

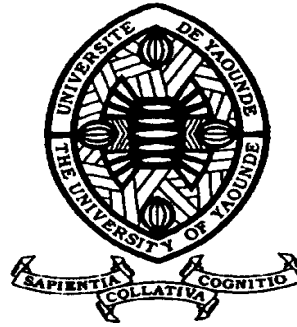
REPUBLIQUE DU CAMEROUN

Paix – Travail – Patrie

UNIVERSITE DE YAOUNDE I
FACULTE DES SCIENCES
DEPARTEMENT DE PHYSIQUE

CENTRE DE RECHERCHE ET DE
FORMATION DOCTORALE EN
SCIENCES TECHNOLOGIE ET
GÉOSCIENCES

Laboratoire de Physique de
l'Environnement Terrestre



REPUBLIC OF CAMEROUN

Peace – Work – Fatherland

UNIVERSITY OF YAOUNDE I
FACULTY OF SCIENCE
DEPARTMENT OF PHYSICS

POSTGRADUATE SCHOOL OF
SCIENCE TECHNOLOGY AND
GEOLOGICAL SCIENCES

Laboratory of Earth's Environment
Physics

**Analyse des cycles diurnes de nébulosité
pour la compréhension des variations
saisonnnières du Climat en Afrique
Centrale**

Thèse présentée en vue de l'obtention du Diplôme de
Doctorat/Ph.D. de Physique

Par : **DOMMO Atanas**
Master en Physique

Sous la direction de
VONDOU Derbetini Appolinaire
Maitre des Conférences
Université de Yaoundé I
Nathalie PHILIPPON Blanc
Chargé de Recherches CNRS-HDR
Université de Grenoble Alpes

Année Académique : 2021



Analyse des cycles diurnes de nébulosité pour la
compréhension des variations saisonnières du climat en
Afrique Centrale

DOMMO Atanas

29 avril 2021

Dédicace

À la mémoire de mes feus parents, partis trop tôt ...

Remerciements

l'on peut voir dans l'aboutissement d'une thèse une satisfaction personnelle. Similaire à un voyage, cette étape universitaire est une épreuve qui requiert passion, persévérance, inspiration et gestion du stress. Et tout au long de ce périple, nombreuses sont des personnes qui m'ont accompagné pendant ce voyage riche en expériences. Je voudrais remercier tout ceux et celles qui de près ou de loin ont contribué à la réalisation de ce travail.

Je voudrais tout d'abord remercier mes deux encadreurs de thèse, le Dr Nathalie Phillipon de l'université de Grenoble Alpes et le Pr Vondou Derbetini Appolinaire de l'université de Yaoundé 1. L'histoire commence en fin d'année 2015 alors que je viens de finir mon master sans savoir si je continuerai en thèse ou pas. L'on me met en contact avec Dr Nathalie qui me propose un sujet qui a fait l'objet hélas d'une interview sans succès à l'école doctorale de Dijon. Dès notre premier entrevu, j'ai vu une femme très enthousiaste et d'une grande rigueur scientifique. Sans elle je ne me serais pas lancé dans ce sujet aussi difficile mais très passionnant qu'est l'étude des nuages. Je me souviens de votre intransigence face mes à erreurs de débutants, cela m'a permis de me surpasser et de creuser au fond de moi même des capacités pour venir à bout de ce sujet totalement inexploré. Je remercie le Pr Vondou de m'avoir initié aux sciences de l'atmosphère, d'avoir accepté de m'encadrer.

A vous deux je redis merci de m'avoir conseillé au quotidien, vous avez placé en moi votre confiance malgré les débuts difficiles. J'espère avoir mérité votre confiance. Merci pour votre enthousiasme qui aura été très encourageant et motivant. Merci pour votre patience à mon égard.

Je remercie tous les enseignants du département de physique de l'université de Yaoundé 1 pour les connaissances acquises depuis mon entrée à l'université.

Je tiens également à remercier le Pr Vincent Moron de l'université d'Aix Marseille. Auprès de toi j'ai beaucoup appris, c'est toi qui m'a initié aux techniques statistiques avancées. Tu m'as appris à adopter une attitude transversale face à un problème posé. Ton enthousiasme au travail et la façon d'aborder le problème, d'interpréter les résultats ont été et reste pour moi des sources de motivation et d'inspiration.

Je tiens également à remercier le Gouvernement Français qui m'a octroyé des bourses de

mobilité via son ambassade au Cameroun. C'est grâce à ces bourses que j'ai pu bénéficier de l'expertise française pour la réalisation de ce travail.

Je tiens ensuite à remercier les membres du jury de cette thèse pour l'intérêt porté sur ce travail et des remarques pertinentes qu'ils dégageront.

Je remercie également Geneviève Sèze du LMD (Laboratoire de Modélisation Dynamique) de Paris. Expert en télédétection des nuages, nos séances de travail ont été fructueuses. Elle a su apporter une touche particulière dans la compréhension des données satellitaires et l'interprétation des résultats obtenus.

Je salue la bonne ambiance de travail qui a régné au LAMEPA (Laboratoire de Modélisation Environnementale et Physique de l'Atmosphère) et qui a contribué au bon déroulement de cette thèse. Je pense aux **Docteurs** : Zéphirin YEPDO, Roméo TANESSONG, Wilfried POKAM, Merlin GUENANG, Pierre KAMSU, Pascal MOUDI, Samuel KAISSASSOU et Armand KOMKOUA ; aux **Doctorants** ; aux **post-Masters** et aux **Masters**.

J'ai une pensée particulière pour le **Dr. Kamsu Tamo** qui m'a toujours conseillé, orienté et a toujours répondu présent à mes sollicitations.

Je pense également à mes camarades de promotion : Kemgang, Nonki, Tamoffo, Mbouna avec qui j'ai passé des moments de joie, et de folie. Nous n'avons pas seulement discuté de science, mais de tout autre sujet.

J'adresse également mes remerciements au directeur de l'IGE de m'avoir accueilli au sein de son laboratoire et au président d'Aix Marseille Université de m'avoir autorisé à passer des séjours au sein son prestigieux laboratoire qu'est le CEREGE. Je manifeste ma profonde gratitude à l'équipe Phyrev et aux chercheurs de l'IGE. Pendant les présentations scientifiques, vos questions et suggestions ont été très enrichissantes pour l'avancement de mes travaux.

Je remercie toute ma famille pour le soutien sans faille. Je pense à mes frères et soeurs cadets (Pierre Leprince, Darline Audrey, Aguy Vanelle, Michelle, Raymond Youdom , Cedrick Michael, Vinie Vivia, Doriane Themgang, Michelle...), à mes oncles et tantes. Un merci particulier à maman Tchoummo Christine pour son soutien inconditionnel.

Table des matières

Dédicace	i
Remerciements	ii
Liste des figures	vii
Liste des tableaux	xi
Liste des symboles	xii
Principaux sigles et acronymes	xiii
Abstract	xv
Résumé	xvi
Introduction générale	1
Chapitre 1 Généralités sur le Climat en Afrique Centrale dans le Bassin du Congo	5
1.1 Circulation atmosphérique	5
1.1.1 La circulation de Hadley	7
1.1.2 La circulation de Walker	8
1.2 Circulation au-dessus de l’Afrique et du golfe de Guinée	10
1.3 La zone de convergence intertropicale (ZCIT)	14
1.4 Les ondes équatoriales atmosphériques	18
1.5 Propriétés des nuages bas	22
1.5.1 Propriétés microphysiques	22
1.5.2 Effet radiatif des nuages	23
Chapitre 2 Domaine d’étude et Outils d’analyses	26

2.1	Domaine d'étude	26
2.1.1	localisation	26
2.1.2	topographie	27
2.1.3	Climatologie	29
2.1.4	Végétation	29
2.2	Les Outils d'analyse	29
2.2.1	Données	29
2.2.1.1	Les données d'observation du couvert nuageux	29
2.2.1.1.1	Les données SAFNWC	30
2.2.1.1.2	Les données CALIOP	33
2.2.1.1.3	Les données EECRA	35
2.2.1.2	Les températures de surface de la mer SST-OSTIA	35
2.2.1.3	Les réanalyses	36
2.2.1.4	Les précipitations TRMM	38
2.2.1.5	Le rayonnement solaire DNI	38
2.2.2	Les méthodes d'analyses	40
2.2.2.1	Calcul des anomalies	40
2.2.2.2	Le test d'hypothèse statistique	41
2.2.2.3	Détermination des types de temps : l'algorithme des centres mobiles ou K-means	43
2.2.2.4	Analyse en composantes principale (ACP)	45
2.2.2.5	Analyse en Composantes Principale Probabiliste (ACPP) ou ACP Probabiliste	46
2.2.2.6	Méthode d'Entropie Maximale (MEM)	47
Chapitre 3 Résultats et discussions		49
3.1	Analyse de la climatologie moyenne en Afrique Centrale	50
3.1.1	Les précipitations du satellite TRMM	50
3.1.2	Les nuages	52
3.1.3	Le rayonnement	59
3.2	Régionalisation au moyen de la Kmeans	60
3.2.1	Précipitations du satellite TRMM	60
3.2.2	Le rayonnement direct au sol	62
3.2.3	Lien entre les paramètres	64

3.3	Climatologie moyenne des nuages bas en JJAS sur la façade Atlantique de l'Afrique Centrale et cycle diurne associé	67
3.4	Potentiel biais dans la détection des nuages bas dans SAFNWC	75
3.5	Dynamique atmosphérique et lien avec les températures de surface de la mer . . .	82
3.6	Détermination des précurseurs potentiel	90
3.6.1	Mise en évidence des différentes classes de nuages bas dans EECRA	91
3.6.2	Analyses composites	96
3.6.3	Analyse spectrale	106
	Conclusion générale et perspectives	108
	Références bibliographiques	113
	Annexe	122
	Liste des publications	125

Liste des figures

Figure 1	Représentation schématique de la circulation atmosphérique lorsque le soleil est au zénith.	6
Figure 2	Représentation schématique de la circulation de Haddley	7
Figure 3	Sections transversales mensuelles de la ligne de courant d'après la climatologie ERAI (1979-2014)	9
Figure 4	Evolution climatologique moyenne de l'OLR-NOAA , du vent à partir des réanalyses ERA intérim	10
Figure 5	Evolution climatologique moyenne, des températures de surface de la mer et du vent à 925 hpa	12
Figure 6	Climatologique mensuelle méridienne/ verticale, de la composante zonale du vent entre les longitudes 12°E et 30°E	13
Figure 7	Champ de vent ERA-I et divergence (sec^{-1}) à 925 hPa pour la période 1983-2003.	16
Figure 8	Précipitations moyennes (mm.jour^{-1}) en avril et novembre sur la période 1979-2014.	17
Figure 9	Courbes de dispersion pour les ondes équatoriales en fonction de la fréquence et du nombre d'onde zonal	21
Figure 10	Structure horizontale des solutions d'onde équatoriales sur un beta-plan... .	21
Figure 11	Schéma illustratif du processus de formation des nuages	23
Figure 12	Principaux aspects géographiques de la zone d'étude et de la topographie. .	28
Figure 13	Exemple de visualisation des types de nuages par l'imagerie SEVERI à bord du satellite MSG le 12/07/2018	32
Figure 14	Une illustration du rayonnement DNI moyenné sur la période 1983-2013 . .	39
Figure 15	Climatologie mensuelle des précipitations TRMM couplée au vent pour la période 1998-2014.	50

Figure 16	Diagramme Hovmuller (latitude-temps) des pluies TRMM (mm/jour) moyennées sur la bande longitudinale 6°E-30°E	51
Figure 17	Climatologie mensuelle moyenne de la couverture nuageuse totale à partir du produit SAFNWC.	53
Figure 18	Climatologie mensuelle moyenne de la couverture nuageuse basse à partir du produit SAFNWC.	54
Figure 19	Climatologie mensuelle moyenne des nuages moyens à partir du produit SAFNWC.	55
Figure 20	Climatologie mensuelle moyenne de la couverture des nuages hauts à partir du produit SAFNWC	56
Figure 21	Climatologie mensuelle moyenne de la couverture des nuages sémi-transparents à partir du produit SAFNWC pour la période 2009-2014.	57
Figure 22	Histogramme des fréquences cumulées des nuages bas, des nuages moyens, des nuages hauts et des semi-transparents à partir des produits SAFNWC.	58
Figure 23	Distribution spatiale mensuelle moyenne du rayonnement solaire direct pour la période 2000 à 2013.	59
Figure 24	Mise à jour de la charnière climatique nord-sud en Afrique Centrale.	61
Figure 25	Régionalisation en quatre classes de l'Afrique Centrale au moyen de la méthode des K-means.	62
Figure 26	Régionalisation au moyen de la méthode k-means à partir du rayonnement direct DNI	63
Figure 27	Classification au moyen de la méthode k-means à partir des précipitations TRMM et du rayonnement incident DNI	64
Figure 28	Diagramme latitude-temps des nuages hauts opaques moyennés sur les longitudes 6°E-30°E (aplats, %) et des précipitations TRMM (contour, mm/jour).	65
Figure 29	Distribution spatiale moyenne en fréquence des nuages bas et très bas(<1000m) pendant la période JJAS.	68
Figure 30	Fréquence d'occurrence des nuages bas pendant la saison JJAS pour la période 2009-2014.	69
Figure 31	Régionalisation par application de la méthode de kmeans sur les données SAFNWC pendant la période 2009-2014.	70

Figure 32	Cycle diurne de la quantité des nuages bas exprimée en % sur les plaines côtières, les plateaux et versants ouest des hautes terres.	72
Figure 33	Nombre de stations EECRA disponible en fonction des créneaux horaires. Y sont également représentés le nombre d'observations pour chaque station .	74
Figure 34	Fréquence d'apparition des nuages bas et ultra bas, des nuages moyens, des nuages hauts opaques , et quatre types de nuages hauts semi-transparents dans les produits SAFNWC.	76
Figure 35	Probabilité d'occurrence en saison JJAS et au cours du cycle diurne des nuages bas, des nuages moyens, des nuages hauts et opaques des semi transparents pour trois régions particulières	78
Figure 36	Fréquence d'occurrence nocturne des nuages hauts et moyens en saison JJAS tel que détecté par le Lidar CALIOP sur la période 2007-2015. . . .	79
Figure 37	Evolution du cycle diurne des nuages bas dans SAFNWC à partir des seuil standards et des seuils spécifiques en considérant trois échelles spatiales durant la période 2012-2014.	81
Figure 38	Champs moyens des SSTs OSTIA , du vent à 925hpa et du géopotentiel en JJAS pour la période 2009-2014	84
Figure 39	Coupe transversale en saison JJAS. (a) fraction de couverture nuageuse basse (%), (b) vitesse du vent (m/s) et (c) stabilité statique (K/hpa) à 2°S des données ERA-STF.	85
Figure 40	Profil vertical de 1000hpa à 600hpa de (a) la fraction de couverture nuageuse (%), (b) la vitesse du vent (m/s), (c) l'humidité relative et (d) la température (°K) des données ERA-STF.	86
Figure 41	Evolution en altitude des stratocumulus issus des 28 stations EECRA le long du cycle diurne.	87
Figure 42	Coupe trihoraire longitude-altitude à 2°S de la composante divergente du vent zonal, de la vitesse verticale, de l'humidité relative et de la température potentielle équivalente pour les jours composites au Gabon.	88
Figure 43	Représentation spatiale moyenne de la couverture nuageuse basse des prévisions ERA-STF au cours du cycle diurne pour la période 2009-2014. . .	89
Figure 44	Indice de classification à 98% du degré de significativité de la K-means pour K allant de 2 à 10 pour la classification des nuages bas de ECCRA.	93

Figure 45	Partitionnement en classe des 26 stations des nuages bas de la façade atlantique.	94
Figure 46	Fréquence d'occurrence mensuelle des 6 classes de nuages bas au cours du cycle diurne.	95
Figure 47	Fréquence d'occurrence mensuelle des 6 classes de nuages bas au cours du cycle saisonnier.	96
Figure 48	Composites des anomalies non désaisonnalisées de la fréquence d'occurrence des nuages bas des réanalyses ERA5 sur la période (1979-2018) pour chaque type de classe.	97
Figure 49	Composites des anomalies non désaisonnalisées de la fréquence d'occurrence du vent des réanalyses ERA5 pour chaque type de classe.	98
Figure 50	Séquences composites associées à chaque type de classes allant de T0-6 à T0+8 au pas de 2 jours des anomalies non désaisonnalisées de la vitesse du vent et du vent à 925hpa.	99
Figure 51	Anomalies non désaisonnalisées des températures de surface de la mer (°C) allant de 1979-2018 pour les 6 classes de nuages bas	101
Figure 52	Séquences temporelles des composites d'anomalies non désaisonnalisées des températures de surface de la mer (°C) allant de T0-6 à T0+8 pour la période de 1979-2018 pour les 6 classes de nuages bas.	102
Figure 53	Composites des anomalies non désaisonnalisées du rayonnement solaire DNI (1983-2015) pour chacune des classes de nuages bas.	103
Figure 54	Cycle diurne du rayonnement DNI (1983-2009) pour chacune des classes de nuages bas EECRA. Pour chaque classe de nuages bas, le cycle diurne de chacun des mois de la saison MJJASO est représenté.	104
Figure 55	Spectre de Mai à octobre pour chaque classe de nuages bas pour la période 1974-2009	106
Figure 56	Partitionnement en deux Régions au moyen de la méthode k-means appliquée sur 5424 pixels continentaux du rayonnement direct DNI pour la période 2000-2013.	124
Figure 57	Partitionnement en quatre Régions au moyen de la méthode k-means appliquée sur 5424 pixels continentaux du rayonnement direct DNI pour la période 2000-2013.	124

Liste des tableaux

Tableau 1	Gammes de seuillages pour la détection des nuages bas	31
Tableau 2	Les principales classes de nuages dans SAFNWC. En gras les nuages qui retiennent notre attention dans cette étude. Les pourcentages des nuages avant et après réaffectations sont consignés dans les colonnes 2 et 3.	33
Tableau 3	Classification nuageuse des données EECRA	35
Tableau 4	Coordonnées géographiques des 26 stations de la façade atlantique.	92
Tableau 5	Tableau des valeurs représentant la couverture nuageuse (en Octas) pour chaque classe et par mois des nuages bas EECRA.	105

Liste des symboles

β	:	Beta
ω	:	Omega
R_e	:	Partie réelle
Γ	:	Gamma
ξ	:	Psi
∇	:	Nabla
Θ	:	Théta
μm	:	Mucro-mètre
Σ	:	Sigma
α	:	Alpha
Δ	:	Delta
σ	:	Sigma
Φ	:	Phi
<i>exp</i>	:	exponentielle
<i>arg</i>	:	Argument
ε	:	Epsilon
$^{\circ}K$:	Dégré Kelvin

Principaux sigles et acronymes

ACP :	Analyse en Composante Principale
ACPP :	Analyse en Composante Principale Probabiliste
BT :	Brightness Temperature
CALIOP :	Cloud Aerosol Lidar with Orthogonal Polarization
CALIPSO :	Cloud Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Observation
CDO :	Climate Data Operator
CEPMMT :	Centre Europeen de Prevision Meteorologique à Moyen Terme
CEREGE :	Centre Européen de Recherche et d'Enseignement des Géosciences et d'Environnement
CM :	Cloud Mask
CM SAF :	Satellite Application Facility on Climate Monitoring
CNES :	Centre National d'Etudes Spatiales
CT :	Type de Nuage
CTTH :	Cloud Top Temperature and High
DNI :	Direct Normal irradiance
DJFM :	Decembre-Janvier-Fevrier-Mars
ECMWF :	European center for Medium range Weather forecats
EECRA :	Extended Edicted Cloud Records Amount
EOA :	Epaisseur Optique des Aérosols
EOF :	Empirical orthogonal Function
EVI :	Enhance Vegetation Index
ERA-STF :	ERA short term Forecast
EUMTSAT :	European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites
GHRSSST :	Group for High Resolution SST
GIEC :	Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat
GOCCP :	GCM Oriented Calipso Clouds Products
GTS :	Global Telecommunications System
IGE :	Institut des Géosciences et de l'Environnement
INPE :	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
LAMEPA :	Laboratoire de Modélisation Environnementale et de Physique de l'Atmosphère
LT :	Local Time (heure locale)

