergametti, L. Gomes, B. Chatenet, F. Dulac, J. Pimenta, and S. Suarea**, 1995, An additional low layer transport of Sahelian and Saharan dust over the North Eastern Tropical Atlantic, *Geophys. Res. Lett.*, 22, (23), 3191-3194.
- Chiapello, I.**, 1996, Les aérosols atmosphériques au-dessus de l'Atlantique nord tropical: approche physico-chimique et météorologique. Evaluation de la contribution de différentes espèces à l'épaisseur optique en aérosol, *Thèse de Doctorat, Université Paris 7*.
- Chiapello, I., and C. Moulin**, 2002, TOMS and Meteosat satellite records of the variability of African dust transport over Atlantic during the last two decades (1979-1997), *Geophys. Res. Lett.*, 29 (81), 1176.
- Chiapello, I., C. Moulin, L. M. Prospero**, 2005, Understanding the long term variability of African dust transport across the Atlantic as recorded I both Barbados surface concentrations and large-scale Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS) optical thickness, *J. Geophys. Res.*, 100, D18310.
- Coudé-Gaussen G.**, 1990, Les régions sources de poussière au Sahara, *Sécheresse*, 2, 134-141.

D

- D'Almeida, G. A.**, 1986, A model for Sahara dust transport. *J. Climate Appl. Meteor.*, 25, 903-916.
- D'Almeida, G. A.**, 1987, On the variability of desert aerosol radiative characteristics, *J. Geophys. Res.*, 92, (D3), 3017-3026.
- D'Amato, N. et T. Lebel**, 1998, On the characteristics of the rainfall events in the Sahel with a view to the analysis of climatic variability, *International Journal of Climatology*, 18, 955-974.
- Dehainsala, W.**, 1990, Influence des aérosols de brume sèche sur les Rayonnements solaires reçus au sol et infrarouge descendant. *Thèse de doctorat troisième cycle, Université Nationale de Côte d'Ivoire*.
- Diedhiou, A.**, 1988, Etude des régimes d'Ondes d'Est et de leurs interactions avec la convection en Afrique de l'Ouest et sur l'Atlantique tropical, *Thèse de Doctorat de l'Université Paris XII*, 220 p.
- Dhonneur, G.**, 1978, Traité de météorologie tropicale. *Direction de la météorologie nationale*, 151P.
- Droegemeir, K. K., and R. B. Wilhelmso**, 1987, Numerical simulation of Thunderstorm outflow dynamics. Part I: Outflow sensitivity Experiments and Turbulence Dynamics, *J. Atmos. Sci.*, 44 (8), 1180-1210.
- Dunion, J. P., and C. S. Veldern**, 2004, The impact of the Sahara air layer on Atlantic tropical cyclone activity. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 90, 353-365.

E

- Egger, J., P. Alpert, A. Tafferter, and B. Ziv**, 1995, Numerical experiment on the genesis of Sharav cyclones: Idealized Simulations, *Tellus*, 47A, 162-174.
- Engelstaedter, S., Tegen I., Washington R.**, 2006, North African dust emission and transport, *Earth-Science Reviews* 79, 73-100.
- Engelstaedter, S., and R. Washington**, 2007, Atmospheric controls on the annual cycle of North African dust, *J. Geophys. Res. Atmos.*, 112, D03.
- Espinoza Villar, J. C.**, 2009, Impact de la variabilité climatique sur l'hydrolyse du bassin amazonien, *Thèse de Doctorat, Université Paris 6 Pierre et Marie Curie*, 203 p.

Erikson, C. O., 1963, An Incipient Hurricane Near the West African Coast, *Mon. Weather Rev.*, 91, 61-68.

Evan, A. T., A. K. Heidinger, and M. J. Pavolonis, 2006, Development of a new over-water advanced very high resolution radiometer dust detection algorithm. *Int. J. Remote Sens.*, 27 (181), 3903-3924).

Evan, A. T., A. K. Heidinger, R. Bennartz, V. Bennington, N. M. Mahowald, H. Corrada-Bravo, C. S. Velden, G. Myhre, J. P. Kossin, 2008, Ocean temperature forcing by aerosols across the Atlantic tropical cyclone development region, *Geochem. Geophys. Res. Lett.*, 9 (5), 1525-2027.

F

Flamant, C., J. P. Chaboureaud, D. J. P. Parker, C. M. Taylor, J. P. Cammas, O. Bock, F. Timouk, and J. Pelon, 2007, Airborne observations of the impact of a convective system on the planetary boundary layer thermodynamics and aerosol distribution in the inter-tropical discontinuity region of the West African Monsoon, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 133, 1175-1189.