JEA-N :	Jet Est Africain - Nord
JEA-S :	Jet Est Africain - Sud
JJA :	Juin-Juillet-Août
JJAS :	Juin-Juillet-Août-Septembre
JET :	Jet Est Tropical
JAXA :	Japan Aerospace eXploration Agency
MERIS :	MEdium-spectral Resolution Imaging Spectrometer
MEM :	Méthode d'Entropie Maximale
MSG :	MeteoSat Seconde Generation
MJJASO :	Mai-Juin-Juillet-Aout-Septembre-Octobre
MODIS :	Moderate Résolution Imaging Spectro- Radiometer
NDVI :	Normalized Difference Vegetation Index
NCEP :	National Centers for Environmental Prediction
NASA :	National Aeronautics and Space Administration
NOAA :	National Oceanic and Atmospheric Administration
OSTIA :	Operational Sea Surface Temperature and Sea Ice Analysis
OLR :	Outgoing Longwave Radiation
PC :	Principal Component
SDI :	Surface Direct Irradiance
SST :	Sea Surface Temperature
SAFNWC :	Satellite Application Facility for Supporting Nowcasting and very short range forecast
SEVERI :	Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager
SIRTA :	Site Instrumental de Recherches par Télédétection Atmosphérique
TRMM :	Tropical Rainfall Measuring Mission
TKE :	Turbulent Kinetic Energy
WCA :	Western Central Africa
ZCIT :	Zone de Convergence Inter-Tropicale

Résumé

Dans ce travail de thèse les données satellitales, de réanalyses et d'observations in situ ont été utilisées pour étudier la climatologie moyenne et le cycle diurne des nuages bas en Afrique Centrale. La dynamique atmosphérique associée à la formation de ces nuages bas a également été étudiée. Les SST (Sea Surface Température) ainsi que le vent des reanalyses ERA5 ont été explorés pour déterminer des potentiels précurseurs de la formation des nuages bas. Quatre types de cycles diurnes (côte, vallées, plateaux et les versants) ont été mis en relief grâce à la méthode dite des K-moyens. Il ressort que : la façade Atlantique de l'Afrique Centrale est principalement couverte par les nuages bas de type stratiforme pendant la saison JJAS. Ils atteignent leur maximum en octobre et commencent à se dissiper au mois de Septembre. De nuit alors que le satellite peine à détecter les nuages, les comparaisons entre les données satellitales et les observations in situ apportent des indications sur l'évolution spatiale et le cycle diurne des nuages bas. La distribution spatiale des nuages bas est fortement contrôlée par la topographie. À l'ouest du domaine, les plaines cotières décrivent une couverture nuageuse plus dense. Le maximum de cycle diurne est observé à 04 LT alors que l'amplitude est faible. À l'Est du domaine sur les versants et les plateaux, alors que l'amplitude du cycle diurne est plus grande, la phase est observée à 10 LT. La dynamique atmosphérique décrit une circulation vers l'Est marquée par l'effet de foehn. À 13 LT, le cycle diurne des nuages bas sur les plateaux et les versants est associé au mouvement ascendant sur les plateaux et un mouvement descendant à 07 LT au dessus de l'Atlantique lorsque la langue d'eau froide est prononcée. Six classes de nuages bas EECRA ont également été discriminées. Elles vont des classes les moins nuageuses (classe 1) vers les classes les plus nuageuses (classes 5 et 6). Les analyses composites avec les SSTs, le vent et les nuages ERA5 sont explorées. Les classes les plus nuageuses (classe 5 et 6) sont associées à une remontée d'eaux froides dans l'Atlantique et une intensification des alizés sur les versants et les plateaux. Les composites avec le rayonnement montrent que ceux-ci sont modulés par les nuages bas. L'analyse spectrale met en relief dans chaque classe la présence des perturbations atmosphériques de fréquences 2-10 jours.

Mots clés : Afrique Centrale, Nuages bas, EECRA, cycle diurne

Abstract

In this thesis, an ensemble of three satellites data and in situ ground observations (EECRA-Extended Edited Cloud Reports Archive) was used to picture the seasonal variability and diurnal evolution of low clouds cover in Western Central Africa (WCA). The atmospheric dynamics associated to low clouds cover was also evaluated. Sea Surface Temperature (SST) and wind components from ERA5 are explored to determine the atmospheric dynamics and precursors associated to low cloud cover. Applying advanced statistical techniques on land pixels only, four types of diurnal cycle are also extracted (Coast, valleys, plateaus, windward slopes). The main findings are as follows : WCA is mainly covered in June to September by low stratiform clouds. They reach their peaks in October and begin to dissipate in September. Despite an underestimation of low clouds frequency by satellite estimates at night, comparisons with surface ground observations bring insights into the spatial evolution and diurnal cycle of low clouds. The spatial distribution of low clouds is strongly controlled by orography. At the western part of the region, the coastal plains have the largest cloud cover and lower amplitude diurnal cycle with a maximum phase at 04LT. To the east, across the windward slopes, plateaus and downwind slopes, the cloud progressively reduces, and the diurnal cycle has a larger amplitude with a maximum cloud phase at 10LT. In terms of atmospheric dynamics, the east/west gradient observed in low cloud frequency and amount is related to the foehn effect without substantial rainfall. The diurnal cycle of low cloud in windward slopes and plateaus is related to the mean rising motion inlands at 13LT and subsidence at 07LT over the Atlantic when the cold tongue (upwelling) is very pronounced. Six classes of low clouds in situ observations are determined using K-means clustering analysis. They are arranged from the least covered class to the most covered classes. The composites of each class associated to wind speed, SST and solar radiation are also evaluated. The results show that, the most covered classes 5 and 6 depict a strong modulation of orography and an intensification of trade winds over plateaus and windward slopes. Classes 5 & 6 are also associated to anomalous cold water over the Atlantic coast. Results also shows that low clouds play an important role by regulating the incoming solar radiation. The Maximum Entropy Method applying on each class revealed a strong influence of seasonality and the presence of wave type perturbations across the region with a frequency between 2-10 days.

Key words : Western Central Africa, Low Cloud, diurnal Cycle, EECRA,

Introduction générale

Limiter le réchauffement climatique reste inéluctablement l'une des problématiques majeures auxquels l'humanité est appelé à répondre. Au cœur de cette problématique, les forêts tropicales constituent un acteur majeur dans la régulation du climat mondial (Maynard et Royer, 2004). Celles-ci sont un puit important d'absorption du dioxyde de carbone (Lewis et al., 2009) et de la régulation du bilan hydrique (Spracklen et al., 2012). Elles diminuent également le ruissellement et l'érosion des sols en favorisant l'infiltration des eaux de surface. La région d'Afrique Centrale et plus particulièrement le bassin du Congo est connu comme étant le deuxième plus vaste champ forestier au monde après l'Amazonie (ITTO, 2011). Sa biodiversité très riche doit être conservée pour maintenir l'équilibre entre les plantes et les animaux. Cependant, il faut également noter qu'elles sont aussi de potentiels sources de revenus tant pour les populations qui y vivent que pour les régions qu'elles couvrent. D'après des indicateurs socio-économiques fiables, les populations qui y vivent tirent leurs principales ressources de l'agriculture et les produits offerts par la forêt (de Wasseige et al., 2009). Ces forêts sont donc exposées à de nombreuses menaces tant climatiques que liées aux activités humaines qui s'y déroulent.

En effet les forêts Africaines du bassin du Congo représentent environ 20% des forêts tropicales (ITTO, 2011). Elles apportent des ressources vitales à environ 60 millions de personnes en zone rurale, et impactent de façon indirecte la vie d'environ 40 millions de personnes en zone urbaine (Nasi et al., 2011). Face à ces menaces, la préservation du couvert forestier représente un enjeu important pour les prochaines décennies. Ainsi l'ONU (Organisation des Nations Unies) a lancé en septembre 2008 le programme ONU-REDD (Reducing Emissions from Deforestation and Forests Degradation) qui vise à inciter les pays en voie de développement à protéger leurs ressources forestières, à en améliorer la gestion et à en faire une utilisation judicieuse contribuant à la lutte contre le changement climatique. L'objectif du REDD est d'inciter les pays forestiers en faveur d'une gestion durable des forêts afin que les biens et services d'ordre économiques et écologiques bénéficient aux populations locales tout en réduisant les gaz à effet de serre. C'est dans cette dynamique qu'a été créé en Décembre 2009 à Copenhague un « fond vert climat » à destination des pays en voie de développement dont l'objectif est de renforcer entre autres les résiliences des écosystèmes et des communautés.

D'après le site d'information sciencepost (<https://sciencepost.fr/2018/02/>) dans son nu-

méro paru le 24 février 2018, environ 17% de la forêt amazonienne aurait disparu ces cinquante dernières années. Les auteurs Soares-Filho et al. (2006) estiment que d'ici 2050 environ 40% de la forêt amazonienne aura disparu. D'après un rapport de l'INPE (Institut Nationale pour la Recherche Spatiale) du Brésil en date du 29 novembre 2016, le taux de déforestation de la forêt amazonienne aurait augmenté de 29% entre 2015 et 2016. Alors que la déforestation et la dégradation des forêts par les activités huamines (mines, agricoles, infrastructures énergétiques, transport. . .) posent un risque élevé pour la forêt tropicale amazonienne, la forêt tropicale d'Afrique Centrale reste relativement épargnée avec un taux net de déforestation estimé à 0.28% par an pour la période 1990-2000 et 0.14% par an pour la période 2000-2010 (Mayaux et al., 2013). L'exploitation forestière extensive en usage dans la sous-région ne conduit pas à une perte importante du couvert forestier, et ne remet pas directement en cause la pérennité des forêts. Cependant, le changement climatique pourrait être un acteur majeur. La hausse des températures et la diminution des pluies auraient causé des incendies de forêts, entraînant des bouleversements dans la composition des écosystèmes (Allen et al., 2010 ; Vennetier et Ripert, 2010).

Les facteurs qui influencent la variabilité du climat de l'Afrique Centrale et ses impacts restent extrêmement mal connus. Cette région est l'une des régions climatiques les moins étudiées au monde. Les recherches qui lui sont dédiées tournent généralement autour des simulations numériques (pluies, températures) avec pour objectif principal l'évaluation des modèles climatiques régionaux (Fotso-Nguemo et al., 2016, 2018 ; Tanessong et al., 2012 ; Pokam et al., 2018). Caractériser les éventuels paramètres climatiques qui affectent (ou vont affecter) les forêts d'Afrique Centrale suppose dans tous les cas une bonne connaissance préalable du fonctionnement du climat actuel de la sous-région. Or la plupart des études qui portent sur le climat de l'Afrique Centrale portent beaucoup plus sur les précipitations et les températures, laissant de côté la couverture nuageuse et particulièrement la couverture nuageuse basse. Pourtant elle a été identifiée comme la principale source d'incertitude dans les modèles de climat. La diversité des rétroactivités liées aux nuages est considérée comme l'une des principales sources d'incertitude pour la sensibilité du climat. Bony et Dufresne (2007) montrent que la différence des rétroactivités s'explique par la différence des réponses aux nuages et principalement des nuages bas. C'est pourquoi pendant la campagne AMMA (African Monsoon Multidiplinary Analysis) qui est entrée en croisière dans sa deuxième phase, des campagnes de mesures et particulièrement celles liées à l'observation de la couverture nuageuse basse ont été menées en Afrique de l'Ouest.

À partir des mesures in situ et des données satellitaires, Knippertz et al. (2011) ; Schrage et Fink (2012) et van der Linden et al. (2015) ont montré qu'en Afrique de l'Ouest, le maximum de

cycle diurne des nuages bas stratiformes est observé entre 04-07 LT pendant la saison de mousson (Juillet-septembre JAS). Cette présence des nuages bas en JAS est due à la formation des jets de basses couches (Schrage et al., 2006 ; Schrage et Fink, 2012 ; Schuster et al., 2013), très intenses la nuit. Ces nuages qui sont non précipitants réduisent significativement le rayonnement solaire incident et piège l'émission terrestre infrarouge (Knippertz et al., 2011 ; Schuster et al., 2013). Ainsi les nuages de basses couches joueraient un rôle important dans la variabilité du climat en ce sens qu'ils modulent le rayonnement solaire incident, contribuant à l'inégale repartition du rayonnement solaire en surface. Les nuages bas (stratus et cumulus) situés entre 2-3km d'altitude sont formés pour la plupart des gouttelettes d'eau. Ils ont tendance à refroidir les basses couches de l'atmosphère en réfléchissant le rayonnement solaire vers l'espace. Leur réponse au réchauffement selon que la quantité va se réduire ou rester stable est la cause des incertitudes dans les modèles climatiques. Dans le dernier rapport du GIEC, les modèles climatiques à grande échelles estiment qu'une diminution de la couverture nuageuse basse pourrait amplifier le réchauffement climatique.

En Afrique Centrale, pauvre en observation in situ, aucune étude jusqu'à présent ne documente les nuages bas. Pourtant leur influence sur le climat de la sous-région reste méconnue, alors que les travaux jusqu'ici réalisés en Afrique Centrale ne définissent pas clairement les principaux moteurs du climat de la sous-région. Ainsi dans ce travail nous ferons une étude climatologique des nuages de basse altitude en Afrique Centrale. Nous tenterons de documenter le cycle diurne de ces nuages ainsi que les mécanismes qui contrôlent la formation et la dissipation de ces derniers. Ainsi le premier objectif de ce travail est de caractériser la couverture nuageuse basse dans la région en termes de sa saisonnalité, de sa distribution spatiale et son cycle diurne. Nous porterons particulièrement notre attention sur la période Juin-Septembre (JJAS). Cette saison se démarque par une couverture nuageuse basse très dense et une remontée des eaux froides au niveau des côtes Gabonaises. Ensuite le second objectif consiste à évaluer la signature spatio-temporelle de ces nuages dans les différents types de classes de nuages bas sur la façade Atlantique de l'Afrique Centrale. Le but est de mettre en relief les structures spatiales des nuages bas, d'en évaluer la concordance avec le rayonnement solaire incident, le vent et les SSTs. Ce travail se décline en trois chapitres :

- ▶ Le **Chapitre 1** présente les acteurs clés du climat en Afrique Centrale et dans le bassin du Congo.

- ▶ Le **chapitre 2** décrit les données et les différents outils d'analyse.

- ▶ Le **chapitre 3** porte sur l'analyse des résultats obtenus. Ce chapitre est structuré en trois grandes parties : la première fait l'objet d'une analyse détaillée de la climatologie des nuages

bas dans le bassin du Congo. La seconde partie porte sur la climatologie et quelques éléments dynamiques qui accompagnent la formation des nuages bas sur la façade Atlantique de l'Afrique Centrale. La dernière partie porte sur la recherche des percusseurs en faisant une détermination en types de classe. Nous y évaluons les différentes structures spatiales des nuages bas, ainsi que la signature d'autres paramètres tels que le vent les SSTs, le rayonnements, et enfin une conclusion générale suivie des perspectives.

Chapitre 1

Généralités sur le Climat en Afrique Centrale dans le Bassin du Congo

Ce chapitre présente les caractéristiques clés de la dynamique atmosphérique qui peuvent influencer le climat de l'Afrique Centrale. Une brève description de la circulation au-dessus de l'Afrique Centrale est présentée. Nous présentons également une brève description des ondes équatoriales susceptibles d'avoir de l'influence sur le climat et les nuages bas. Et enfin nous présentons le processus de formation des nuages, leur effet radiatif en insistant particulièrement sur les nuages bas qui font l'objet de cette thèse.

1.1 Circulation atmosphérique

La circulation extratropicale est dominée par des ceintures de vent d'ouest, centrées autour de 45°N et 45°S . Ces vents d'ouest sont perturbés par une succession interminable de perturbations migrant vers l'est, appelées ondes baroclines, qui font varier le temps à ces latitudes d'un jour à l'autre. Ces ondes se propagent vers l'ouest à une vitesse moyenne d'environ 10m/s .

La circulation dans les tropiques est dominée par des alizés beaucoup plus réguliers, marqués par une composante de vent zonal d'est et une composante dirigée vers l'équateur. Les alizés du nord-est dans l'hémisphère nord et du sud-est dans l'hémisphère sud sont la manifestation en surface de circulations qui s'étendent dans la profondeur de la troposphère.

Les cellules de Hadley et les alizés occupent les mêmes ceintures de latitude. Les alizés et la ceinture de vent d'ouest extratropicale dans chaque hémisphère de la figure 1 sont séparés par une ceinture de haute pression subtropicale centrée à 30° de latitude dans laquelle les vents de surface ont tendance à être faibles. Les courants-jets au niveau de la tropopause sont situés

directement au-dessus des ceintures de haute pression subtropicales à la surface de la Terre. Un faible minimum de pression au niveau de la mer prévaut le long de l'équateur, où convergent les alizés des hémisphères nord et sud. Des dépressions beaucoup plus profondes se forment dans les régions extratropicales et migrent vers les zones polaires pour former les ceintures de basse pression subpolaire.

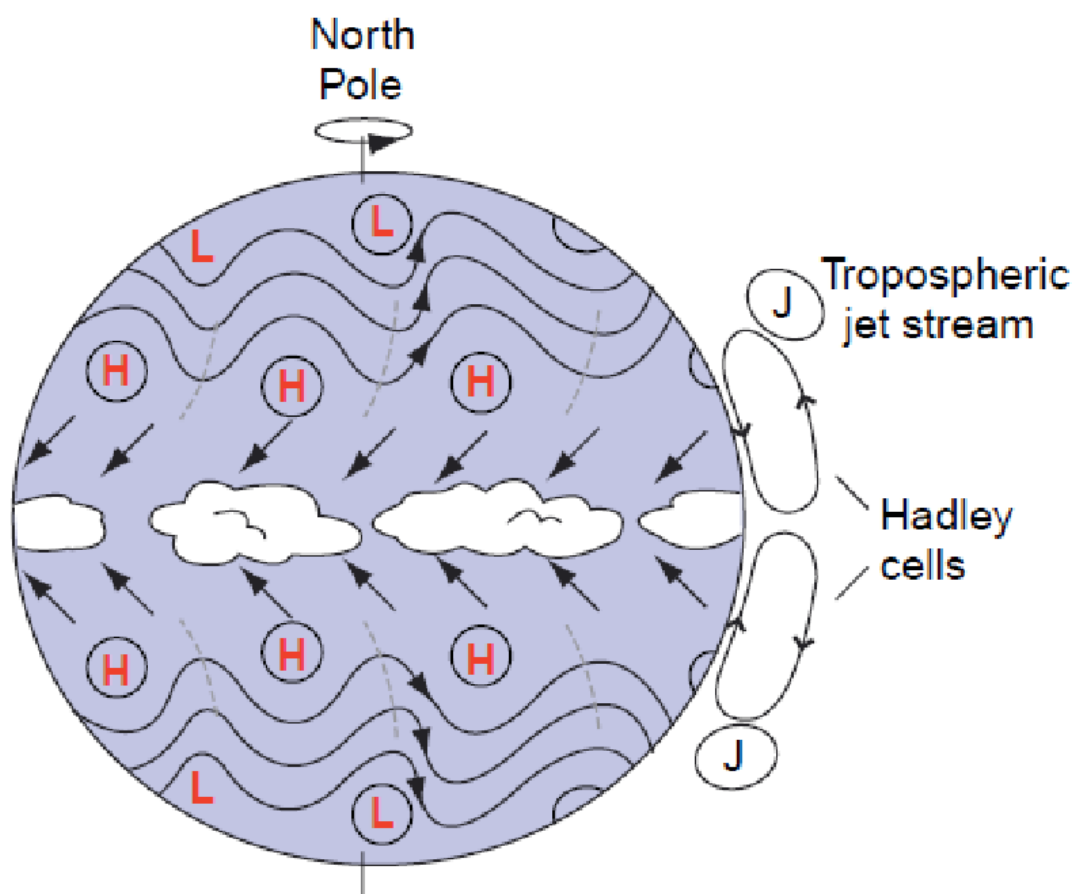


Figure 1 – Représentation schématique de la circulation atmosphérique lorsque le soleil est au dessus de l'équateur. Les rangées de H indiquent les ceintures de hautes pressions subtropicales, et les rangées de L indiquent la ceinture de basse pression subpolaire. Les cellules de Hadley et les courants jets troposphériques (J) sont également indiqués. (Wallace et Hobbs, 2006)

En réalité, les vents de surface ont tendance à être plus forts sur les océans que sur la terre car ils ne sont pas autant ralentis par la friction de surface. Sur les océans Atlantique et Pacifique, les vents de surface reflètent bon nombre des caractéristiques de la figure 1, mais une structure longitudinale est également apparente. La ceinture de haute pression subtropicale, plutôt que d'être continue, se manifeste sous la forme de centres de haute pression distincts, appelés anticyclones

subtropicaux, centrés sur le milieu des océans (Wallace et Hobbs, 2006). La circulation tropicale représentée sur la figure 1, avec les alizés du nord-est et du sud-est convergeant le long de l'équateur, n'est pas réalisée dans l'atmosphère réelle. Au-dessus des océans Atlantique et Pacifique, les alizés convergent, non pas le long de l'équateur, mais le long de 7 °N (Wallace et Hobbs, 2006).