Folland, C. K., J. Owen, N. Ward, A. Colman, 1991, Precipitation of seasonal rainfall in the Sahel region using empirical and dynamical methods, *J. of Forecasting*, 10, 21-56.

Fontaine B., and S. Janicot, 1996: Sea surface temperature fields associated with west African rainfall anomaly types. *J. Clim.*, 9, 2935-2940.

Fontaine, B., S. Janicot, V. Moron, P. Roucou, S. Trzaska, 1998, Anomalies de température de surface de la mer et précipitations tropicales : Synthèse de quelques travaux récents portant sur les précipitations au Sahel et dans le Nordeste, *La Météorologie*, 8 (23), 14-35.

Fontaine, B. N. Philippon, 2000, Seasonal evolution of boundary layer heat content in the West African monsoon from the NCEP/NCAR reanalysis (1968-1999), *Int. J. Climatology*, 20, 1777-1790.

Fontaine, B., S. Louvet and P. Roucou, 2008, Definition and predictability of an OLR based West Africa monsoon onset. *Int. J. of Climate*, DOI: 10. 1002/00C. 1674.

Fouquart, Y., B. Bonnell, G., Brogniez, J. C. Buriez, L. Smith, J. J. Morcrette, and A. Cerf, 1987, Observation of Sahara aerosols: Results of ECLATS field experiment. Part II. Broadband radiative characteristics of the aerosols and vertical radiative flux divergence, *J. Climate Appl. Meteor.*, 26, 38-52.

Frank, N., 1969a The « inverted V » cloud pattern. An easterly wave? *Mon. Weather Rev.*, 97, 130-140.

Frank, N. L., Johnson, H. M., 1969b, Vortical Cloud Systems Over the Tropical Atlantic during the 1967 Hurricane Season. *Mon. Weather Rev.*, 97, 124-129.

Franzen, L. G., M. Hjelmroos, P. Kallberg, E. Brorstrom-Lunden, S. Juntto, and A-L. Savolainen, 1994, The yellow snow episode of northern Fennoscandia, March 1991- A case study of long-distance transport of soil, pollen and stable organic compounds, *Atmos. Environ.*, 28, 3587-3604.

G

Gac, J. Y., Carn M., Diallo M. I., Orange D., Tanre D., 1986, Corrélation entre brumes sèches et visibilité horizontale au sol à partir de mesures quotidiennes au Sénégal pendant trois années, *C. R. Acad. Sciences, Paris*, 303, série II, n°11, 1025-1027.

Ganor, E., and M. Mamane, 1983, Transport of Saharan dust across the eastern Mediterranean, *Atmos. Environ.*, 16, 581-587.

Gamo, M., 1996, Thickness of the dry convection and large-scale subsidence above deserts, *Boundary-layer Meteorol.*, 79, 265-278.

Giannini, A., R. Saravanan, P. Chang, 2003, Oceanic forcing of Sahel rainfall on inter-annual to interdecadal time scales, *Science*, 302, 1027-1030.

Ginoux, P., J. M. Prospero, O. Torres, and M. Chin, 2004, Long-term simulation of global dust distribution with the GOCART model: Correlation with North Atlantic Oscillation. *Environ. Modell., Software*, 19, 113-128.

Gomes, L., Bergametti G., Coude-Gaussen G., Rognon P., 1990, Submicron desert dust : A sandblasting process, *J. Geophys. Res.*, 95, 13927-13935.

Goudie, A. S., Middleton N. J., 2001, Saharan dust storms: nature and consequences. *Earth-Science Reviews* 56, 179-204.

Greeley, R., Iversen J. D., 1985, Wind as a geological process, *Cambridge planetary science series, Cambridge University press*, 333 p.

Grist, J. P., 2000, The atmospheric circulation over West Africa and equatorial Africa. *Ph.D thesis. The Florida State University, Tallahassee, FL*, 147 p.

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

Grist, J. P., 2002, Easterly waves over Africa. Part I: The seasonal cycle and contrasts between wet and dry years. *Mon. Wea. Rev.*, 130, 197–211.

H

Haywood, J. M., R. P. Allan, I. Culverwell, A. Slingo, S. Milton, J. Edwards, and Clerbaux, 2005, Can desert dust explain the outgoing longwave radiation anomaly over the Sahara during July 2003, *J. Geophys. Res.*, 110, D05105.

Highwood, E. J., J. M. Haywood, M. D. Silverstone, S. M. Newman, and J. P. Taylor, 2003, Radiative properties and direct effect of Saharan dust measured by the C-130 aircraft during SHADE. 2. Terrestrial spectrum, *J. Geophys. Res.*, 108(D18), 8578.

Hui, W. J., Cook, B. I., Ravi, S., Fuentes, J. D., and D'Odorico, P., 2008, Dust-rainfall feedbacks in the West African Sahel, *Water Resour. Res.*, 44, W05202.

Hulme, M., 1992, Rainfall changes in Africa: 1931-1960 to 1960-1990, *J. of Climatoloy*, 12, 685-699.

Hurrell J. W., 1995, Decadal trends in North Atlantic Oscillation: Regional temperatures and precipitation, *Science*, 269, 676-679.

I

IPCC, climate change 2001, the scientific basis, report of working group I to the third assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, *edited by J. T. Houghton et al.*, pp. 349-416, Cambridge University Press, Cambridge, United Kindom.

Iroplo, C., Konaré A., Bertrand J. J., 1997, Caractérisation des zones potentielles de déflation dans onze stations en Afrique au sud du Sahara. *Sécheresse*, 4 (8), 227-239.

Israelevich, P. L., E. Ganor, Z. Levin, and J. H. Joseph, 2003, Annual variations of physical properties of desert dust over Israel, *J. Geophys. Res.*, 108 (D13) (at N°4381).

J

Janicot, S. et B. Fontaine, 1993, L'évolution des idées sur la variabilité interannuelle récente des précipitations en Afrique de l'ouest, *La météorologie*, 8 (1), 28-53.

Janicot, S., B. Fontaine, 1997, Evolution saisonnière des corrélations entre précipitations en Afrique guinéenne et températures de surface de la mer (1945-1994), *Compte Rendu de l'Académie des Sciences, Série IIa*, 324, 785-792.

- Janicot, S., B. Sultan, 2001**, Intra-seasonal modulation of convection in the West African monsoon, *Geophys. Res. Lett.*, 28 (3), 523-526.
- Janicot, S., S. Trzaska, et L. Pocard, 2001**, Summer Sahel ENSO teleconnection and decadal time scale SST variation, *Climate Dynamics*, 18, 303-320.
- Jankowiak, I., and D. Tanré, 1992**, Satellite climatology of Saharan dust outbreaks : Method and preliminary results, *J. Climate*, 5, 646-656.
- Jones, C., Mohawald N., Luo C., 2003**, the role of easterly waves on African desert dust transport. *J. Clim.*, 16, 3617-3628.
- Jones, D., N. Mahowald, and C. Luo, 2004**, Observational evidence of African desert dust intensification of easterly waves, *Geophysical Research Letters*, Vol., 31, L17208, doi:10.1029/2004GL020107.
- Jones, P. D., T. Jonsson, D. Wheeler, 1997**, Extension to North Atlantic Oscillation using early instrumental pressure observations from Gibraltar and south west Iceland, *International Journal of Climatology*, 17, 1433-1450.
- Jury, M.R., and M.J. Santiago, 2010**, Composite analysis of dust impacts on African easterly waves in the Moderate Resolution Imaging Spectrometer era. *J. Geophys. Res.*, 115, D16213, doi : 10.1029/2009JD013612.
- K**
- Kardous M., 2005**, Quantification de l'érosion éolienne dans les zones arides Tunisiennes : Approche expérimentale et modélisation. *Thèse de Doctorat de l'Université Paris 12 Val-De-Marne*. 298 p.
- Karyampudi, V., and T. N. Carlson, 1988**, Analysis and Numerical Simulation of the Saharan Air Layer and its effect on Easterly Wave disturbances, *J. Atmos. Sc.*, Vol. 45, No 21, 3102-3136.
- Kaufman, Y. J., I. Koren, L. A. Remer, D. Tanré, P. Ginoux, and S. Fan, 2005**, Dust transport and deposition observed from the Terra-Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) spacecraft over the Atlantic ocean, *J. Geophys. Res.*, 110, D10S12.
- Klüser, L., and T. Holzer-Popp, 2010**, Mineral dust effects on clouds and rainfall in the West African Sahel, *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, 10, 6167–6197.