1.1.1 La circulation de Hadley

Dans les zones tropicales, l'essentiel du transport d'énergie dans l'atmosphère est assuré par la circulation de Hadley. Découverte en 1735 par le météorologiste anglais George Hadley, la cellule de Hadley est une cellule de circulation méridienne des masses d'air se fondant sur des ascendances thermiques à l'équateur et des subsidences au niveau des pôles. Cette cellule est caractérisée par : (1) un écoulement vers l'équateur dans la couche limite, (2) un mouvement ascendant à quelques degrés de l'équateur, (3) un écoulement de retour vers les pôles dans la haute troposphère tropicale, et (4) un mouvement descendant dans les régions subtropicales, comme l'indique la figure 2.

Sachant que le bilan énergétique du système Terre-Atmosphère s'équilibre en moyenne globale et annuelle, et qu'on observe un fort différentiel énergétique entre la zone tropicale (excédentaire) et le reste du globe (déficitaire), des zones de transport méridien de grande échelle doivent nécessairement se mettre en place au sein de ce système. Les cellules de Hadley sont responsables du transport d'énergie de l'équateur vers les zones tropicales. En haute troposphère, ces cellules exportent de l'énergie potentielle (gz), gagnée grâce à de la convection depuis l'équateur jusqu'à 30° de latitude (Oort et Peixoto, 1993).

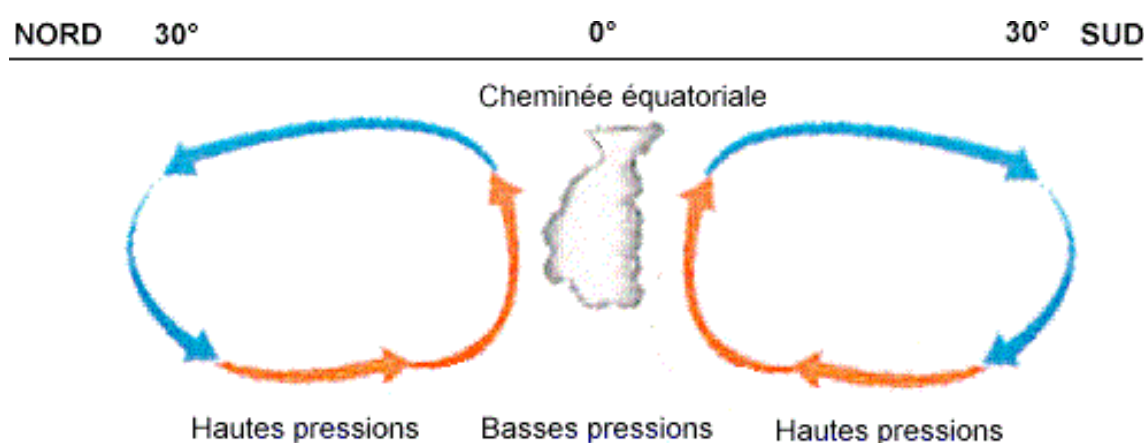


Figure 2 – Représentation schématique de la circulation de Haddley. Source : <http://www.cyclonextreme.com/cycloneglossaire.htm>

Elles ne s'étendent généralement pas au-delà de 30° car l'excédent d'énergie gagnée à l'équateur

est libérée. Dans la basse troposphère, les cellules de Hadley importent de la chaleur sensible ($C_p T$) et latente ($L_v q$) grâce aux alizés qui se dirigent vers l'équateur à cause de la force de Coriolis. Ces vents sont associés à de la divergence en haute troposphère et convergent vers les zones de basses pressions au niveau de la surface. Cependant, en raison de la rotation de la Terre, une telle structure atmosphérique serait instable. En conséquence, les deux cellules entraînées par l'ascension à l'équateur, appelées cellules de Hadley, se ferment avec une branche descendante à une latitude d'environ 30° (Fig.2). La limite nord de ces cellules est marquée par de forts vents d'ouest dans la haute troposphère, appelés jets troposphériques.

1.1.2 La circulation de Walker

Située dans un plan perpendiculaire à la cellule méridienne de Hadley, la circulation de Walker fait référence à la circulation à grande échelle sur le plan vertical et longitudinal au-dessus de l'équateur. La représentation schématique de la circulation de Walker dessine une branche ascendante dans le bassin du Congo (Holton, 2004), mais également elle fait apparaître parfois de la subsidence dans l'Est de l'Atlantique équatorial. C'est une circulation causée par l'existence d'un contraste de chauffage diabatique entre les terres et les océans, ou entre les zones chaudes et froides des bassins océaniques. Elle participe à la redistribution de l'excédent de chaleur enregistrée dans la bande tropicale. Sur le continent caractérisé par une faible capacité et une faible conductivité thermique, la redistribution de l'énergie est assurée par des mouvements verticaux de grandes échelles. Les systèmes de circulations de Walker le long de l'équateur ont été imaginés par Newell (1979). Leurs branches ascendantes sont situées sur l'Atlantique Ouest, l'Amérique du Sud, et sur l'Afrique. Tandis que les zones de subsidence sont observées dans les flancs Est de l'océan Atlantique et pacifique. La variation de la circulation de Walker dans l'Atlantique figure en bonne place dans les études de la variabilité tropicale (Wang, 2002 ; Xie et Carton, 2004). L'étude des systèmes de circulation zonales dans l'Atlantique équatoriale est inspirée par l'observation du transport d'humidité dans les basses couches (Pokam et al., 2012) vers l'ouest de l'Afrique équatorial. Au-dessus de l'Atlantique et sur les côtes Africaines à environ 10°E , des mouvements ascendants (fig 3) observés pendant les mois de Novembre à Mai génèrent des pôles majeurs de convection.

Entre juin et octobre, deux cellules de circulation zonale se font clairement identifiées. La première identifiée comme circulation atlantique de walker est située dans l'Atlantique Ouest. Sa branche ascendante s'étend au-delà de 35°W sur l'Amérique du Sud. Cette branche ascendante se déplace vers l'Ouest au cours de la saison et se produit tout le long de l'année. Une autre

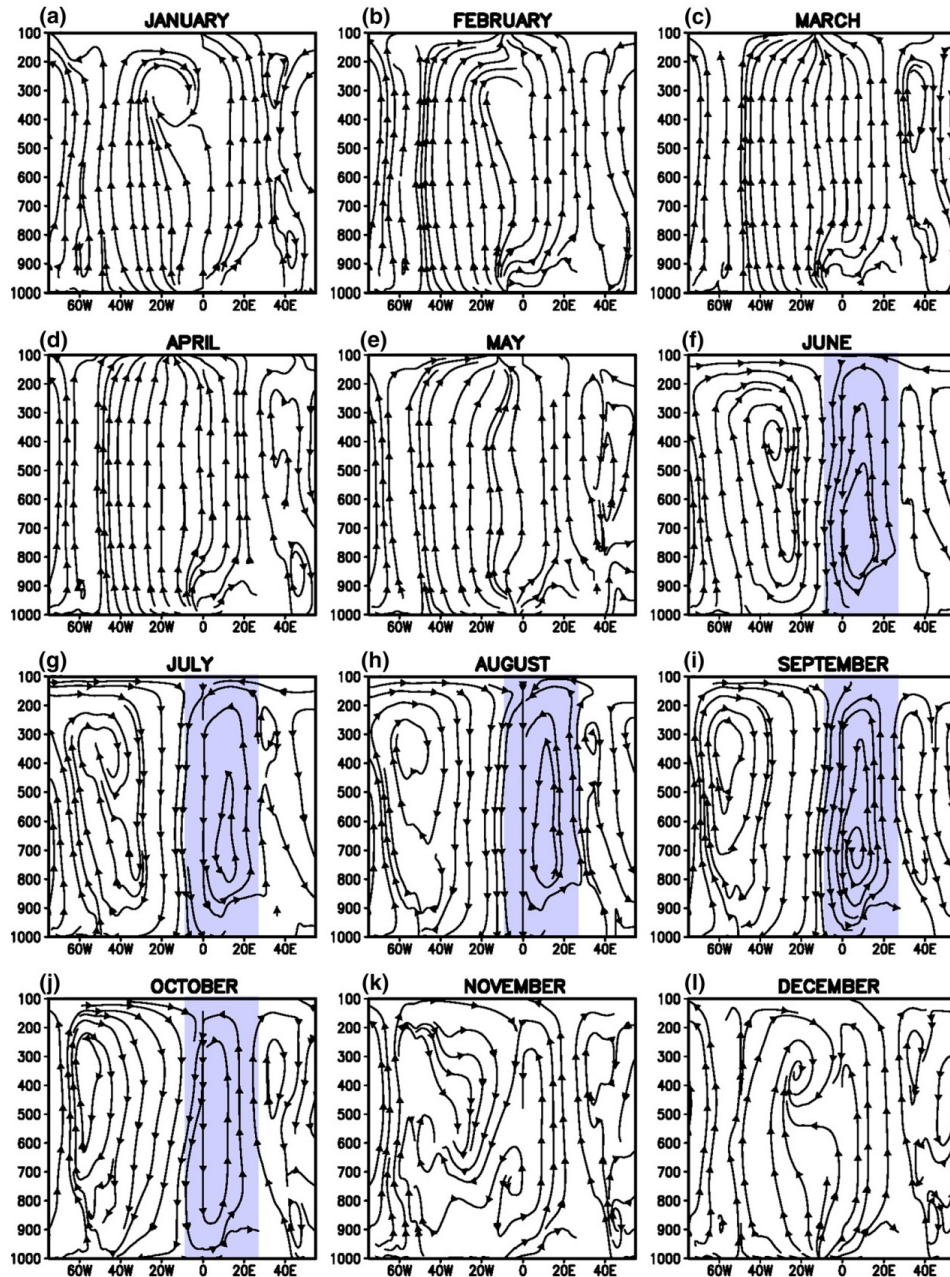


Figure 3 – Sections transversales mensuelles de la ligne de courant construites à partir de la composante divergente du vent zonal (m/s) et de la vitesse verticale-p (-102 Pa/s) en moyenne entre 3°S et 3°N d’après la climatologie ERAI (1979-2014). Source : Cook et Vizy (2016)

cellule de circulation zonale est également mise en place entre Juin et Octobre (figure 3). Situé entre 0 et 30°E, elle couvre la quasi-totalité du bassin du Congo et représente la circulation de Walker dans le bassin du Congo. Semblable à la circulation atlantique de Walker, elle s’étend jusqu’à la tropopause pendant la saison de Juin à Octobre, mais est centré plus bas à environ 700hpa. Alors que la langue d’eau est froide dans le golfe de guinée pendant la période de juin à octobre, la présence de cette cellule va renforcer le gradient de température entre l’océan avec pour

conséquence l'advection du flux d'humidité dans le bassin du Congo (Vizy et Cook (2001), Vizy et Cook (2009)). La branche descendante, située sur les flancs Est de l'océan Atlantique est associée à des alizés en basses couches et au développement des nuages bas stratiformes (stratocumulus, stratus) qui limitent le réchauffement des eaux froides de surfaces (upwelling côtier et équatorial).

1.2 Circulation au-dessus de l'Afrique et du golfe de Guinée

Située entre les façades Ouest et Est de l'océan Atlantique, l'Afrique tropicale est sous l'influence de deux régimes de mousson : celle de l'océan indien et celle de l'océan Atlantique. Dans cette partie nous nous focalisons sur la partie équatoriale localisée entre 10°S et 10°N et 0 à 30°E.

Dans cette partie on y retrouve le bassin du Congo qui constitue le deuxième grand champ forestier au monde après l'Amazonie. Les structures du champ des vents à 925hpa, et du rayonnement thermique moyen (l'OLR-NOAA) au sommet de l'atmosphère sont représentées à la figure 4. l'OLR (Outgoing Longwave Radiation) est l'estimation au sommet de l'atmosphère du rayonnement émis par le système terre-Atmosphère. Il permet de caractériser l'activité convective au-dessus de l'Afrique. Les faibles valeurs de l'OLR indiquent une forte activité convective et une présence des nuages à forte extension verticale qui peuvent induire des précipitations intenses. L'Afrique de l'Ouest et Centrale sont caractérisées par une forte activité convective : d'Avril à Septembre sur les côtes guinéenne et d'octobre à Mars en dessous de l'équateur centrée dans le bassin du Congo. La circulation dans les basses couches est fortement influencée par le régime de mousson venant de l'océan Atlantique (fig 4 et fig 5). En effet, la mousson désigne le renversement de la direction du vent en lien avec le gradient de température entre les continents et les océans. Venant des surfaces maritimes et soufflant dans les basses couches, la mousson va considérablement influencer le transfert de l'humidité de l'air au-dessus des surfaces continentales et moduler ainsi la convection. L'évolution saisonnière de l'activité convective est modulée par la circulation en basses couches caractérisée par :

- Les Alizés du Nord Est qui représentent l'Harmattan venant du Sahara. C'est un vent chaud et sec causé par des dépressions thermiques Saharienne. Il souffle sur l'Afrique de l'Ouest et contrôle la saison sèche dans la région.
- Les alizés du sud-est induites par l'anticyclone de saint Helène. Lors de la traversée de l'équateur, ces Alizés du sud-ouest sont déviés vers l'Est par la force de Coriolis. Ce qui induit l'instauration des vents d'Ouest dans la basse atmosphère au-dessus du continent.

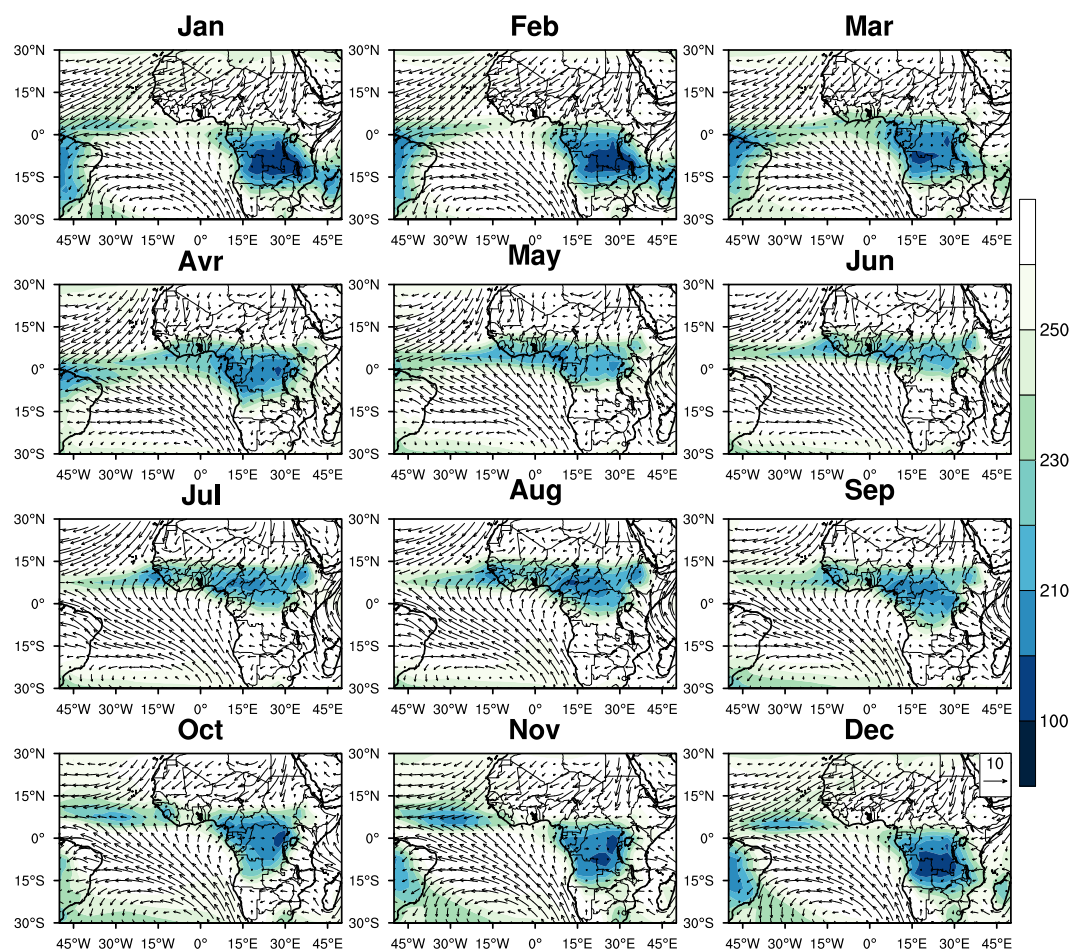


Figure 4 – Evolution climatologique moyenne (1983-2003), de l'OLR-NOAA (nuances, W/m^2), du vent (vecteurs, m/s) à partir des réanalyses ERA interim. Seules les valeurs de l'OLR inférieures à $250W/m^2$ sont représentées

Ces vents d'Ouest seront responsables de l'advection de l'humidité sur l'Afrique Centrale, le Golfe de Guinée et l'Afrique de l'Ouest.

D'autres caractéristiques dynamiques sont également marquées dans la région. Une première zone de convergence est observée sur l'Océan Atlantique caractérisant la rencontre entre la mousson du Nord-est et les alizés du sud-est. Pendant la saison DJFM (Decembre-Mars), alors que la température de surface de la mer est élevée (fig 5), la zone de convergence est située entre 5° et 10° de latitude Nord. Les fortes valeurs de SST (fig 5) sont associées aux faibles valeurs d'OLR. Sur le continent une seconde zone de convergence entre les vents de Nord Est et les vents d'Ouest induits par la force de Coriolis est également présents. Elle varie en fonction de la saison : en JJA (Juin-Août), elle se situe à environ $20^\circ N$ au Sud des dépressions thermiques saharienne alors qu'en DJFM, elle se positionne vers $5^\circ N$ au-dessus du Golfe de guinée. Pendant la saison JJAS

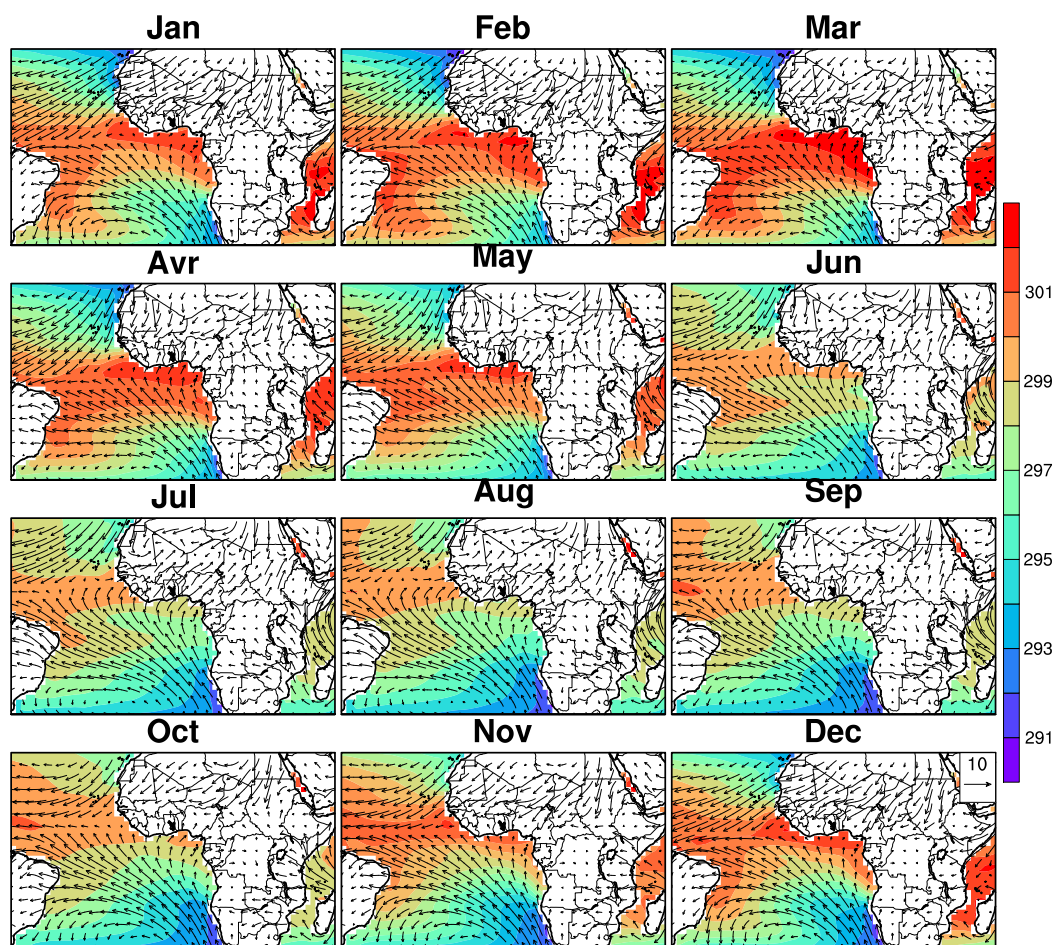


Figure 5 – Evolution climatologique moyenne (1983-2003), des températures de surface de la mer (nuances, °K), du vent à 925 hpa (vecteurs) à partir des réanalyses ERA intérim.

(Juin-Septembre), la température de surface de la mer diminue considérablement.

La figure 6 représente le diagramme latitude-pression de la climatologie mensuelle des champs du vent zonal. Elle permet de mettre en relief les structures dynamiques qui caractérisent et influencent le climat dans les basses couches en Afrique Centrale, mais également en moyenne et haute atmosphère. Trois structures dynamiques caractérisant les vents d'Est sont observées : il s'agit du Jet East Tropical (JET) situé à environ 200hpa évoluant entre 5°S en Janvier jusqu'environ 15°N en septembre, et deux jets Est situés de part et d'autre de l'équateur dans la moyenne troposphère. Il s'agit des composantes Nord et Sud du jet Est Africain, dénommées respectivement AEJ-N et AEJ-S. On peut également noter la présence de deux jets situés dans les latitudes subtropicales entre 30°S et 30°N et un maximum de vent d'Ouest dans la basse troposphère situé près de l'équateur caractérisant le flux de mousson.

L'AEJ-N résulte de l'inversion du gradient de température dans les basses couches entre les

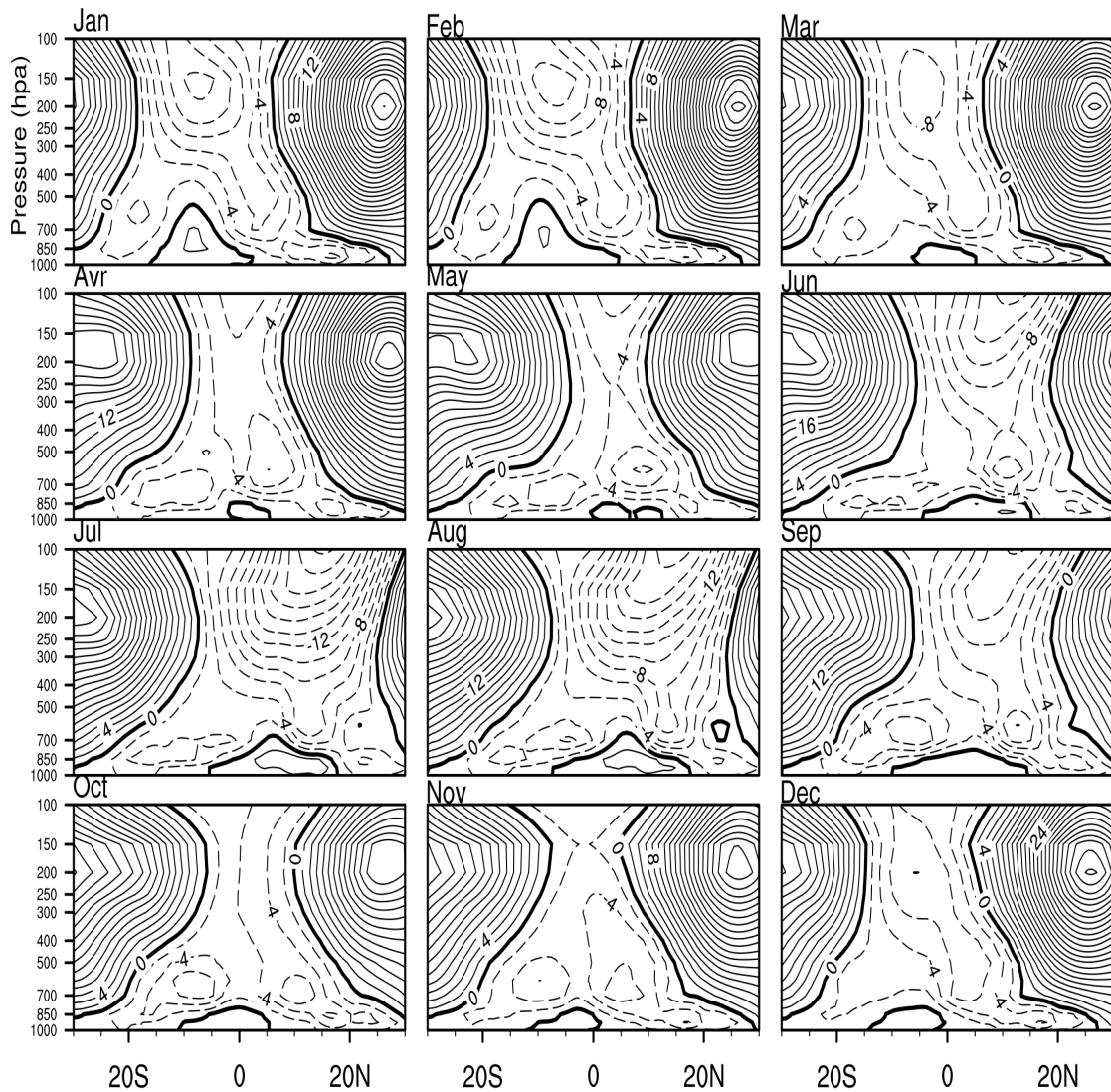


Figure 6 – Climatologie mensuelle méridienne/verticale (1983-2003), de la composante zonale du vent (en m/s) entre les longitudes 12°E et 30°E. Les valeurs négatives (positives) sont représentées par les contours interrompus(pleins).

régions désertiques sahélienne et les régions humides équatoriales (Nicholson et Grist, 2003). Les vents associés sont présents tout au cours de l'année. Situé à environ 5°N en Janvier, le jet migre vers le Nord et atteint une position d'environ 15°N en Août. Son noyau est situé à environ 600hpa entre Avril et Septembre quand le jet est plus intense. Le cœur du jet est situé à environ 700hpa pendant les mois d'Octobre à Mars quand l'intensité du jet est faible. En Septembre alors qu'il commence à migrer de sa position plus au Nord (15°N) vers l'équateur, son intensité est de 8m/s.

L'AEJ-S bien que présent également de Janvier à Mars, il est plus marqué d'Août à Novembre. Il résulte également d'un gradient de température de surface. Pendant les mois d'août à Novembre, il varie entre 5°S et 10°S et le cœur du jet est situé à environ 700 hpa. Sa vitesse peut atteindre 6m/s lorsqu'il est à sa position la plus au Sud au mois d'octobre. Pendant les mois de

décembre à Mars, sa structure s'apparente à des circulations en moyenne troposphère, mais il est vite remplacé par une circulation d'Est soufflant aux environs de 850hpa en Avril -Juillet.

Le Jet Est Tropical situé aux environs de 200hpa, il résulte d'un gradient de température entre les reliefs tibétains et l'océan indien (Koteswaram, 1958). Dans l'hémisphère Sud, son existence s'apparente à la branche supérieure de la circulation de Walker. Deux positions majeures de maximum caractérisent ce jet : en février avec une vitesse de 12m/s lorsque le jet est à sa position plus au Sud situé à 5°S et en Juillet alors que la vitesse est maximale et atteint 24m/s, le jet est à sa position plus au Nord (17.5°N). Au cours du cycle annuel, le jet va migrer entre ces deux positions extrêmes, et sa vitesse va diminuer au fur et à mesure qu'il se rapproche de l'équateur et même tendre à disparaître en Avril- Mai. Après la traversée de l'équateur en Mai, la vitesse du jet commence à croître jusqu'à atteindre son maximum en Juillet. À partir du mois d'Août, le jet s'affaiblit et celui-ci va entamer sa migration vers le sud et va même complètement disparaître en Octobre- Novembre lors de la seconde traversée de l'équateur.

1.3 La zone de convergence intertropicale (ZCIT)

Plusieurs définitions ont soulevé des confusions et d'ambiguïtés quant au concept de la ZCIT. Nieuwolt (1977), considère que le concept remonte au modèle de Hadley qui n'exprime cependant pas de façon explicite la notion de convergence. Le modèle a largement fait échos lorsque les météorologues ont tenté d'appliquer au niveau des tropiques les concepts frontaux de moyenne altitude. La première mention de la notion de convergence des alizés entre les deux hémisphères a été faite par Brooks et Braby (1921). Cette caractéristique, identifiée par une confluence aérodynamique et non par une convergence horizontale du vent est désormais connue sous le nom de front intertropical. Lorsque l'importance de la convergence des vents s'est fait ressentir dans la météorologie tropicale dans les années 1940 (Barry et Chorley, 1992), la convergence des alizés a été désignée zone de convergence intertropicale. Dans la littérature, la définition de la ZCIT varie selon les auteurs, en fonction des variables utilisées pour la définir. Barry et Chorley (2005) pense que se sont des régions de basse pression vers l'équateur caractérisées par une convergence des vents de Nord Est et du Sud Est. Une autre définition de la ZCIT fait trait à l'équateur météorologique. Holton et al. (2014) considère que se sont des régions caractérisées par des amas nuageux associées à une propagation d'ouest des ondes tropicales. En raison de cette ambiguïté dans la définition de la ZCIT, plusieurs paramètres ont été utilisés pour l'identifier. Grodsky et al. (2003) considère que ce sont des régions de minimum de pression associée à une convergence des

vents de surface, Sultan et Janicot (2000) l'identifient à des zones enregistrant de fortes activités pluvieuses, tandis que Waliser et Gautier (1993) y voient un pôle de maximum d'activité nuageuse.

En effet l'utilisation de tant de paramètre par la communauté scientifique pour justifier la définition de la ZCIT est motivée par l'idée que :

- La pression minimale et le pôle de maximum d'activité pluvieuse sont colocalisés
- La nébulosité maximale est approximativement colocalisée avec les maximums de pluies
- Le rayonnement infrarouge (OLR) émis par le système terre atmosphère est minimal à cet endroit.

Malheureusement, ces hypothèses ne résistent pas à un examen minutieux. En particulier sur l'océan, la zone de pression maximale ne coïncide pas avec celle de la convergence des vents ou du maximum de précipitations (Tomas et Webster, 1997). La plupart des définitions insistent sur la convergence des Alizés. Cela peut être approprié sur certains secteurs océaniques.

La ZCIT et cycle saisonnier des précipitations en Afrique Tropicale

Il est généralement considéré que la ZCIT effectue un double passage au-dessus de l'Afrique Equatoriale. Elle modulerait le cycle saisonnier des précipitations. Subséquemment, cela correspondrait à la migration Nord sud de la ceinture de pluie équatoriale. Elle est considérée comme la zone de front entre l'Hamattan sec du nord et les vents de mousson venant des surfaces océaniques. Utilisant les réanalyses ERA interim du centre Européen pour les prévisions météorologiques à moyen termes (CEPPMT en anglais ECMWF : European Centre for Medium Range Weather Forecasts), nous avons examiné la dynamique associée aux cycles des saisons à l'effet de voir si la migration Nord Sud de la ZCIT peut expliquer le cycle saisonnier dans les latitudes équatoriales.

La figure 7 représente le vent moyen et divergent à 925hpa durant les mois de Janvier, Avril, Août et Novembre. Durant le mois d'août, la mousson de sud est marquée sur l'Afrique de l'ouest jusqu'à 20°N. Le marquage de la ZCIT est clairement observé à l'Est au dessus du Soudan. Une zone de convergence continue coïncide approximativement avec la ZCIT. En Avril, au cœur de la première saison de pluie, le flux sur le nord de l'Afrique présente certaines similitudes avec celui du mois d'août, mais le motif se déplace vers l'équateur entre 6 à 10°N. la ZCIT est située entre 10 et 12°N et est marquée par une forte convergence. En Novembre, au cœur de la deuxième saison de pluies équatorial, la mousson de sud-ouest s'affaiblit et cède la place à l'harmattan du Nord-est à environ 8-10°N. Cependant la principale zone de convergence se situe plus au Nord et plus faible qu'en Avril. En janvier, alors que la ZCIT a généralement traversé l'Afrique équatoriale

et se situe plus au Sud, le vent et la zone de convergence se situent entre 6° et 10° de latitude Nord. Au cours de chacun des quatre mois, une zone de convergence est située près de la ZCIT et s'étend sur tout le continent. Cette zone migre avec les saisons conformément aux changements de régime des vents. Cependant, sa migration n'a que peu de relation avec celle de la ceinture de pluie. Ceci est clairement visible à partir d'une comparaison entre les figure 7 et 8.

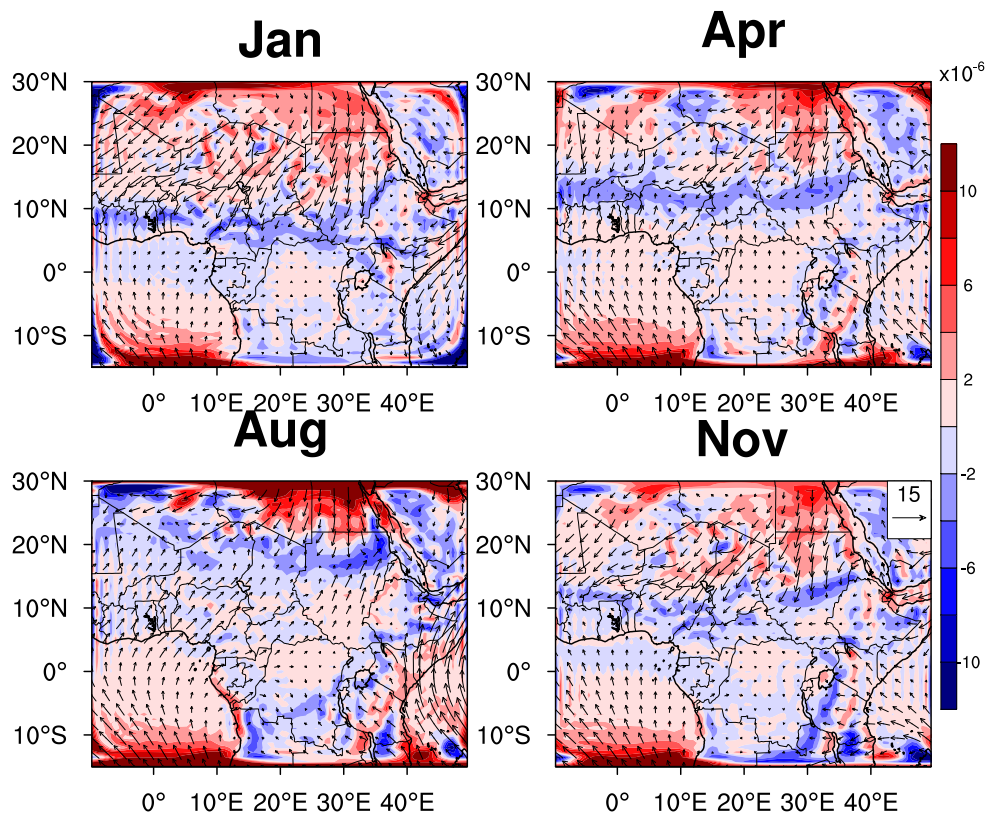


Figure 7 – Champ vectoriel du vent ERA-I (vecteur, m/s) et divergence (nuances en couleur, sec^{-1}) à 925 hPa pour les mois de janvier, avril, août et novembre et pour la période 1983-2003.

En Avril et Novembre, la ZCIT et la convergence associée se situent bien plus au Nord de l'équateur alors qu'elles sont supposées apporter les précipitations observées au dessous de l'équateur. De plus l'étendue latitudinale de la ceinture de pluie (figure 8) est environ 3 à 4 fois (Nicholson, 2018) plus grande que l'étendue latitudinale de la convergence à basse altitude (figure 7). Plus intéressant est le schéma de divergence observée en Avril et Novembre. Au lieu de la convergence en basse couche, la divergence prévaut dans une grande partie de la région en particulier dans le bassin du Congo (figure 7). En Afrique Orientale, la divergence observée au cours des deux mois ressemble à ceux de janvier au cœur de la saison sèche.

En résumé, pendant les saisons de pluies équatoriales, la convergence de basse couche associée à

la ZCIT se situe bien au nord de régions où les précipitations sont intenses. De plus, les vents dans les basses couches divergent en moyenne sur la majeure partie de la région au cours de ces saisons. Ainsi, les régimes de vent observés contredisent encore l'idée selon laquelle la ZCIT est à l'origine du cycle saisonnier sous les latitudes équatoriales africaines. Les résultats de ces analyses faites par Nicholson (2018) avec les réanalyses Européennes et les NCEP donnent le même résultat. En effet, la ZCIT a été longtemps considérée comme le facteur essentiel qui contrôle les précipitations tropicales, aussi bien sur l'océan que sur le continent. Au-dessus de l'Afrique le cycle saisonnier des précipitations serait associée au mouvement Nord/Sud de la ZCIT.

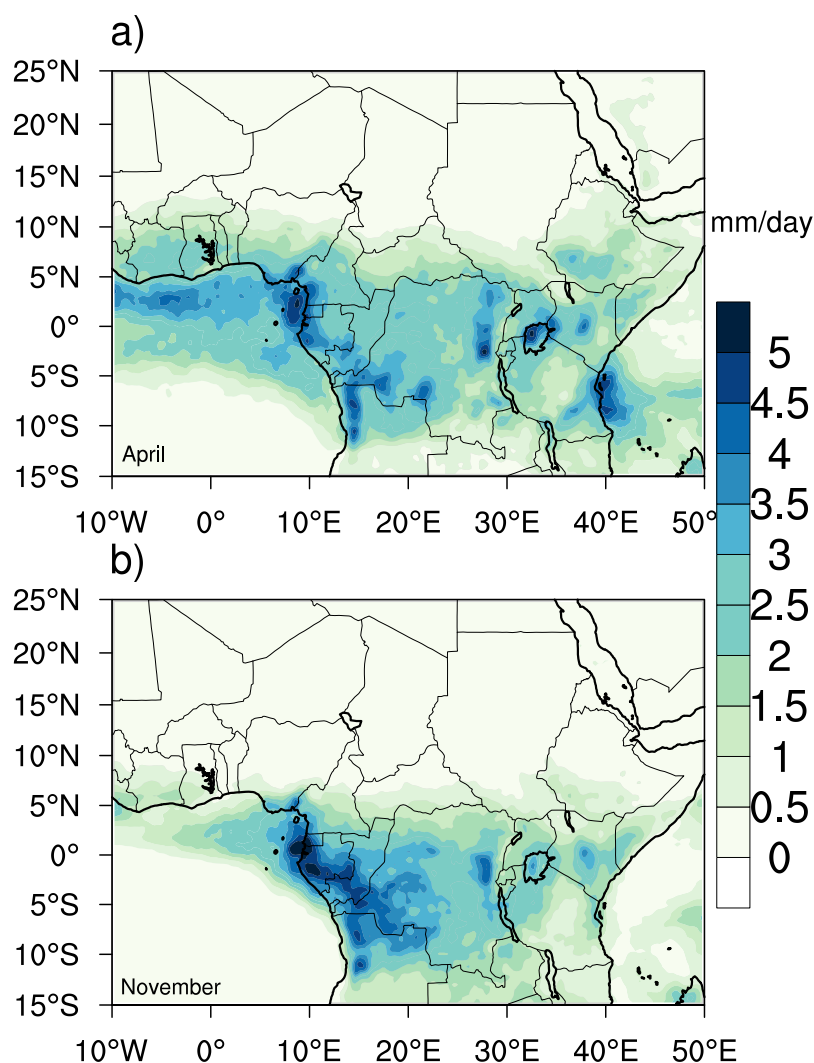


Figure 8 – Précipitations moyennes ($\text{mm}\cdot\text{jour}^{-1}$) en avril et novembre sur la période 1979-2014.