- Knippertz, P., and A. H. Fink**, 2006, Synoptic and dynamic aspects of an extreme springtime Saharan dust outbreak, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 132, 1153-1177.
- Knippertz, P., C. Deutscher, K. Kandler, T. Müller, O. Schulz, and L. Schütz**, 2007, Dust mobilization due to density currents in the Atlas region: Observations from the SAMUM 2006 field campaign, *J. Geophys. Res.*, doi: 10. 1029/2007JD008774.
- Knippertz, P.**, 2008, Dust emission in West African heat tough the role of the diurnal cycle and of extratropical disturbances, *Meteorol. Z.*, Vol. 17, No. 5, 001-011.
- Konare, A., A. S. Zakey, F. Solmon, F. Giorgi, S. Rauscher, S. Ibrah, and X. Bi**, 2008, A regional climate modeling study of the effect of desert dust on the West African monsoon, *J. Geophys. Res.*, 113, D12206.
- Koren, I., Y. L. Kaufman, D. Rosenfeld, L. A. Remer, and Y. Rudich**, 2005, Aerosol invigoration and restructuring of Atlantic convection clouds, *Geophysical Research Letters*, 321 (14), L14828.
- L**
- Lamb, P.**, 1978, Large scale tropical surface circulation patterns associated with Sub-Saharan weather anomalies, *Tellus*, 30, 240-251.
- Lamb, P.**, 1983, West African water vapour variation between recent contrasting sub Saharan rainy season, *Tellus*, 35, 198-212.
- Lau, K. M., and J. M. Kim**, 2007a, How nature foiled the 2006 hurricane forecasts. *EOS Trans. AGU*, 88 (9), 105-107
- Lau, K. M., and J. M. Kim**, 2007b, Reply to comment on “how nature foiled the 2006 hurricane forecasts”. *EOS Trans. AGU* 88(26), 271.
- Laurent, B.**, 2005, Simulation des émissions d’aérosols désertiques à l’échelle continentales : Analyse climatologique des émissions du nord-est de l’Asie et du nord de l’Afrique, *Thèse de Doctorat de l’Université de Paris 12 Val de Marne*. 221 p.
- Laurent, B., B. Heinold, I. Tegen, C. Bouet, and G. Cautenet**, 2008a, Surface wind accuracy for modelling mineral dust emissions: Comparing two regional models in a Bodélé case study, *Geophys. Res. Lett.*, 35, L09804.
- Laurent, B. B. Marticorena, G. Bergametti, J. F. Léon, and N. M. Mahowald**, 2008b, Modeling mineral dust emissions from the Sahara desert using new surface properties and soil database, *J. Geophys. Res.* D009484.

- Lavaysse, C.**, 2006, Etude des relations Onde-Convection-Pluie et influence de la variabilité du flux de mousson en Afrique de l'Ouest, *Thèse de doctorat de l'Institut National Polytechnique de Grenoble*. 220 p.
- Lavaysse, C., C. Flamant, S. Janicot, D. J. Parker, J. P. Lafore, B. Sultan, and J. Pelon**, 2009, Seasonal evolution of the West African heat low: a climatological Perspective, *Clim Dyn* 33:313–330.
- Le Bardé, L., Lebel T.**, 1997, Rainfall climatology of the HAPEX-Sahel region during the years 1950-1990. *J. Hydrol.*, 188, 43-73.
- Le Bardé, L., Lebel T., Tapsoba D.**, 2002, Rainfall variability in West Africa during the years 1950-1990. *J. Clim.*, 15, 187-202.
- Lebel, T., Braud I., Creutin J.**, 1998, A space-time rainfall disaggregation model adapted to sahelian mesoscale convective complexes, *Water Resour. Res.*, 34, 1711-1726.
- Lebel, T., Diedhiou A., Laurent H.**, 2003, Seasonal cycle and interannual variability of the sahelian rainfall at hydrological scales, *J. Geophys. Res.*, 108, 8389-8392.
- Lefevre, B.**, 1993, Etude expérimentale et par modélisation des caractéristiques physiques et chimiques des précipitations collectées en forêt équatoriale africaine, *Thèse de Doctorat de l'Université Paul Sabatier, Toulouse*, 308 p.
- Legrand, M.**, 1990, Etude des aérosols sahariens au-dessus de l'Afrique à l'aide du canal à 10 microns de Météosat : Visualisation, interprétation et modélisation. *Thèse de Doctorat d'Etat, Université des Sciences et Techniques de Lille Flandres Artois*.
- Lemaître, C., C. Flamant, J. Cuesta, J.-C. Raut, P. Chazette, P. Formenti, and J. Pelon**, 2010, Radiative forcing associated with a springtime case of Bod' el 'e and Sudan dust transport over West Africa, *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, 10, 8811-8859.
- L'Hôte, Y., G. Mahé, B. Somé, and J. Triboulet**, 2002, Analysis of a Sahelian annual rainfall index from 1896 to 2000; the drought continues, *Hydrol. Sci. J.*, 47, 563-572.
- Li, F., A. M. Vogelmann, and V. Ramanathan**, 2004, Sahara dust aerosol radiative forcing measured from space, *J. Climate*, 17, 2558-2571.
- Li, T., et Philander S.**, 1997, On the seasonal cycle of the equatorial Atlantic ocean, *J. Climate*, 10, 813-817.