Le présumé lien entre la ZCIT et les précipitations réside dans l'idée que bien que les pluies soient générées par des orages, elles s'accroissent au niveau de la ZCIT qui favoriserait leur développement lorsque les conditions thermodynamiques sont réunies. Cette présomption de la convection locale sur le développement des pluies a été mise en doute par de nombreux travaux

(Nesbitt et Zipser, 2003) mettant en exergue l'importance des systèmes convectifs de méso-échelle, des ondes planétaires (Mekonnen et al., 2008 ; Janiga et Thorncroft, 2008) et le rôle de l'instabilité inertiel dans le processus de convection (Tomas et Webster, 1997).

1.4 Les ondes équatoriales atmosphériques

On sait depuis longtemps qu'une grande partie de la variabilité synoptique sous les tropiques est due à la propagation des perturbations se déplaçant parallèlement à l'équateur. Ces perturbations organisent des éléments convectifs sur une échelle spatiale beaucoup plus grande. Des exemples bien connus sont des perturbations d'échelle synoptique se propageant vers l'ouest. Plusieurs études ont également montré des liens entre les échelles spatio-temporelles de l'activité convective et la circulation atmosphérique générale. Elles vont des systèmes convectifs de méso-échelle à l'échelle planétaire.

Matsuno (1966) a développé une théorie dite du « shallow water » pour étudier les ondes équatoriales. Il a proposé des solutions d'ondes se propageant zonalement d'un système d'équation appelé « équations linéarisées » en eaux profondes dans un β -plan. Ces équations gouvernent les déplacements dans une couche de fluide à densité constante ou les forces en jeu sont la gravité et un paramètre de Coriolis variant linéairement avec la latitude. Cette théorie est basée sur la séparation des équations primitives linéarisées autour d'un état fondamental sans structure verticale, régissant les mouvements dans une atmosphère considérée comme une couche de fluide mince dite beta-plan. En prenant en compte plusieurs considérations mathématiques dont les détails sont inscrits dans Matsuno (1966), les modes d'ondes équatoriales sont des solutions des équations primitives suivantes dite «équation d'eaux peu profondes».

$$\left\{ \begin{array}{l} \frac{du}{dt} - f\nu + g\frac{\partial h}{\partial x} = 0 \\ \frac{d\nu}{dt} + fu + g\frac{\partial h}{\partial y} = 0 \\ \frac{dh}{dt} + h\left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial \nu}{\partial y}\right) = 0 \end{array} \right. \quad (1.1)$$

On examine le comportement des perturbations de faible amplitude avec une profondeur uniforme h_e . Les équations de perturbation linéarisées deviennent

$$\left\{ \begin{array}{l} \frac{\partial u'}{\partial t} - f\nu' + g\frac{\partial h'}{\partial x} = 0 \\ \frac{\partial \nu'}{\partial t} + fu' + g\frac{\partial h'}{\partial y} = 0 \\ \frac{\partial h'}{\partial t} + h_e\left(\frac{\partial u'}{\partial x} + \frac{\partial \nu'}{\partial y}\right) = 0 \end{array} \right. \quad (1.2)$$

on cherche les solutions de la forme

$$\begin{pmatrix} u' \\ \nu' \\ h' \end{pmatrix} = R_e \begin{pmatrix} u_0(y) \\ \nu_0(y) \\ h_0(y) \end{pmatrix} \exp i(kx - \omega t) \quad (1.3)$$

avec

$$\begin{cases} -i\omega u_0 + \beta y \nu_0 = ikgh_0 \\ -i\omega \nu_0 + \beta y \nu_0 = -g \frac{dh_0}{y} \\ -i\omega h_0 + h_e \left(\frac{d\nu_0}{dy} + ik u_0 \right) = 0 \end{cases} \quad (1.4)$$

Après plusieurs approximations, le système se réduit à l'équation suivante :

$$\frac{d^2 \nu_0}{d\xi^2} + (\Gamma - \xi^2) \nu_0 = 0 \quad (1.5)$$

avec

$$\Gamma = \frac{\sqrt{gh_e}}{\beta} \left(\frac{\nu^2}{gh_e} - k^2 - \frac{k}{\nu} \right) \quad (1.6)$$

et

$$\xi = \frac{y}{(gh_e)^{1/4} \beta^{-1/2}} \quad (1.7)$$

Les solutions de ces équations linéarisées combinent le nombre de mode méridional n , la fréquence ν , le nombre d'onde zonal s et une profondeur équivalente h_e de la couche superficielle du fluide. La relation de dispersion qui lie un mode méridional n , la fréquence ν et la profondeur équivalente h_e est donnée par :

$$\frac{\sqrt{gh_e}}{\beta} \left(\frac{\nu^2}{gh_e} - k^2 - \frac{k}{\nu} \right) = 2n + 1; n = 1, 2, 3, \dots \quad (1.8)$$

ou g est l'accélération gravitationnelle.

Toutes les solutions de l'équation (1.11) sont représentées graphiquement sur la figure 9. Les ondes se propageant vers l'Est se trouvent sur la partie des abscisses positives tandis que celles allant vers l'ouest sur les abscisses négatives. Y figure également la courbe de dispersion des ondes de kelvin se propageant vers l'Est, obtenue en prenant $n=-1$ à l'équation (1.11). Les solutions de l'équation (1.11) sont obtenues en faisant un certain nombre d'approximation :

✓ Pour $n=0$, les solutions sont de la forme

$$\omega_{n=0} \simeq k \sqrt{gh_e} \left[\frac{1}{2} \pm \frac{1}{2} \left(1 + \frac{4\beta}{k^2 \sqrt{gh_e}} \right)^{1/2} \right] \quad (1.9)$$

Elle correspond à des ondes mixtes de Rossby-gravité représentées à la figure 10e. Elles se propagent vers l'Est pour des racines positives et vers l'Ouest pour des racines négatives. Elles sont également symétriques par rapport à l'équateur.

✓ Pour les basses fréquences, le terme $\frac{\nu^2}{gh}$ devient négligeable et on obtient des ondes de Rossby équatoriales se propageant vers l'Ouest. Elles sont représentées à la figure 10b et ont une structure symétrique par rapport à l'équateur.

$$\omega_{Rn} \simeq \frac{-\beta k}{k^2 + \frac{(2n+1)\beta}{\sqrt{gh_e}}} \quad (1.10)$$

✓ Pour les hautes fréquences, le terme $\frac{k\beta}{\nu}$ devient négligeable et on obtient

$$\omega_{IG} \simeq \pm[(2n+1)\beta\sqrt{gh_e} + k^2gh_e]^{1/2} \quad (1.11)$$

Les ondes correspondantes sont des ondes dites d'inertio-gravité dont le sens de propagation est fonction du signe de la racine. Elles se propagent vers l'Est pour des racines positives (figure 10d) et vers l'Ouest pour des racines négatives (figure 10c et 10f). Les structures horizontales des perturbations dynamiques caractérisant les ondes équatoriales pour $n \leq 1$ et $|k| = 1$ sont représentées à la figure 9. Les ondes d'inertio-gravité se propagent beaucoup plus vite que les ondes de Rossby. Sur cette figure est également représentée la courbe de dispersion d'onde de kelvin qui se propage vers l'Est de fréquence $\omega_{kelvin} = \sqrt{g\bar{h}}k$ dont les détails du calcul peuvent être trouvé dans Holton et Lindzen (1968).

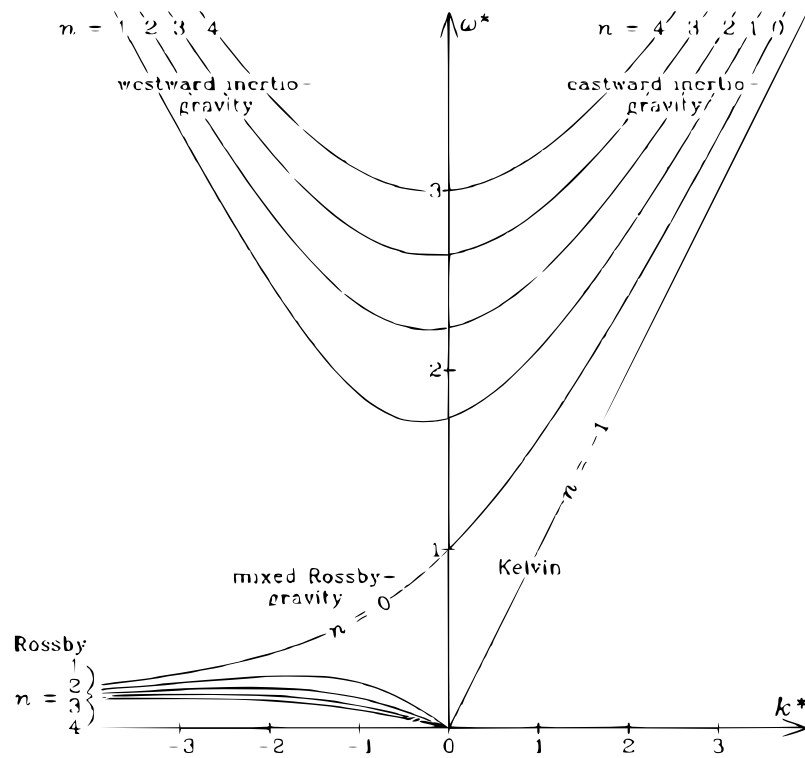


Figure 9 – Courbes de dispersion pour les ondes équatoriales en fonction de la fréquence et du nombre d’onde zonal Source : Matsuno (1966)

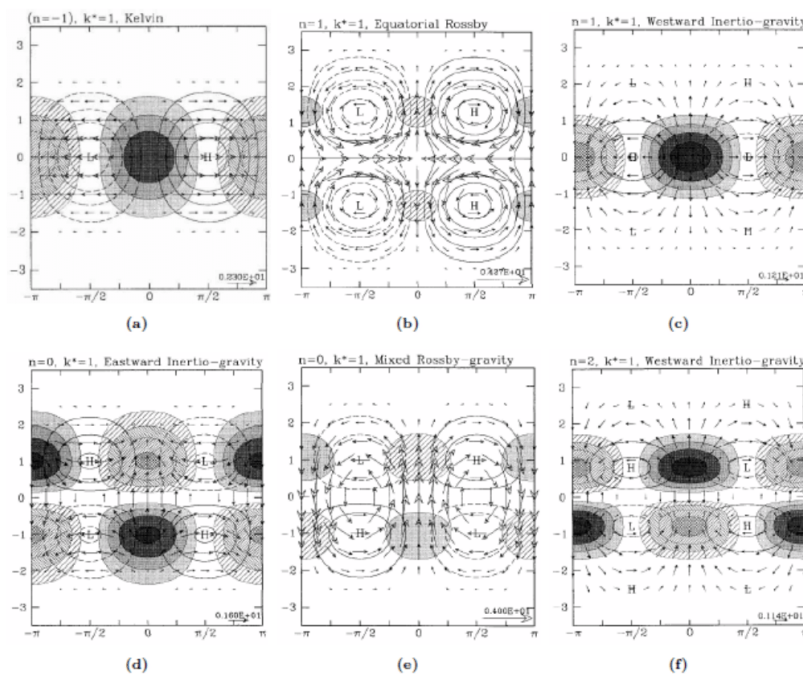


Figure 10 – Structure horizontale des solutions d’onde équatoriales sur un beta-plan. Tandis que les contours représentent le géopotential, les zones hachurées représentent la convergence et les zones ombrées représentent la divergence. Toute les échelles et tous les champs sont sans dimension. Les contours négatifs sont en pointillés. Source : Matsuno (1966)

1.5 Propriétés des nuages bas

1.5.1 Propriétés microphysiques

Les stratus

Au moyen des données d'observations in situ, et de télédétection spatiales, Schrage et Fink (2012) ont mené des études sur les nuages bas en Afrique de l'ouest. L'objectif affiché est de mettre en relief les caractéristiques spatiotemporelles des nuages bas et ensuite d'identifier les mécanismes qui contrôlent le développement et la formation de ces nuages bas. Sur ce dernier point, les auteurs montrent qu'une période de déstabilisation des couches près de la surface précède la formation des nuages bas. Ce phénomène semble se produire la plupart des nuits au cours desquelles se forment les jets nocturnes de basse couche produisant de la turbulence et un brassage vertical qui tend à réduire la stabilité statique entre l'altitude du jet et la surface. S'agissant de l'humidité, Schrage et Fink (2012) suggère que les tourbillons turbulents transportent l'humidité vers le haut et contribuent à la formation des nuages. La déstabilisation induite par les jets nocturnes de basses couches entre en compétition avec les basses couches de la troposphère près du sol qui ont tendance à être beaucoup plus stable au cours de la nuit. Ainsi, la magnitude du jet et les processus radiatifs qui entre en jeu dans les basses couches sont assez critique pour la formation des nuages bas nocturnes. De toute évidence, les jets nocturnes de basses couches semblent être le principal moteur expliquant la formation des stratus. Ils créent de l'instabilité dans les sous-couches et provoquent un mélange vertical.

Pendant la campagne AMMA de 2006, (Schuster et al., 2013) ont également dressé un portrait des mécanismes qui contrôlent la formation des stratus au Sud de l'Afrique de l'ouest. Les différents processus qui contribuent à la formation et le maintien des stratus sont illustrés à la figure 11. Ces processus sont distincts selon qu'on soit sur la côte ou dans le continent.

L'advection horizontale de l'air humide est un facteur important. Près de la côte, l'advection horizontale due aux jets de basses couches est plus prononcée. Le transport de chaleur latente vers le haut augmente l'humidité spécifique dans le nuage de l'ordre de 0.5g/kg, tandis que le transport de chaleur sensible vers le bas diminue la température de 1K. Ici, le refroidissement radiatif au sommet du nuage d'environ 2K pendant la nuit stabilise la couche nuageuse car il n'est que partiellement compensé par un chauffage latent d'environ 1K. Cependant, dans certaines conditions, ce processus peut être favorable au mélange de l'air sec provenant de la couche limite. Ce qui peut créer des courants descendants par évaporation des gouttelettes de nuages. Le refroidissement par

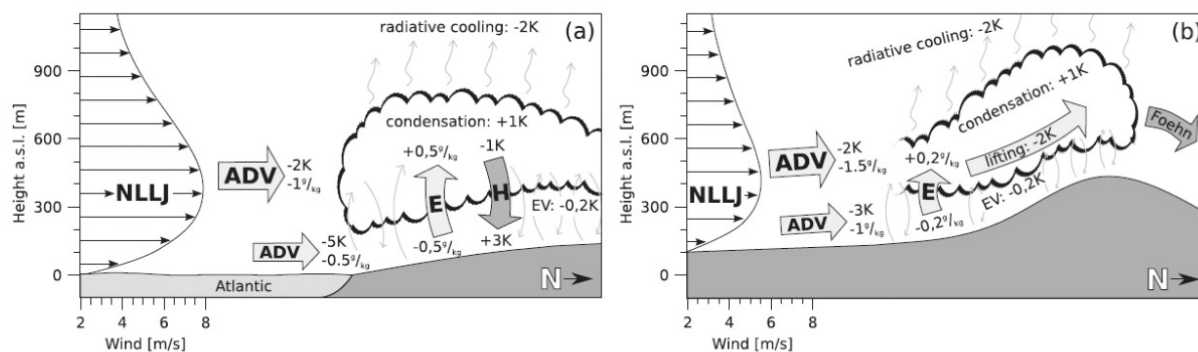


Figure 11 – Schéma illustratif du processus de formation des nuages à (a) la côte et (b) plus à l'intérieur des terres. Les abréviations sont ADV : advection, E : flux de chaleur latente, H : flux de chaleur sensible, EV : évaporation et NLLJ : jet nocturne. Des valeurs typiques pour la contribution de chaque processus sont données. Source : Schuster et al. (2013)

évaporation sous la couverture nuageuse n'est que d'environ 0.2K. Il semble alors y avoir une compétition entre le refroidissement radiatif de la surface et le transport turbulent (Schrage et Fink, 2012). Le refroidissement de la surface faiblit près de la formation des couches nuageuse, ce qui favorise un mélange vertical supplémentaire et le maintien de la couche de nuage. En revanche, si la surface refroidit trop rapidement, le mélange vertical est supprimé et le ciel reste claire. Plus loin sur le continent, même en temps nuageux, la turbulence n'est généralement pas très marquée. Ce qui suggère que le mélange vertical n'est pas la cause principale de la couverture nuageuse. Le forçage orographique crée un refroidissement supplémentaire dans les régions où l'advection horizontale et le brassage vertical sont faibles. (Schuster et al., 2013) suggèrent que la formation des stratus nocturnes de basse couche est la combinaison des brassages verticaux dus aux jets nocturnes de basses couches, de l'advection d'air froid et au soulèvement orographique.

1.5.2 Effet radiatif des nuages

L'étude du climat et des changements climatiques est entravée par le manque d'informations sur l'effet des nuages sur le bilan radiatif de la terre. Les nuages sont l'un des principaux acteurs de la distribution du rayonnement électromagnétique solaire. Ils sont les principaux modulateurs des échanges d'énergie du système Terre-Atmosphère. Couvrant environ 60% de la surface terrestre (Wayne, 2000), ils constituent une surface d'échange et un volume de réaction considérable pour les composés chimiques atmosphériques et les rayonnements électromagnétiques solaires. Plusieurs auteurs (Paltridge, 1980 ; Roeckner et al., 1987) ont essayé de comprendre les effets des rétroactions des nuages sur le climat. Mais, quantifier l'impact des nuages sur le forçage radiatif reste

encore incertaine. Des études (Ramanathan et al., 1989) montrent que les nuages de basses altitudes de types stratocumulus et les nuages hauts semi transparents de types cirrus semblent avoir des impacts climatiques considérables. Constitués essentiellement de particules d'eau liquide, les stratocumulus ont une forte étendue spatiale. Ces propriétés optiques (forte épaisseur optique) lui confèrent un fort pouvoir réfléchissant. Fort de ces caractéristiques (forte étendue spatiale, forte épaisseur optique), les stratocumulus ont tendance à refroidir l'atmosphère (forçage négatif) en réfléchissant le rayonnement solaire de courte longueur d'onde.

Couvrant environ 20% de la surface du globe (Liou, 1986) les nuages hauts de types cirrus sont essentiellement formés de cristaux de glaces. De faible épaisseur optique, ils sont transparents au rayonnement solaire. Ils piègent le rayonnement infrarouge émis par la terre en le réémettant vers le sol, contribuant ainsi au réchauffement global de l'atmosphère (forçage positif). La complexité de la structure des nuages et les processus physiques qui gouvernent les propriétés physico-chimiques peuvent expliquer l'incertitude sur l'effet radiatif des nuages. Les propriétés microphysiques et optiques des nuages influencent considérablement leur propriété radiative. Mais leur distribution spatiale et leur formes géométriques sont également importantes pour l'évaluation de leur effet radiatif.

Equation du transfert radiatif. Le rayonnement électromagnétique émis par le soleil est la somme d'une superposition d'onde se propageant chacune à une amplitude et une fréquence bien précise. Les longueurs ondes qui interviennent dans l'interaction entre le flux solaire et le système atmosphérique sont comprises entre l'ultra-violet et le proche infra-rouge, c'est-à-dire des longueurs d'onde comprises entre $0.2\mu\text{m}$ et $0.4\mu\text{m}$. En générale, lors de l'interception d'une onde électromagnétique par un milieu, une partie est absorbée et l'autre, émise dans toutes les directions représente la diffusion.

D'après Liou (1992), l'équation du transfert radiatif qui gouverne un milieu est donné par l'équation 1.1 ci-dessous. Elle traduit le principe de conservation de l'énergie.

$$(\omega \cdot \nabla) L_v(r, \omega) = -\sigma_{ext,v}(r)[L_v(r, \omega) - J_v(r, \omega)] \quad (1.12)$$

✓ Le premier membre de l'équation 1.1 indique la variation de la luminance monochromatique $L_v(W \cdot m^{-2} \cdot sr^{-1} \cdot \mu^{-1})$, en un point $r(x,y,z)$ de l'espace et dans la direction $\omega(\theta, \varphi)$ dans un élément de volume. Cette quantité d'énergie représente le champ de rayonnement et permet de quantifier l'énergie radiative dE_v dans un intervalle de fréquence $(\nu, \nu + d\nu)$ traversant un élément de surface ds par unité de temps dt .

Dans un cône d'angle solide $d\omega$ faisant un angle θ avec la normale, la luminance selon

Chandrasekhar (1960) est définie par :

$$L_\nu(x, y, z, \omega, t) = \frac{dE_\nu}{ds \cos \theta d\omega d\vartheta dt} \quad (1.13)$$

✓ Dans le second membre de l'équation 1.1,

- le premier terme représente la perte d'énergie radiative due au phénomène de diffusion. Cette perte d'énergie est caractérisée par son coefficient d'extinction $\sigma_{ex,\nu}(r)$.
- Le deuxième terme du second membre de l'équation 1.1 représente l'énergie gagnée dans l'élément de volume par diffusion des radiations venant de toutes les autres directions ω' . Ce second membre est caractérisé par la fonction source J_ν . J_ν est la somme d'une fonction source de diffusion J_ν^{sc} et d'une fonction source d'émission J_ν^{em} .

$$\begin{cases} J_\nu^{sc}(r, \omega) &= \frac{\omega_\nu}{4\pi} \int \int P_\nu(r, \omega, \omega') L_\nu(r, \omega') d\omega' \\ J_\nu^{em}(r, \omega) &= [1 - \omega_\nu(r)] B_\nu T(r) \end{cases} \quad (1.14)$$

$P_\nu(r, \omega, \omega')$ représente la probabilité pour qu'un photon arrivant dans une direction ω' sur l'élément de volume soit diffusé dans la direction ω . $B_\nu(T(r))$ représente la fonction de Planck. Elle dépend de la température absolue T , de la constante de planck h de la célérité de la lumière c , de la fréquence ν et de la constante de stefan Boltzmann k .

Dans ce premier chapitre, il était question de présenter quelques caractéristiques dynamiques au-dessus de la sous-région Afrique Centrale. Il ressort que la circulation dans la basse troposphère est dominée par les Alizés. En moyenne atmosphère, deux types de vents dominant la circulation : les composantes nord et sud du JEA. En haute atmosphère, la dynamique est dictée par des vents d'Est à forte vitesse de déplacement connus sur le nom de Jet Est Tropical. Nous avons également présenté quelques éléments qui influencent la climatologie de l'Afrique, ainsi qu'une brève description du processus de formation des nuages bas, particulièrement les stratus. De par leur effet radiatif, les nuages jouent un rôle important dans la régulation du climat. En réfléchissant le rayonnement solaire de courte longueur d'onde, ils ont tendance à refroidir l'atmosphère. De même ils peuvent piéger le rayonnement infrarouge émis par la terre en le réémettant vers le sol, contribuant ainsi au réchauffement global de l'atmosphère.

Chapitre 2

Domaine d'étude et Outils d'analyses

Ce chapitre se présente en deux parties. La première partie fait une brève description du cadre géographique de ce travail, ainsi que la topographie de la zone d'étude. La deuxième partie de ce chapitre se présente en quelque sorte comme la fondation de ce manuscrit. La qualité des données utilisées et la façon d'extraire l'information justifiera de la fiabilité des résultats obtenus. Nous présentons ici les différents jeux de données utilisées pour décrire au mieux la variabilité saisonnière de la couverture nuageuse basse dans la région Afrique Centrale, les mécanismes qui favoriseraient sa formation. Différentes méthodes seront utilisées. À l'aide des outils statistiques simples et complexes, nous allons extraire les signaux qui nous semblent les plus pertinents et tester la robustesse de ceux-ci. Ce chapitre se décline comme suit : la première (section 2.1) sera consacrée au domaine d'étude, et la seconde (section 2.2) portera sur les outils d'analyses. Cette dernière section sera elle-même scindée en deux sous parties : une sera consacrée aux données utilisées et l'autre fera une description détaillée des méthodes statistiques appliquées

2.1 Domaine d'étude

2.1.1 localisation

La zone d'étude représentée par la figure 12 se situe entre 6°S-5°N de latitude et 8°E-18°E de longitude. Elle couvre le Sud de Cameroun, la Guinée équatoriale, le Gabon et la république du Congo. Elle est traversée par l'Ogooué, le fleuve Congo. Elle est limitée à l'Ouest par l'océan Atlantique, à l'Est par le fleuve Oubangui. La limite nord coïncide avec la limite sud de la dorsale Camerounaise qui marque la ligne volcanique du mont Cameroun.

2.1.2 topographie

Le bassin du Congo représente le deuxième plus grand champ forestier au monde après l'Amazonie. De par sa situation géographique, il peut avoir une influence sur la circulation à grande échelle et sur la variabilité. Il est entouré de nombreux massifs montagneux et s'ouvre à l'océan Atlantique.

- **Les plateaux Batéké** représentent un ensemble de plateaux se situant entre la république du Congo et le Gabon. Ils ont donné leur nom à deux départements : le département des plateaux dans la province de Haut-Ogooué au Gabon et un département du même nom en république démocratique du Congo. Ils couvrent une superficie d'environ 6 millions d'hectares et culminent entre 350 et 500m d'altitude. La végétation est une mosaïque de savanes herbeuses et arbustives entrecoupées des forêts humides et denses.
- **Les monts de cristal** qui est une chaîne de montagne qui s'étend de la Guinée équatoriale au Nord, en passant par la république du Congo. Ils sont parallèles à l'océan Atlantique et culminent à environ 900m d'altitude et séparent la plaine côtière et les plateaux. Ils sont également traversés par le fleuve Ogooué.
- **Le massif du Chaillu** est un massif montagneux situé à la frontière entre le Sud du Gabon et la république du Congo. Il culmine à environ 1000m d'altitude et est également traversé par le fleuve Ogooué.

Ces massifs montagneux peuvent induire des effets dynamiques et thermodynamiques sur l'ensemble de la région. Ils représentent par leur taille un obstacle aux mouvements horizontaux et peuvent ainsi induire des mouvements verticaux. Le gradient de température qui provient du contraste entre la température de surface au pied des versants de relief et la température à l'air libre induit des courants ascendants. En effet à cause du rayonnement solaire incident, le sol chauffe plus vite que l'air libre pendant le jour. Les masses d'air chaudes au pied du relief prennent de l'altitude le long des versants de relief. Pendant la nuit, alors que le sol se refroidit plus vite que l'air libre, on observe le phénomène inverse. Pendant la nuit, la vapeur d'eau transportée des hautes altitudes vers les altitudes inférieures s'accumule dans les vallées ou elle peut se condenser et former des nuages bas stratiformes.

L'ouverture de la région à la côte Atlantique induit également de phénomènes océaniques et dynamiques importants. En effet la vitesse de déplacement de masses d'air diminue si celles-ci vont de la mer vers le continent et augmente dans le sens inverse. Cette modification de la vitesse est due au contraste morphologique entre les deux milieux. Par ailleurs le contraste de température entre l'océan et le continent crée des phénomènes de brise. Pendant la journée, la

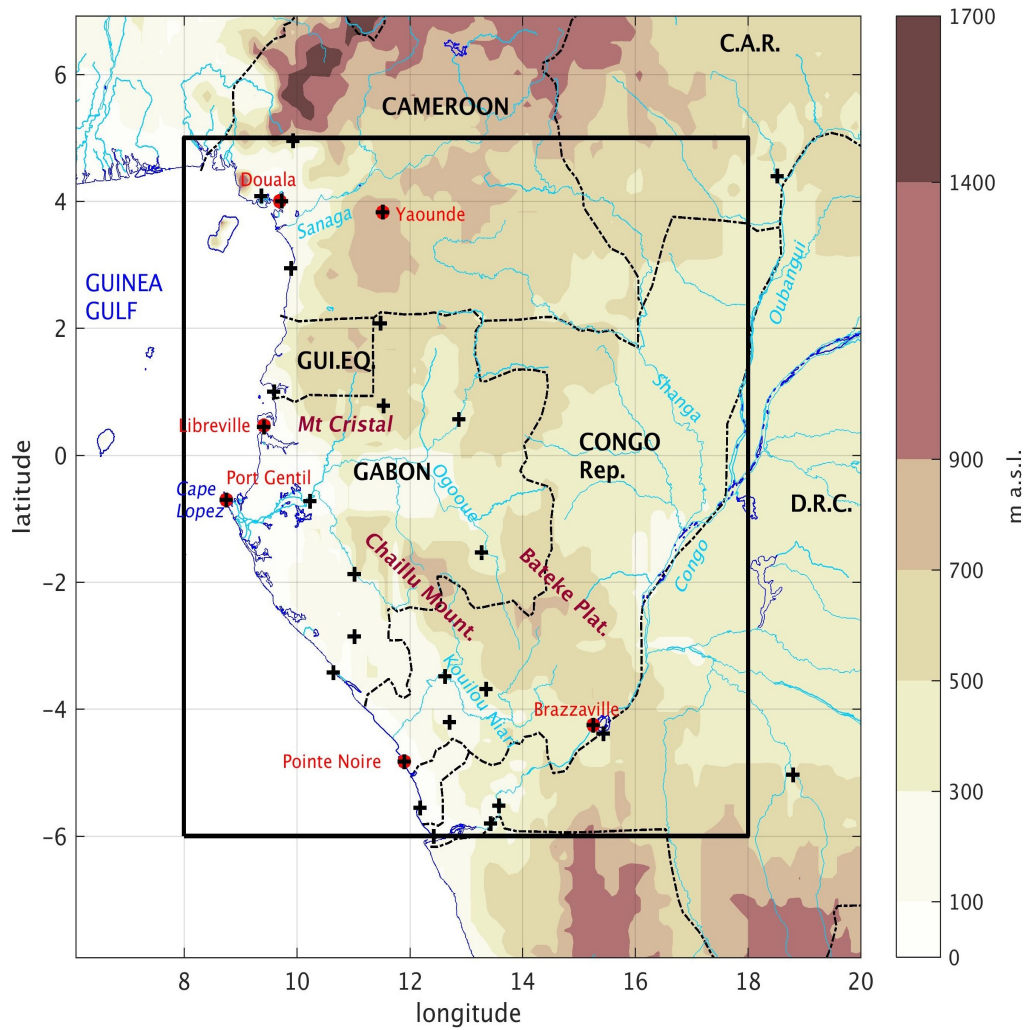


Figure 12 – Principaux aspects géographiques de la zone d'étude et de la topographie. Les marqueurs topographiques aux altitudes 100, 300, 500, 900, 1400 et 1700 m sont représentés. Les stations EECRA sélectionnées pour les analyses sont représentées en croix noires. Le domaine d'étude qui s'étend entre 6°S -5°N et 8°E-18°E est délimité par le cadrant de couleur noire. Quelques éléments principaux du relief (rouges foncés) ainsi que certaines villes (rouges clairs) sont représentés, et en vert les principaux cours d'eaux qui traversent la région.

terre s'échauffe plus vite que la mer. Les masses d'air continentale beaucoup plus légères vont prendre de l'altitude. Elles seront remplacées en basse altitude par l'air plus froid venant de l'océan : c'est la brise de mer. Pendant la nuit, le phénomène inverse est observé : c'est la brise de terre.

2.1.3 Climatologie

De part sa situation géographique, l'Afrique Centrale occidentale (ACO) présente une diversité de climats qui peuvent être regroupés en deux groupes : le climat de type équatorial et le climat de type tropical (Tsalefac et al., 2015). Le climat de types équatorial s'étend au sud du Cameroun et de la RCA, au Congo, au Gabon et en Guinée équatoriale (Mpounza et Samba-Kimbata, 1990). La pluviométrie moyenne annuelle est de l'ordre de 1500mm à 1800mm. Le climat y est chaud et humide avec des températures oscillantes entre 22°C et 30°C.

Dans l'hémisphère sud et particulièrement vers la côte Atlantique, le climat tropical est caractérisé par une saison sèche (Juin à Août) nuageuse préservant des taux élevés d'humidité.

2.1.4 Végétation

L'ACO est recouverte d'une végétation essentiellement forestière. On y dénombre entre autres (White 1986) :

- Des forêts denses humides et sempervirentes. Celles-ci se rencontrent dans les zones à fortes pluviométries (2000-3000mm/an), le long de la bordure Atlantique du Cameroun et du Congo ou elles sont souvent mélangées avec des forêts inondées. Elles sont caractérisées par des feuillages toujours verts représentés par des grands arbres.
- Les forêts denses humides semi-décidues. Ces types de forêts sont caractérisées par un mélange de feuillages toujours verts et de feuillages caduc pendant la saison sèche. La caducité du feuillage peut être variable de quelques jours à quelques semaines voire 1 à 2 mois selon la durée de la saison sèche. Elles sont largement représentées au cœur de notre zone d'étude. On les trouve généralement au sud du Cameroun, au Nord-est du Gabon, au nord du Congo. Ces forêts correspondent à une pluviométrie de l'ordre de 1200-2000mm/an.

2.2 Les Outils d'analyse

2.2.1 Données

2.2.1.1 Les données d'observation du couvert nuageux

Trois jeux de données sont utilisés dans ce travail de thèse pour caractériser la couverture nuageuse en Afrique Centrale. Deux des produits décrits ci-dessous sont des observations satellitaires, le troisième est constitué d'observations in situ donc l'altitude et le type de nuage dépendent

uniquement de l'appréciation de l'observateur. Les satellites enregistrent les informations sur la température de brillance au sommet du nuage et du pouvoir réfléchissant de ce dernier. Ces informations varient selon l'altitude (bas, moyen, haut) du sommet du nuage, son épaisseur optique (semi-transparent ou opaque) et sa texture (phase liquide ou solide). Nous utilisons dans ce manuscrit les données de classification nuageuse du SAFNWC (Satellite Application Facility for supporting NoWCasting and very short range forecasting) dérivées des acquisitions du satellite MSG (Meteosat seconde Generation), les produits CALIOP et enfin les données d'observations in situ EECRA.

2.2.1.1.1 Les données SAFNWC

Le logiciel SAFNWC a été développé pour traiter l'imagerie du capteur SEVERI du satellite MSG. Ce logiciel fournit un ensemble de douze produits distribués par Organisation Européennes pour l'Exploitation des Satellites (EUMETSAT). EUMETSAT est une organisation dont le but est de distribuer les données des satellites météorologiques en contribuant à l'observation climatique et la détection des changements climatiques. Parmi ces douze produits, trois sont particulièrement dédiées à la description de la couverture nuageuse : le masque des nuages (CMA- Cloud Mask), la classification des nuages (CT- Cloud Type) et les températures et hauteur des nuages (CTTH – Cloud Top Température and Heigh). Les données sont obtenues grâce à un ensemble d'algorithmes intégrant les températures de brillance, les modèles de prévision numérique du temps, des champs climatologiques des températures de surface de l'océan, de la température de l'air et des niveaux de pression (<http://www.nwcsaf.org/web/guest/scientific-documentation>), et également du contenu de l'atmosphère en vapeur d'eau (Derrien et Le Gléau, 2005, 2010).

La CMA est un procédé de traitement algorithmique qui aide à la prévision immédiate, mais aussi à la télédétection des surfaces continentales et océaniques. Elle permet l'identification des surfaces claires et des surfaces nuageuses. En effet les nuages sont détectés en chaque point par une méthode dite de seuillage multi spectral. Les seuils appliqués dépendent principalement des conditions d'illumination, alors que les valeurs seuils elles-mêmes peuvent dépendre en plus de l'éclairement, de l'angle d'observation, de l'angle de visée, de la teneur en vapeur d'eau contenu dans l'atmosphère, des champs climatologiques des températures de surface de la mer, de l'albédo continental et des températures de surface. Afin de discriminer les différents types de nuages, les pixels nuageux sont tout d'abord séparés des pixels clairs. Les températures de brillance (BT) et la réflectance (R) des pixels clairs dépendent des conditions atmosphériques, de l'angle zénithal du satellite et de la position du soleil. Elles sont généralement modifiées par la présence des

nuages et des aérosols. Généralement les pixels nuageux sont plus froids (IR 10.8 micron) et plus réfléchissants (VIS 0.6 micron, 0.8 micron) que les pixels clairs. Précisons ici que le pouvoir réfléchissant des pixels dépend des conditions d'éclairement, de la présence des glaces et de neige. De façon générale, un pixel est considéré nuageux si son émissivité à $10.8\mu\text{m}$ est en dessous de celle de référence ($\text{BT}_{10.8\mu\text{m}} < \text{BT}_{\text{seuil}}$). Le seuil est calculé à partir des températures de surface issues des modèles de prévision numérique. Ces modèles prennent en compte entre autres l'angle zénithal du satellite, l'angle zénithal solaire et la vapeur d'eau atmosphérique. Les nuages sont ensuite séparés en comparant leurs températures à $10.8\mu\text{m}$ aux différentes températures prévues à des différents niveaux de pression.

Pour notre étude nous nous focalisons particulièrement sur les nuages bas, mais les nuages opaques seront considérés pour des besoins d'interprétation. L'émissivité et le pouvoir réfléchissant des nuages bas varient selon que nous soyons de jour ou de nuit. Le tableau 1 ci-dessous représente les gammes de seuillage pour la détection des nuages bas

Tableau 1 – Gammes de seuillages pour la détection des nuages bas

canaux	pour la détection des nuages bas	limitations
De nuit : $10.8\mu\text{m}-3.9\mu\text{m}$	Nuages bas ont des faibles émissivités à $3.9\mu\text{m}$. ► Différence plus forte que les sols	Valeurs des sols dépendent des types de sols, de l'angle de visée et l'état de l'atmosphère
De jour : $3.9\mu\text{m}-10.8\mu\text{m}$	Nuages bas réfléchissent la lumière à $3.9\mu\text{m}$. ► Différence plus forte que les sols,	Valeurs des sols dépendent des conditions d'éclairement, des types des sols et l'état de l'atmosphère

La classification nuageuse (CT) a pour objectif de fournir une analyse des nuages présents dans l'imagerie SEVERI. Chaque pixel nuageux est classé selon ses caractéristiques radiométriques (informations spectrale, texture, épaisseur optique). Les données de nuages issues de l'imagerie SEVERI sont regroupées en 15 (figure 13) classes selon qu'il s'agisse des nuages cumuliformes ou stratiformes allant des ciels clairs jusqu'aux semi-transparents. Pour notre cas d'étude notre attention se portera beaucoup plus sur la classe des nuages bas.

Il est important de préciser que les pixels classés comme fractionnés ont été réaffectés aux types (bas, haut, opaque) contenus dans la majorité des huit pixels environnants. Ainsi puisque les nuages bas sont assez fréquents en Afrique Centrale, le pourcentage des nuages bas après

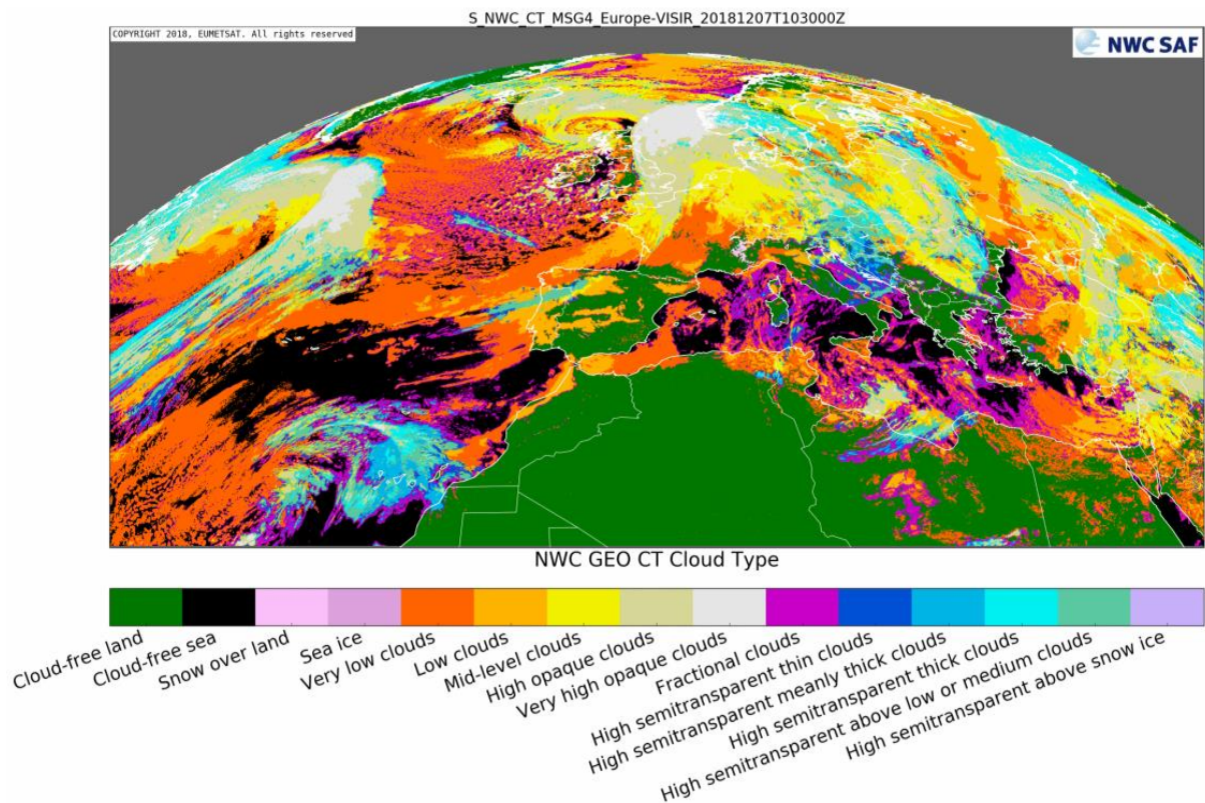


Figure 13 – Exemple de visualisation des types de nuages par l'imagerie SEVERI à bord du satellite MSG le 12/07/2018 (source : <http://www.nwcsaf.org/>)

réallocation des nuages fractionnés a considérablement augmenté passant de 12% à 18%. Ces pourcentages après et avant réaffectation sont consignés dans le tableau ci-dessous.