Liao, H., and J. H. Seinfeld, 1988, Radiative forcing by mineral dust aerosols: Sensitivity to key variables, *J. Geophys. Res.*, 103, D24, 31637-31646.

Lothon, M., F. Saïd, F. Lohou and Campistron, 2008, Observation of diurnal cycle in the low troposphere over West Africa, *Mon. Wea. Rev.* 136: 3477-3500.

Lyamani, H., F. J. Olmo, and L. Alados-Arboledas, 2005, Saharan dust outbreak over southeastern Spain as detected by sun photometer, *Atmos. Environ.*, 39 (38), 7276-7284.

M

Mahowald, N. M., C. S Zender, C. Luo, D. Savoie, O. Torres, and J. Del Corral, 2002, Understanding the 30 years Barbados desert dust record. *J. Geophys. Res.*, 107(D21), 4561.

Mahowald, N. M., J. A. Ballantine, J. Feddema, N. Ramankutty, 2007, Global trends in visibility: implication for dust sources, *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, 7, 3013-3071.

Mahrt, L., 1999, Stratified Atmospheric Boundary Layers, *Bound. Layer Meteor.*, 90, 375-396.

Mauritsen, T., and G. Svensson, 2007, Observation of Stably Stratified Shear-Driven Atmospheric Turbulence at Low and High Richardson Numbers, *Journal of Atmospheric Sciences*, 64 (2), 645-655.

Middleton, N. J., 1985, Dust production in the Sahel-Reply to M. Hulme, *Nature*, 313-488.

Middleton, N. J., 1986, A geography of dust storms in south-west Asia, *J. Of Climatology*, 6, 193-196.

Middleton, N. J., A. S. Goudie, 2001, Saharan dust: sources and trajectories, *Transactions of the Institute of British Geographers*, 26, 165-181.

Miller, R. L., Tegen I., 1998, Climate response to soil dust aerosols, *J. of Climate*, 11, 3247-3267.

Moulin, C., Lambert C. E., Dulac F., Dayan U., 1997, Control of atmospheric export of dust from North Africa by the North Atlantic Oscillation, *Nature*, 387, 691-694.

Moulin, C., C. E. Lambert, U. Dayan, V. Masson, M. Ramonet, P. Bousquet, M. Legrand, Y. J. Balkanski, W. Guelle, B. Marticorena, G. Bergametti, and F. Dulac, 1998, Satellite climatology of African dust transport in the Mediterranean atmosphere, *J. Geophys. Res.*, 103, 13137-13144.

Moulin C., Chiapello I., 2004, Evidence of the control of summer atmospheric transport of African dust over the Atlantic by Sahel sources from TOMS Satellites (1979-2000). *Geophys. Res. Let.*, 31, LO 2107.

Myhre, G., A. Grini, J. M. Haywood, F. Stordal, B. Chatenet, D. Tanré, J. K. Sundet, and I. S. A. Isaksen, 2003, Modeling the radiative impact of mineral dust during the Sahara Dust Experiment (SHADE) campaign, *J. Geophys. Res.*, 108, NO. D18. 8579.

N

Nicholson, S. E., 1993, An overview of African Rainfall Fluctuations of the Last Decade, *Journal of Climate*, 6, 1463-1466.

Nicholson, S. E., 1996, environmental change within the historical period. In Adams WM, Goudie AS, Orme AR (eds) *The physical geography of Africa*, Oxford University Press, Oxford, 60-87.

Nicholson, S. E., Tucker C. J., 1998, Desertification, drought, and surface vegetation: an example from the West African Sahel, *Bulletin of the American Meteorological society*, 795, 815-829.

Nicholson S. E., 2000, Land surface processes and Sahel climate. *Res. Geophys.* 38, 117-139.

Norquist, D., Recker E., Reed R., 1977, The energetic of African wave disturbances as observed during Phase III of GATE, *Mon. Weather Rev.*, 105, 334-342.

Nouaceur Z., 1994, Les variations spatio-temporelles et les causes de mauvaise visibilité en Mauritanie, *Publication de l'Association Internationale de Climatologie, Thessaloniki, Maheras*, vol. 7, 477-484.

Nouaceur, Z., 2002, Les lithométéores : des types de temps caractéristiques des régions arides et semi-arides. *Science et changement planétaire/ Sécheresse*, 13, (2), 87-93.

N'Tchayi, M. G., 1992, Les aérosols sahariens et sahéliens en Afrique au nord de l'équateur : Répartition spatiale et temporelle, influence de la pluviosité sur l'évolution. *Thèse de Doctorat 3^{ème} cycle, Université National de Côte d'Ivoire*. 102 p.

N'Tchayi, M. G., Bertrand J., Legrand M., et Baudet J., 1994, Temporal and spatial variations of the atmospheric dust loading throughout West Africa over the last third years, *Ann. Geophys.*, 12, 265-273.