Bien que le SAFNWC nous offre des données à de fortes résolutions spatiales et temporelles (3 km et 15min), les nuages bas qui portent notre intérêt dans ce travail sont les plus difficiles à détecter. En effet les radiomètres passifs à bord du MSG ne pourront pas détecter avec précision les nuages dans les conditions suivantes :

- ✓ Au coucher du soleil, les tests de détection des nuages basés sur les différences de températures de brillances et qui sont assez efficaces pour la détection de nuit deviennent inefficaces en présence de radiation solaire
- ✓ Si les nuages bas sont masqués par les cirrus fins, ils sont classés comme des nuages moyens
- ✓ De nuit lorsque les températures au sol sont similaires aux températures du sommet du nuage.

Les biais dans la détection des nuages bas en Afrique Centrale pourraient également être causés par l'humidité très dense dans le bassin. Les nuages bas pourraient être classés comme des nuages moyens en présence d'un fort gradient thermique. Dans ce cas pour réduire la probabilité

Tableau 2 – Les principales classes de nuages dans SAFNWC. En gras les nuages qui retiennent notre attention dans cette étude. Les pourcentages des nuages avant et après réaffectations sont consignés dans les colonnes 2 et 3.

Types de nuages	Avant	Après
ciels clair	29.4	29.4
Nuages bas et très bas	12.4	18.3
nuages hauts et très haut opaques	8.9	8.9
fin semi-transparentes	38.1	38.1
semi-transparentes épais	–	–
semi-transparentes au dessus des moyens	–	–
Fractionnel(portion de cirrus fin ou Fraction de nuages bas	7.9	0
autre	0.1	0.1

que les nuages bas ne soient classés comme nuages moyens, les températures $10.8\mu\text{m}$ et à $3.7\mu\text{m}$ ne sont pas censées présenter une grande différence. Il convient de préciser que les tests à $10.8\mu\text{m}$ et à $3.7\mu\text{m}$ sont extrêmement sensibles à l'augmentation verticale de la teneur en eau dans l'atmosphère. Les aérosols présents dans le ciel du bassin pendant Juin-Septembre et Janvier-février (épaisseur optique >2 , Torres et al. (2002)), conséquences des feux de forêts (Roberts et al., 2009) ne favorisent pas la détection des nuages bas. En effet ces aérosols impactent les températures de sommet de nuages et les températures de surface, et peuvent biaiser l'algorithme de détection des nuages dans le SAFNWC. Aussi, la valeur prise comme référence pour séparer les scènes claires des ciels nuageux peut être trop grand ou trop petit en fonction de la densité des aérosols dans l'atmosphère. Nous utiliserons dans le cadre de cette thèse les données couvrant la période 2009-2014.

2.2.1.1.2 Les données CALIOP

CALIOP (Cloud Aerosol Lidar with Orthogonal Polarization) est un lidar à deux longueurs (532m et 1094m) d'onde qui effectue le profilage global des aérosols et des nuages. CALIOP est un imageur à très forte résolution verticale. Il donne des informations sur le profil vertical des nuages et des aérosols toutes les 333m ainsi que leurs propriétés physiques et optiques de la base jusqu'à la haute troposphère (Winker et al., 2009). Cet imageur est l'instrument principal du satellite CALIPSO (Cloud-Aerosol Lidar and Infrared pathfinder Observation) développé

conjointement par la NASA (National Aeronautic and Space Administration) et le CNES (Centre National d'Etudes Spatiales) et mis en orbite depuis Mai 2006 dont l'objectif est de combler le manque de connaissance sur les propriétés des nuages et des aérosols et permettre de cerner le rôle de ceux-ci dans le système climatique global. CALIPSO est un satellite héliosynchrone qui balaie l'atmosphère au-dessus d'un point donné deux fois par jour à 01h30 et 13h30 GMT. La distribution verticale de la couverture nuageuse peut être récupérée jusqu'au niveau où le signal de rétrodiffusion est totalement atténué. Le Lidar détecte les nuages très minces dès que l'épaisseur optique est supérieure à 0.01 pour les observations de jour et de 0.02 pour les observations de nuit (McGill et al., 2007). Les nuages de basses couches sont aussi tôt détectés lorsqu'ils ne sont pas recouverts par une couche supérieure dense. Pour notre étude, nous avons utilisés des cartes globales des fractions de couvertures nuageuses basses obtenues avec le GOCCP (GCM Oriented Calipso Clouds Product) à une résolution spatiale de $2^\circ \times 2^\circ$ pour la période 2007-2015. GOCCP a été construit à partir d'un algorithme avec pour objectif d'évaluer la représentation des nuages dans les modèles climatiques (Chepfer et al., 2013). Cet algorithme se décline en cinq étapes principales :

- Evaluer le signal retour des molécules (ATB) à 532nm qui seraient dans l'atmosphère sans nuages ni aérosols
- Moyenner la rétrodiffusion atténuée du CALIPSO niveau 1 à quatre niveaux verticaux tous les 480 m en conservant la résolution spatiale complète tous les tiers de kilomètre
- Calculer le profil du taux de diffusion
- Pour chaque profil, détecter la présence des nuages à chaque niveau (40) tous les 480m. notons tout de même que un pixel est dit nuageux si le taux de diffusion atténué est supérieur à 5 ($SR > 5$), et un taux de concentration en particule supérieur à $2.5 \times 10^{-3} / \text{km} / \text{sr}$.
- Enfin, agréger les pixels nuageux et les pixels clairs.

Le jeu des données GOCCP se veut simple, robuste, facile à utiliser et à comprendre, cohérent de jour comme de nuit en évitant des fausses détections de nuages. Ainsi, des corrections suivantes ont été apportées (Chepfer et al., 2013) :

- ✓ Pour éviter une augmentation artificielle d'ATB à chaque niveau (480 m) en raison de l'écho de surface, tous les pixels à une résolution spatiale de 30m situés sous le fort signal de rétrodiffusion et au-dessus de 90m ne sont pas pris en compte. En effet près de la surface, le signal de rétrodiffusion atténué à 30m de résolution verticale peut augmenter en raison de la réflexion provoquée par la neige ou les changements de sol.
- ✓ Pendant la journée, les photons solaires sont réfléchis par les nuages bas et nuages bas

épais, ce qui diminue le rapport signal bruit produisant des fausses détections de nuages en dessous de 8km. Pour remédier à cela, le seuil de détection des nuages le jour entre 2 et 8km a été multiplié par 3.

2.2.1.1.3 Les données EECRA

Nous avons dans notre travail croisé aux données satellitales des données d'observations synoptiques. Les données EECRA sont issues de 5388 stations météorologiques réparties sur tous les continents. Elles offrent une climatologie des nuages à l'échelle journalière. Ces données disponibles sur la période 1971-2009, sont traitées à partir des rapports des observateurs qualifiés. Dans cette base de données le type de nuage est déterminé par l'observateur au sol en fonction de la hauteur de la base et des caractéristiques physiques du nuage (<https://atmos.washington.edu/CloudMap/>). Pour notre travail, nous avons utilisé les moyennes mensuelles pluriannuelles des fréquences des nuages, les moyennes mensuelles pluriannuelles de la quantité des nuages, ainsi que les moyennes saisonnières des fréquences des nuages. Des observations trihoraires de quantité de nuages exprimées en octas nous ont également permis de dresser le cycle diurne et de faire une classification des nuages bas dans notre zone d'étude. Toutes ces variables trihoraires sont disponibles pour les 28 stations d'observations EECRA dénombrées sur la façade atlantique de l'Afrique Centrale (figure 12). Les quatre produits fournissent la fréquence ou la quantité des différents types de nuages sur trois niveaux verticaux (cf tableau 3).

Tableau 3 – Classification nuageuse des données EECRA

Etages Atmosphériques	Nom du nuage
Bas	Brouillard, stratus, stratocumulus, cumulus, cumulonimbus
moyen	Nimbostratus, altostratus, altocumulus
haut	Cirrus, cirrostratus, cirrocumulus

Bien que les cumulonimbus soient généralement classés comme nuages haut en raison de leur forte extension verticale, ils sont indiqués dans EECRA comme nuages bas en raison de l'altitude de leur base par rapport au sol. Dans cette base de données, nous porterons notre attention particulièrement sur les nuages bas.

2.2.1.2 Les températures de surface de la mer SST-OSTIA

La plateforme OSTIA (Operational Sea Surface Temperature and Sea Ice Analysis) de l'UK Met office (United Kingdom Met Office) est un système qui fournit les données journalières de températures de surface de la mer (SST) sur une maille de 0.05×0.05 . Les analyses OSTIA utilisent une combinaison d'observations satellitales à micro-ondes et infrarouges accompagnées d'estimations d'incertitudes fournies par les agences internationales via le groupe GHRSSST (Donlon et al. (2012), Group for High Resolution SST) couplées aux données in situ du GTS (Global Telecommunications System). OSTIA est une interpolation optimale multi-échelle conçue pour les applications dans les systèmes de prévision numériques du temps et de la prévision océanique. Pour notre cas d'étude, nous avons extrait les données sur la grille (8°N - 30°S , 0° - 30°E) pour la période 2009-2014.

2.2.1.3 Les réanalyses

L'on ne peut se prévaloir de cerner la variabilité climatique dans une région en se basant uniquement sur les données de précipitations de convection ou de couverture nuageuse. La dynamique atmosphérique doit également être prise en compte pour apporter des éclairages sur certains mécanismes atmosphérique. On peut donc avoir recours aux données de réanalyses pour la restitution de certaines informations. La réanalyse peut être appréhendée comme une reconstitution des paramètres atmosphérique à partir des données historiques. Les réanalyses climatiques combinent des observations passées et des modèles pour générer des séries chronologiques cohérentes de multiples variables climatiques. C'est un système d'assimilation des données basé sur des versions récentes de prévision météorologique. Il intègre dans leur algorithme un maillage (résolution horizontale) uniforme qui sera maintenue sur toute la colonne atmosphérique pour la période d'intérêt. Les modèles sont construits en tenant compte des propriétés physico-chimiques et dynamiques de l'atmosphère. Ils peuvent donc fournir une description complète du climat tel qu'il a évolué dans le passé sur des grilles tridimensionnelles (espace, temps) tout le long de la colonne atmosphérique. Le système d'assimilation intègre en son sein des données de radiosondage, des profileurs de vent et plus récemment des données d'observations radar.

a) Les réanalyses Era-intérim

ERA-Intérim est l'une des réanalyses atmosphériques mondiales réalisée par le Centre Européen de prévisions météorologiques à Moyen Terme (CEPMMT). Le projet ERA-Intérim a été mené en partie pour préparer une nouvelle réanalyse atmosphérique visant à remplacer ERA-40 (Dee et al., 2011). La réanalyse ERA-Intérim est réalisée grâce à un schéma d'assimilation de

données, utilisant des cycles d'analyse toutes les 12 heures. À chaque cycle, disponible les observations sont combinées avec les informations préalables d'un modèle de prévision afin d'estimer l'évolution de l'atmosphère globale. Les données sont disponibles sur une grille de $0.75^\circ \times 0.75^\circ$ et incluent une grande variété de paramètres toutes les 6 heures, décrivant les conditions météorologiques. Les réanalyses ERA-Intérim comportent un mélange de champs d'analyse, de champs de prévision et de champs disponibles à la fois à partir de l'analyse et de la prévision.

Dans ce travail nous utiliserons également les ERA-STF (ERA Short Terms Forecasts). Cette dernière est obtenue à partir des analyses six horaires pour générer les prévisions chaque 3 heures. Les ERA-STF offrent des avantages multiples :

- Une résolution temporelle toutes les 3 heures (début à 0000 TU tous les jours)
- un cycle diurne cohérent utilisant les temps de prévision du modèle. Les données sont fournies par le CEPMMT à une résolution spatiale de 25 km après une interpolation à partir de l'original ERA-Intérim.

Malgré le manque de stations météorologiques en Afrique Centrale, les études ont montré que les champs climatologiques des données de vent sont compatibles avec les réanalyses NCEP/DOE (Pokam et al., 2014). Ces réanalyses NCEP ont été confirmées être en parfaite adéquation avec les observations in situ (Nicholson et Grist, 2003). Nous avons extrait l'humidité relative, la température et la fraction de couverture nuageuse basse ainsi que les composantes zonales, méridionales et verticales du vent, sur la zone Afrique Centrale (6°S – 5°N , 8°E – 18°E) et pour la période 2009-2014. La typologie des nuages est déterminée dans ERA-STF en utilisant un ensemble de seuils. Le seuil est appliqué sur la grandeur « sigma » qui est le rapport la pression d'altitude à laquelle se trouve le nuage par la pression de surface. Pour les cas de nuages bas, la valeur est comprise entre 0.8 et 1 : $1 > \text{sigma} > 0.8$. Toutes fois, les biais dans la simulation des nuages bas dans ERA-STF peuvent subvenir en présence de plusieurs couches nuageuses (voir <https://www.ecmwf.int/en/faq/how-are-low-medium-and-high-cloud-cover-determined>).

b) Les réanalyses ERA5

Au sein des services des changements climatiques de Copernicus, le CEPMMT produit actuellement la cinquième génération des réanalyses (ERA5) qui comprend un relevé détaillé de l'atmosphère globale, de la surface terrestre et des vagues océaniques depuis 1950. Cette nouvelle réanalyse remplacera la réanalyse ERA intérim qui a été lancée en 2006. Cette nouvelle réanalyse couvrira également la période couverte par l'ERA-40. ERA5 est basé sur le cycle 41r2 du système intégré de prévision opérationnel depuis 2016. ERA5 bénéficie donc d'une décennie de développement en physique des modèles, en assimilation des données. En plus de sa forte résolution

horizontale nettement améliorée (25Km, contre 75Km pour ERA-intérim), ERA5 s'étend également sur environ 137 niveaux d'altitudes jusqu'à atteindre une hauteur de 80km. ERA5 fournit également des données à pas de temps horaire d'un grand nombre de variables atmosphériques et océaniques et comprend des informations sur les incertitudes pour toutes les variables (Hersbach et al., 2018).

2.2.1.4 Les précipitations TRMM

La Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) est une mission conjointe NASA et JAXA (Japan Aerospace Exploration Agency) ayant pour but le suivi et l'étude des pluies tropicales et subtropicales. TRMM est basée sur l'exploitation du satellite de même nom (lancé le 27 novembre 1997), placé sur une orbite de 450km d'altitude et d'inclinaison 35°. Le radar de précipitation (PR) et l'imageur micro-ondes à bord de celui-ci permettent d'avoir des informations exceptionnelles sur les événements pluvieux. Le produit TRMM (Huffman et al., 2007) est une combinaison des signaux issus des instruments embarqués (PR, TMI). De par sa forte résolution spatio-temporelle (0.25°x0.25°, toutes les 3 heures), ce produit est l'un des meilleurs jeux de données de précipitation (Nicholson et Grist, 2003). Dans cette thèse, nous utilisons les données couvrant la période 1998-2014.

2.2.1.5 Le rayonnement solaire DNI

DNI (Direct Normalized Irradiance) est l'une des composantes dérivées des produits de EUMETSAT Satellite Application Facility on Climate Monitoring (CM SAF). EUMETSAT est l'organisation Européenne pour l'exploitation des satellites qui aide entre autres à la surveillance du changement climatique mondial grâce à l'enregistrement des données pouvant servir d'application liées aux cadres mondial des services climatologiques. Le DNI est le flux de rayonnement (irradiance) perpendiculaire à la direction du soleil dans la plage de longueur d'onde comprise entre 0.2 et 0.4 μm . C'est la composante normalisée de l'irradiance solaire directe atteignant le sol (figure 14) SDI (Surface Direct Irradiance) entre la même gamme de longueur d'onde précédemment citée.

Elles proviennent de l'ensemble des données de rayonnement de surface Héliotat -SARAH (Surface Solar Radiation Data records – Heliosat). SARAH est un ensemble d'enregistrement satellitaire des données climatiques contenant l'irradiance solaire, l'irradiance directe (horizontal et normalisée), la durée de l'ensoleillement, les informations spectrales et l'albédo des nuages (https://wui.cmsaf.eu/safira/action/viewDoiDetails?acronym=SARAH_V001). Ces données sont dis-

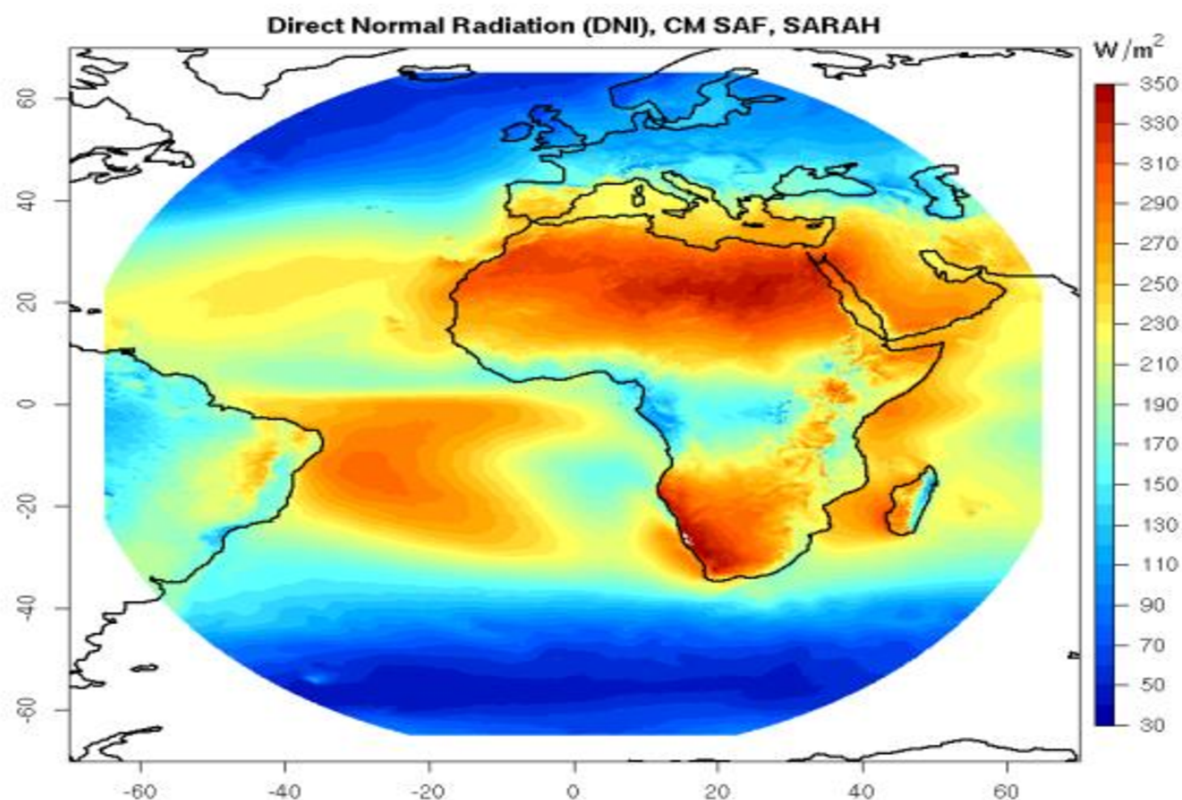


Figure 14 – Une illustration du rayonnement DNI moyenné sur la période 1983-2013. Source : https://www.cmsaf.eu/SharedDocs/Literatur/document/2014/saf_cm_dwd_pum_meteosat_hel_1_1_pdf?__blob=publicationFile

ponibles grâce à l'exploitation des canaux visibles du MVIRI (Meteosat Visible Infrared Imager) et des instruments SEVERI à bord des satellites météorologiques géostationnaires. Ces données allant de 1983 à 2013 sont disponibles sur une grille régulière de $0.05^\circ \times 0.05^\circ$ à diverses résolutions temporelles (moyennes mensuelles, journalières et horaires) et couvrent la région carrée (60°W - 60°E et 60°S — 60°N). Elles peuvent être interpolées sur l'ensemble du globe terrestre grâce à l'outil numérique d'analyse des données climatiques CDO (Climate Data Operator). Les données sur l'irradiance solaire atteignant la surface à haute résolution spatio-temporelle sont nécessaires pour une meilleure compréhension de la variabilité du climat, de la dynamique climatique, et pour l'évaluation du bilan radiatif du système climatique (Mueller et al., 2012). Mieux encore, les données d'irradiance solaire obtenues des satellites géostationnaires sont une alternative efficace au réseau météorologique in situ pour des données climatologiques (Perez, 1998) et constituent la principale source de données d'observation dans les régions où les mesures au sol sont rares (océan et continent Africain). Néanmoins, il existe des lacunes ou des erreurs (nous citons quelques-unes) lors de l'estimation des produits DNI dans les conditions suivants :

- ✓ en situation de ciel clair, la réflexion des surfaces est élevée, ce qui réduit le contraste entre réflexion en ciel clair et réflexion en ciel couvert. Cela conduit à des incertitudes plus élevées et des erreurs dans le calcul de l'albédo (CAL) et donc de la DNI.
- ✓ L'exactitude des informations sur les aérosols n'est pas connue dans plusieurs régions du monde due au manque des mesures au sol.
- ✓ Le DNI est assez sensible à l'épaisseur optique des aérosols (EOA) en situation de ciel clair, ce qui introduit des incertitudes dans l'évaluation de l'EOA. Plus encore, les variations mensuelles, journalières et horaires de l'épaisseur optique des aérosols ne sont pas prises en compte, ce qui augmente considérablement l'incertitude des valeurs journalières et horaires des DNI (pour plus de détails voir : https://www.cmsaf.eu/SharedDocs/Literatur/document/2014/saf_cm_dwd_pum_meteosat_hel_1_1_pdf.pdf?__blob=publicationFile).