N'Tchayi, M. G., Bertrand J. J., Nicholson S. E., 1997, The diurnal and seasonal cycle of wind-borne dust over Africa north of equator. *Journal of Applied Meteorology*. 36, 868-882.

O

Ozer, P., 2000, Les lithométéores en région sahélienne : Indicateur climatique de la désertification, *Geo-Eco-Trop*, 24, 1-317.

Ozer, P., 2001, Les lithométéores en région sahélienne, *Revue Internationale D'Ecologie Et De Géographie Tropicales*, 24, 13-17.

Ozer O., 2002, Dust variability and land degradation. *Belgeo*, 2, 195-209.

P

Palmer, T., C. Branković, P. Viterbo et M. Miller, 1992, Modeling Interannual Variations of Summer Monsoons, *Journal of Climate*, 5, 399-417.

Pancréati, O., 2003, Télédétection de l'aérosol désertique depuis le sol par radiométrie infrarouge thermique multi bande, *Thèse de Doctorat de l'Université des Sciences et Technologies de Lille, France*, 203 p.

Peyrillé, P., 2006, Etude de la mousson ouest africaine à partir d'un modèle numérique bidimensionnel, *Thèse de Doctorat, Université Toulouse III*.

Pessaly, P., 1990, Contribution à l'étude de l'aérosol atmosphérique du sud Cameroun, *Thèse de Doctorat d'Etat, Université de Pau et des pays de l'Adour, France*. 198 p.

Peters, M., and G. Tetzlaff, 1988, The structure of West African Squall lines and their environmental moisture budget, *Meteorol. Atmos. Phys.*, 39, 74-84.

Pincus, R., and M. Baker, 1994, Precipitation, solar absorption, and albedo susceptibility in marine boundary layer clouds, *Nature*, 372, 250-252.

Prospero, J. M., and T. N. Carlson, 1981, Saharan air outbreaks over the Tropical North Atlantic, *Pure and Applied Geophysics*, 119 (3), 677-691.

Prospero, J. M., and R. T. Nees, 1986, Impact of the North African drought and El-Nino on the mineral dust in the Barbados trade winds, *Nature*, 320, 735-738.

Prospero, J. M., E. Bonatti, C. Schubert, and T. N. Carlson, 1970, Dust in the Caribbean atmosphere traced to an African dust storm, *Earth and Plan. Sci. Lett.*, 9, 287-293.

Prospero, J. M., and R. Nees, 1977, Dust concentration in the atmosphere of the equatorial North Atlantic: Possible relationship to the sahelian drought, *Science*, 196, 1196-1198.

Prospero, J. M., Guinoux P., Torres O., Nicholson S. E., 2002, Environmental characterisation of global sources of atmospheric soil dust identified with the Nimbus 7 Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS) absorbing product, *Rev. Geophys.* 40 (1), 1002.

Prospero, J. M., and P. J. Lamb, 2003, African droughts and dust transport to the Caribbean: Climate change implications. *Sciences*, 302: 1024-1027.

R

Ramanathan, V., P. J. Crutzen, J. T. Kiehl and D. Rosenfeld, 2001, Aerosols, Climate and the Hydrological Cycle, *Science*, 294, 2119-2124.

Reddy, M. S., Boucher O., Balkanski Y., Schulz M., 2005, Aerosol optical depths and direct radiative perturbations by species and source type, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L12803.

Reed, R., Norquist D., Recker E., 1977, The structure and properties of African wave disturbances as observed during Phase III of GATE, *Mon. Weather Rev.*, 105, 317-333.

Rennick, M. A., 1976, The generation of African waves. *J. Atmos. Sci.*, 33, 1955-1969.

Riehl, H., 1945, Waves in the easterlies and the polar front in the tropics, *Misc. Rep.*, 17, 79 pp., *Dep. of Meteorol., Univ. of Chicago, Chicago, Ill.*

Riehl, H., 1948, On the formation of typhoons, *Journal of Meteorol.*, 5, 247-264.

Ryall, D. B., R. G. Derwent, A. J. Manning, A. L. Redilgton, J. Corden, W. Millington, P. G. Simmonds, S. O'Doherty, N. Carslaw, and G. W. Fuller, 2002, The origin of high particulate concentrations over the United Kingdom, March 2000, *Atmos. Environ.*, 36 (8), 1363-1378.

Roucou, P., V. Moron, B. Fontaine, 1994, Evolution des relations entre les températures de surface océanique et la pluviométrie saisonnière au Nordeste et au Sahel (1950-1989), *Pub. De l'Association Internationale de Climatologie*, 7, 305-310.

S

- Servain, J.**, 1991, Simple climatic indices for the tropical Atlantic ocean and some applications, *J. Geophys. Res.*, 96, (8), 15137-15146.
- Schutz L., Jaenicke R., Pietrek H.**, 1981, Sahara dust transport over the north Atlantic Ocean., in desert dust: origin, characteristics, and effects on man, T. L. Péwé (Ed), *Geol. Soc. Am.*, Boulder, 87-100.
- Shannon, S. R.**, 2009, Modelling the atmospheric mineral dust cycle using a dynamic global vegetation model, *Doctor of Philosophy, University of Bristol*, 168 p.
- Shao, Y., Rampach M. R., Findlater P. A.**, 1993, Effect of saltation bombardment on the entrainment of dust by wind, *J. Geophys. Res.*, 98, 12719-12726.
- Schepanski, K., I. Tegen, B. Laurent, B. Heinold, A. Macke**, 2007, A new Saharan dust source activation frequency map derived from MSG-SEVIRI IR-Channels, *Geophys. Res. Lett.*, 34, L18803.
- Schepanski, K., I. Tegen, M. C. Tood, B. Heinold, G. Bonisch, B. Laurent, and A. Macke**, 2009, Meteorological processes forcing Saharan dust emission inferred from MSG-SEVIRI observations of sub-daily dust source activation, *J. Geophys. Res.*, 114.
- Schollaert, S. E. and Merrill, T. T.**, 1999, Cooler sea surface west of the Sahara desert correlated to dust events, *Geophys. Res. Lett.*, 25 :3529-3532.
- Sokolik, I. N., Toon O. B.**, 1996, Direct radiative forcing by anthropogenic airborne mineral aerosols, *Nature*, 381, 681-683.
- Sokolik, I. N., Toon O., Bergstrom R.**, 1998, Modeling the radiative characteristics of airborne mineral aerosols at infrared wavelengths, *J. Geophys. Res.*, 103, 8813-8826.
- Sokolik, I. D., Winker D., Bergametti G., Gillette D. A., Carmichael G., Kaufman Y., Gomes L., Schutz L., Penner J.**, 2001, Outstanding problems in quantifying the radiative impact of mineral dust, *J. Geophys. Res.*, 106, D16, 18075-18084.
- Solmon, F., Mallet, M., Elguindi, N., Giorgi, F., Zakey, A., and Konare, A.**, 2008, Dust aerosol impact on regional precipitation over Western Africa, mechanisms and sensitivity to absorption properties, *Geophys. Res. Lett.*, 35, L24705.
- Sultan, B. et S. Janicot**, 2000, Abrupt shift of ITZC over West Africa and intra-seasonal variability, *Geophysical Research Letter*, 27 (20), 3353-3356.

- Sultan, B.**, 2002, Etude de la mise en place de la mousson en Afrique de l'ouest et de la variabilité intra saisonnière de la convection. Application à la sensibilité des rendements agricoles, *Université Paris 7 – Denis Diderot*. 283 p.
- Sultan, B., Janicot S.**, 2004, La variabilité climatique en Afrique de l'ouest aux échelles saisonnière et intra saisonnière: Mise en place de la mousson et variabilité intra saisonnière de la convection. *Sécheresse*, 4, (15), 1-10.
- Sultan, B., S. Janicot, and P. Dobrinski**, 2007, Characterisation of the diurnal cycle of the West African monsoon and monsoon onset, *J. Climate*, 20, 4014-4032.
- Sunu, A. K.**, 2006, An experimental study of Saharan dust physical characteristics and fluxes near the Gulf of Guinea, *These de Doctorat* de l'Université du sud Toulon-Var, 113 p.
- Swap R., Garstang M., Greco S.**, 1992, Saharan dust in the Amazon Basin, *Tellus ser.*, B, 44, 133-149.

T

- Tanaka, T. Y., Y. Kurosaki, M. Chiba, T. Matsumura, T. Nagai, A. Yamazaki, A. Uchiyama, N. Tsunematsu, and K. Kai**, 2005, Possible transcontinental dust transport from North Africa and the Middle East to East Asia, *Atmospheric Environment*, 39 (211), 3901-3909.
- Tanré, D., J. Haywood, J. Pelon, J.O F. Léon, B. Chatenet, P. Formenti, P. Francic, P. Goloub, E. J. Highwood, and G. Myhre**, 2003, Measurement and modelling of the Saharan dust radiative impact: Overview of the Saharan Dust Experiment (SHADE), *J. Geophys. Res.*, 108 (D18), 8574.
- Tashima, D. H., and D. L. Hartmann**, 1999, Regional trends in Nimbus-7 OLR: Effects of a spectrally Nonuniform Albedo, *J. of Climate*, 12, 1458-1466.
- Tegen, I., and I. Fung**, 1995, Contribution to the atmospheric mineral aerosol load from land surface modification, *J. Geophys. Res.*, 100 (D11), 18707-17726.
- Tegen, I., Werner M., Harrison S. P., Kohfeld K. E.**, 2004, Relative importance of climate and land use in determining present and future global soil dust emission, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L05105.
- Thorncroft, C. D., and H. A. Floca**, 1997, A case study of Saharan cyclogenesis, *Mon. Wea. Rev.*, 125, 1147-1165.
- Thorpe, A. J., and T. H. Guymer**, 1977, The nocturnal jet, *Quart. J. R. Met. Soc.*, 103, 633-653.

Todd, M. C., R. Washington, J. V. Martins, O. Dubovik, G. Lizcano, S. M'Bainayel, and S. Engelstaedter, 2007, Mineral dust emission from the Bodele Depression, northern Chad, during BoDEX 2005, *J. Geophys. Res.*, 112, D06207.

Todd, M. C., R. Washington, S. Raghavan, G. Lizcano, and P. Knippertz, 2008, Regional model simulations of the Bodele low-level jet of northern Chad during the Bodele Dust Experiment (BoDEX 2005), *J. Climate*, 21, 995-1012.

Trigo, I. F., G. R. Bigg, and T. D. Davies, 2002, Climatology of Cyclogenesis Mechanisms in the Mediterranean, *Mon. Wea. Rev.*, 130, 549-569.

Turker, C. J., H. E. Dregne, and W. W. Newcomb, 1991, Expansion and contraction of the Sahara desert from 1980 to 1990, *Nature*, 253, 299-301.

Twomey, S., 1974, Pollution and the planetary albedo, *Atmos. Env.*, 8, 1251-1256.

Twomey, S., 1977, The influence of pollution on the short-wave albedo of clouds, *J. Atmos. Sci.*, 34, 1149-1152

V

Vergé-Dépré, G., 2007, Télédétection multispectrale des poussières désertiques dans l'infrarouge thermique au-dessus de l'Afrique à partir de MSG/SEVIRI, *Thèse de Doctorat de l'Université des Antilles et de la Guyane*, 252 p.

Viltard, A., and P. De Félice, 1979, Statistical analyse of wind velocity in an easterly wave over West Africa, *Mon. Weather Rev.*, 107, 1320-1327.

W

Washington, R., M. C. Todd, N. Middleton, and A. S. Goudie, 2003, Dust-storm source areas determined by the Total Ozone Monitoring Spectrometer and surface observations, *Ann. Assoc. Am. Geogr.*, 93, 297-313.

Washington, R., and M. C. Todd, 2005, Atmospheric controls on mineral dust emission from the Bodélé Depression, Chad: The role of the low level jet, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L17701.

Washington, R., M. C. Todd, S. Engelstaedter, S. M'Bainayel, and F. Mitchell, 2006, Dust and the low-level circulation over the Bodele depression, Chad: Observations from BoDEX 2005. *J. Geophys. Res.*, 111, D03201.

Westphal, D. L., O. B. Toon, and T. N. Carlson, 1988, A case study of mobilisation and transport of Saharan dust, *Journal of the Atmospheric Sciences*, Vol. 45, No 15, 2145-2175.

Wong, S., A. E. Dessler, N. M. Mahowald, P. R. Colarco, and A. da Silva, 2008, Long-term variability in Saharan dust transport and its link to North Atlantic sea surface temperature, *Geophys. Res. Lett.*, 35, L07812.

W.M.O., 1992, International meteorological vocabulary, Geneva, WMO.

Y

Yoshioka, M., Mahowald N., Dufresne J. L., Luo C., 2005, Simulation of absorbing aerosol indices for African dust, *J. Geophys. Res.*, 110, D18517.

Z

Zao, H. et G. W. K. Moore, 2007, Trends in the boreal summer regional Hadley and Walker circulations as expressed in precipitation records from Asia and Africa during the latter half of the 20th century. *International Journal of Climatology*, doi: 10.1002/joc.1580.

Zhang, J., and Sundar A. C., 2003, Longwave radiative forcing of Saharan dust aerosols estimated from MODIS, MISR, and CERES observations on Terra, *Geophysical Research Letters*, Vol. 30, No. 23, 2188.

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

Zhou, M., Chen Z., Huang R., Wang Q., Arinoto R., Parungo F., Lenschow D., Okada K., Wu P., 1994, Effects of two dust storms on solar radiation in the Beijing Trianjin area, *J. Geophys. Res.*, 21, 2697-2700.