DNI est obtenu grâce à la formule : $DNI = SDI / \cos \theta$, θ représentant l'angle zénithale du soleil. En ciel couvert, on a : $SDI_{allsky} = SDI_{clear}((1 - CAL) + 0.38.CAL)^{5/2}$ SDI_{clear} = irradiation directe en ciel clair (pour le calcul du SDI_{clear} voir Mueller et al. (2009)), SDI_{allsky} représente l'irradiation directe en ciel couvert, et CAL = l'albédo des nuages.

2.2.2 Les méthodes d'analyses

2.2.2.1 Calcul des anomalies

Plusieurs des résultats que nous allons présenter dans la suite de ce manuscrit seront basés sur des champs d'anomalies des données présentées plus haut. Le calcul des anomalies nous permet de filtrer les données et de se focaliser uniquement sur les valeurs extrêmes par rapport à l'état moyen d'un phénomène, ou d'un champ d'observations donné. En fonction du résultat recherché et du poids de la variabilité saisonnière dans l'interprétation des résultats, l'on peut parfois décider, de maintenir ou non le cycle saisonnier lors de certaines analyses. La méthode de calcul appliquée sur une série d'observations $x(t, y)$, t et y représentant respectivement le numéro du jour et le nombre d'année est la suivante :

- 1) On calcule le cycle saisonnier moyen

$$\bar{x} = \frac{1}{N_y} \sum_y x(t, y) \quad (2.1)$$

avec N_y le nombre d'année

- 2) L'anomalie est calculée de deux façons selon le signal recherché

i) Anomalie sans cycle saisonnier

On soustrait la moyenne calculée \bar{x} des données de départ.

$$x'(t, y) = x(t, y) - \bar{x} \quad (2.2)$$

ii) Anomalie avec cycle saisonnier

On soustrait la moyenne \bar{x} des données initiales

$$x'(t, y) = x(t, y) - \bar{x} \quad (2.3)$$

avec

$$\bar{x} = \frac{1}{N_y N_t} \sum_{yt} x(t, y) \quad (2.4)$$

2.2.2.2 Le test d'hypothèse statistique

Les tests d'hypothèses servent à déterminer si une série d'observations permet d'invalider ou non une hypothèse que l'on formule sur un échantillon. Le principe des tests consiste à se poser une hypothèse de travail « hypothèse nulle » et de prédire les conséquences de cette hypothèse sur l'échantillon. On compare les prédictions avec les observations et on conclut en acceptant ou en rejetant l'hypothèse de travail à partir des règles de décisions objectives. Un test compare la valeur d'une statistique calculée sur un échantillon à la valeur théorique découlant de la statistique obtenue lorsqu'on considère l'hypothèse formulée vraie. Si la valeur de la statistique ne représente rien de particulier par rapport à la distribution théorique, on accepte l'hypothèse, dans le cas contraire l'hypothèse est rejetée. Cependant, la valeur de la statistique possède une probabilité d'être observée même lorsque l'hypothèse est vraie. Ainsi, un test ne permet pas de dire avec certitude qu'une hypothèse est vraie ou fausse, mais il aide à documenter statistiquement les décisions prises.

Règles de décision

Un test statistique consiste donc à :

- Identifier l'hypothèse à tester. Généralement hypothèse nulle
- Trouver une statistique liée à l'hypothèse à tester dont on connaît la loi de distribution ;
- Identifier le niveau de significativité du test. Dans notre travail nous avons fixé un seuil à 0.05. C'est à dire que nous nous accordons 95% de chance que notre hypothèse soit vraie.
- Évaluer la valeur de la statistique du test sur l'échantillon ;
- Calculer la probabilité que l'on observe une valeur plus atypique que la valeur obtenue sur l'échantillon ;

- Rejeter ou accepter l'hypothèse selon la valeur de la probabilité

a) Les simulations Monté Carlo

Les simulations Monté Carlo ont été indispensables pour tester la significativité des résultats issus des méthodes sus évoquées. Elle nous a permis non seulement de tendre vers la valeur estimée si le phénomène se répétait aléatoirement un grand nombre de fois, mais aussi d'approximer une loi de probabilité (loi normale) pour évaluer la fiabilité des résultats obtenus. La simulation de Monte Carlo est une méthode d'estimation d'une quantité qui utilise des nombres aléatoires. Elle estime des quantités numériques à partir des nombres aléatoires. Pour cela il faut poser le problème et le modéliser de sorte que la quantité à rechercher s'exprime comme l'espérance d'une variable aléatoire. Une variable aléatoire est le résultat d'une expérience soumise au hasard, son espérance est la valeur qu'on s'attend à trouver si l'on répète l'opération un grand nombre de fois. En climatologie, la valeur à calculer est généralement une espérance, c'est-à-dire le nombre de fois qu'on pourrait avoir en moyenne un phénomène quand le temps d'apparition est aléatoire. Ceci revient à estimer artificiellement la moyenne d'une variable en supposant que les évènements apparaissent de façon aléatoire dans le temps. De façon générale, l'algorithme de simulation de Monte Carlos pour estimer la moyenne d'une variable aléatoire X est la suivante :

- 1) Définir le nombre d'expérience N à répéter
- 2) Initialiser le compteur « sum » à 0
- 3) Pour i allant de 1 à N ,
 - Générer une copie X_i de X
 - Ajouter la valeur X_i à « sum »
- 4) L'estimateur qui est la moyenne des valeurs générées est donné par sum/N

En effectuant deux expériences similaires indépendantes l'une de l'autre, nous devrions obtenir deux résultats différents puisque des nombres aléatoires différents ont été utilisés pour générer les variables. La simulation Monte Carlos permet d'estimer aussi l'erreur à l'aide du théorème central limite. Ce théorème stipule que quel que soit la loi de probabilité d'un phénomène, si l'on répète un grand nombre de fois l'expérience de ce phénomène, la distribution des valeurs observées va s'approcher de la loi normale. Ainsi pour tout X_i , $i=1, 2, 3, \dots$. Une suite de variables aléatoires réelles définies sur le même espace de probabilité, indépendantes et distribuées identiquement suivant une loi A .

Soit $S_n = \sum_{i=1}^N x_i$, la suite de la somme des variables x_i

et soient

$$\bar{X}_n = \frac{X_1 + X_2 + \dots + X_n}{n} = \mu \quad (2.5)$$

la moyenne des X_i

et

$$Z_n = \frac{(S_n - n\mu)}{\sigma\sqrt{n}} \quad (2.6)$$

Le théorème central limite énonce que les variables Z_i converge vers une loi normale centré réduite de paramètres 0 et 1. Cette distribution des variables selon la loi normale nous a permis de tester l'écart entre la valeur estimée et la valeur théorique grâce à un test bilatéral à un seuil de 95% du niveau de significativité.

2.2.2.3 Détermination des types de temps : l'algorithme des centres mobiles ou K-means

La notion de « types de temps » a vu le jour dans la météorologie dynamique comme étant une représentation de l'atmosphère dans les zones extratropicales (Michelangeli et al., 1995). Le concept repose sur l'idée que le nombre d'état possible de circulation atmosphérique n'est pas infini. De ce fait, la notion de types temps peut être appréhendée de deux façons : la première fait allusion aux régimes atmosphériques récurrents et persistants, c'est-à-dire des états atmosphériques ayant une forte probabilité de se maintenir dans le temps. Ils sont déterminés par la méthode statistique de partitionnement en classe. La deuxième fait allusion aux régimes quasi stationnaires, c'est à dire un ensemble d'état atmosphérique dans lequel la somme des forces qui interagissent est nulle. Ils sont déterminés aux moyens des équations mathématiques non linéaires. Dans ce manuscrit, nous considérons la première définition (non pas parce que la deuxième est impertinente) car elle nous permet grâce à la méthode employée de ne retenir que les évènements atmosphériques robustes en éliminant les faibles fluctuations.

Pour attribuer un jour particulier de la période étudiée à un « type de classe », la méthode utilisée est l'algorithme de classification hiérarchique de partitionnement décrit par Michelangeli et al. (1995). La classification en K-means est une méthode statistique qui consiste à regrouper les objets en termes de similarités, c'est à dire rapprocher autant que possible les individus présentant les mêmes caractéristiques. A cet effet les champs d'anomalies des nuages EECRA sont préfiltrés grâce à l'Analyse en Composante Principale Probabiliste (ACPP) pour ne retenir que les composantes principales représentant le maximum de la variance expliquée. Cela nous a permis non seulement de capter l'information dans l'espace des phases qui contiennent la plus grande partie de la variabilité mais aussi d'éliminer les fluctuations aléatoires dues au bruit.

Par la suite, nous utilisons les composantes principales associées aux EOFs (Empirical Orthogonal Function) retenues pour chaque date de la période étudiée. On a ainsi une matrice qui

dépend de la date et de du numéro de l'EOF . Le principe consiste à choisir aléatoirement k points ou dates (en fonction du nombre de classes qu'on voudrait avoir) comme étant le barycentre de chaque classe. Ensuite, on calcul la distance de chaque point aux barycentres des classes. Les points sont affectés aux classes en termes de similarité, c'est à dire lorsque sa distance (distance euclidienne) par rapport au barycentre de la classe donnée est minimale. Une fois qu'on a des nouveaux amas de points, on recalcul de nouveaux les barycentres de chaque amas de points et on redistribue toutes les dates dans l'espace des EOFs et ainsi de suite. Ainsi, pour le cas de ce travail, 184×8 creneaux/an $\times 39$ années de la saison JJAS ont été classé 1000 fois dans les 10 espaces des composantes principales (PC). La meilleure partition est celle pour laquelle la somme des variances (c'est-à-dire la somme des distances entre les points ou dates et les barycentres)

$$W(p) = \sum_{j=1}^k \sum_{x \in c_j} d^2(X, Y_j) \quad (2.7)$$

de chaque amas de points est minimale par rapport aux 999 autres partitions. L'algorithme des K-means peut donc être décomposé en trois grandes étapes :

- ✓ **Initialisation** : on initialise (de façon aléatoire) les centres des classes pour lancer l'algorithme.
- ✓ **Etape d'affectation ou classification** : dans cette étape, chaque donnée est associée au centre de classe donc il est le plus proche (similarité). Cette étape d'affectation se fait en calculant la distance euclidienne entre les points ou dates et le centroïde. Cette distance est exprimée mathématiquement par :

$$\|x_i - \mu_k\|^2 = d(x_i, \mu_k) = \sqrt{\sum_{j=1}^n (x_{ij} - \mu_{kj})^2} \quad (2.8)$$

n = nombre d'itération et μ_k le centre de la classe k.

$$z_{ik}^t = \begin{cases} 1 & \text{si } k \in \arg \min \|x_i - \mu_k\| . z \in 1, \dots, n \\ 0 & \text{sinon} \end{cases} \quad (2.9)$$

- ✓ **Etape de recalage des centres** : le centre de chaque classe k est recalculé comme étant la moyenne arithmétique de toutes les données appartenant à cette classe.

$$\mu_k^{(t+1)} = \frac{\sum_{i=1}^n z_{ik}^{(t)} x_i}{\sum_{i=1}^n z_{ik}^{(t)}} \quad (2.10)$$

pour tout $k = 1, \dots, K$

Test de classifiabilité

Le moyen le plus fiable de tester la dépendance à la position des barycentres initiaux consiste à comparer les partitions finales obtenues avec le nombre de partitions initiales. Pour chaque amas

k, on calcule 100 autres partitions différentes avec des barycentres initiaux choisis aléatoirement. On calcule la matrice A_{ij} ($i = 1, \dots, k, j = 1, \dots, k$) qui est le coefficient de corrélation entre deux partitions P et Q. Ainsi l'indice de classifiabilité est calculé de la façon suivante :

$$C^*(k) = \frac{1}{100(100 - 1)} \sum_{1 \leq m \neq m' \leq 100} C(P_m(k)P_{m'}(k)) \quad (2.11)$$

Où $(m; m')$ sont des paires de partition et $C(P, Q)$ est la valeur minimale de la matrice A qui correspond à l'amas P qui est le moins similaire à Q et qui est la mesure de similarité entre deux partitions. Alors le meilleur choix pour une partition k est la valeur qui montre la plus grande différence entre les données atmosphériques et le bruit simulé.

Le spectre des variables atmosphériques suit celui d'un bruit rouge, c'est-à-dire à celui d'un processus autorégressif d'ordre 1. Pour cette raison, un pic pour une fréquence donnée dans le spectre d'une variable est généralement dit significatif lorsqu'il est significativement différent d'une valeur que l'on pourrait obtenir avec un bruit rouge ayant les mêmes caractéristiques que la variable. Le bruit rouge est entendu comme étant des irrégularités qui pourraient subvenir dans une série d'observation suite à une absence de la variance relative aux hautes fréquences (Gilman et al., 1963). Dans ce manuscrit, nous utilisons la théorie d'un bruit rouge, tel que dérivée par Gilman et al. (1963). Pour des besoins de comparaison, nous définissons un modèle de bruit rouge qui suit un processus autoregressif ayant la même variance que les données atmosphériques utilisées. Nous considérons une série d'observations de moyenne m et nous supposons qu'elle peut être modélisée par l'équation suivante : Observation = Modèle + Bruit. En langage mathématique elle peut être traduite au temps t par la relation $X(t) = \alpha X(t - 1) + y$ $t = 2 \dots, N$, N la longueur de la série, $\alpha = \frac{A}{B}$ représente le coefficient d'autocorrélation

$$\left\{ \begin{array}{l} A = \sum \frac{(x(t-1) - m)(x(t) - m)}{N - 1} \\ B = \sum \frac{(x(t) - m)^2}{N} \\ y = \sqrt{(1 - \alpha)B} \\ X(1) = \sqrt{\frac{y}{1 - \alpha^2}} \end{array} \right. \quad (2.12)$$

2.2.2.4 Analyse en composantes principale (ACP)

La classification en K-means décrite ci-dessus a été réalisée après avoir appliqué une Analyse en Composantes Principales (ACP) sur les données initiales. L'ACP est une méthode d'analyse de données. Elle a été introduite en physique de l'atmosphère par Lorenz (1956). Elle cherche à synthétiser l'information contenue dans un tableau des individus et des variables quantitatives.

Produire un résumé d'information au sens de l'ACP c'est établir une similarité entre les individus, chercher des groupes d'individus homogènes et mettre en évidence les principaux modes de variabilité contenus dans le champ. L'ACP a été appliquée dans ce travail dans l'optique de retenir les modes (n premiers modes) représentant au moins les 75% de la variabilité afin de les utiliser pour la classification en K-means. Son mode opératoire est basé sur la matrice de variance-covariance (Δ ci-dessous) temporelle d'un domaine donné qui contient la variance de tous les points de ce domaine. Pour ce faire, on forme la matrice des variances covariance $\Delta = \frac{1}{n-1}XX^T$ ou X est le champ d'anomalies des données considérées. Δ est symétrique et donc diagonalisable. On ramène le problème à la recherche des valeurs propres. Ceci revient à résoudre l'équation $\Delta E = \beta E$ ou E est la matrice des vecteurs propres associées aux valeurs propres β . On définit les composantes principales comme la décomposition (normalisée) du signal décrit par X sur les vecteurs propres E . Chaque valeur propre matérialise l'importance du vecteur propre auquel elle est associée et peut être exprimée en pourcentage de variance expliquée $\frac{100\beta_k}{\sum \beta_k} \%$. La projection de la série initiale X sur les vecteurs propres E_k permet de définir les coefficients temporels appelés PC_k représentant le poids de la structure. $PC_k = XE_k$.

2.2.2.5 Analyse en Composantes Principale Probabiliste (ACPP) ou ACP Probabiliste

L'ACP probabiliste (PPCA) est un modèle à variables latentes dans lequel la solution de probabilité maximale pour les paramètres est trouvée en résolvant un problème de valeur propre sur la matrice de covariance des données. C'est une formulation probabiliste de l'ACP basée sur un modèle gaussien à variables latentes dans lequel la solution de probabilité maximale pour les paramètres est trouvée en résolvant un problème de valeur propre sur la matrice de covariance des données (Tipping et Bishop, 1999). Le modèle ACPP réduit la dimension des données en reliant un champ d'observation à p dimensions à une variable latente à q dimensions correspondante par une fonction de transformation linéaire, où $q \ll p$.

Supposons que l'on a un ensemble de données de dimension d $Y = [y_1, \dots, y_N]^T$. Nous désignons par x_n la variable latente de dimension q associée à chaque point de données. La relation entre la variable latente et le point de données est linéaire, avec ajout de bruit $Y_n = Wx_n + \mu + \epsilon$. La matrice W de dimension $d \times q$ est la matrice d'entrée et spécifie la relation linéaire entre l'espace latent et l'espace des données et ϵ représente un bruit Gaussien de moyenne nulle. En supposant la variable latente x_n suit une distribution Gaussienne, la distribution conditionnelle des données observées compte tenu de la variable latente peut alors être exprimée sous la forme

$$P(y_n/x_n) = N(Wx_n + \mu; \sigma^2 I) \quad (2.13)$$

La distribution des données observées, $p(y_n)$, également connue sous le nom de distribution prédictive, peut être dérivée de la convolution de $p(x_n)$ et $p(y_n|x_n)$ donnée par :

$$P(y_n) = N(\mu, WW^T + \sigma^2 I)$$

Contrairement à la vision plus conventionnelle de l'ACP qui est une cartographie à partir des données de haute dimension dans un espace latent de faible dimension, le cadre de ACPP est basé sur une cartographie d'un espace latent à l'espace de données. Les données observées y_n sont générées en tirant d'abord une valeur de la variable latente x_n à partir de sa distribution gaussienne de la variance unitaire, $p(x_n)$. La variable observée x_i est ensuite échantillonnée, en conditionnant sur la valeur générée pour x_n à partir de la distribution isotopique définie à l'équation (2.13). Le modèle obtenu est donc interprété comme une version probabiliste de l'ACP (Plus de détails dans (Tipping et Bishop, 1999 ; Lawrence et Hyvärinen, 2005)).

Une telle formulation probabiliste est attrayante, car la définition d'une mesure de probabilité permet l'application des méthodes bayésiennes tout en facilitant les tests statistiques. Toutefois, l'ACP probabiliste a l'avantage suivante :

- Le modèle probabiliste offre la possibilité d'étendre le champ d'application de l'ACP classique. Par exemple, cette méthode permet de faire des projections d'ACP en présence des données manquantes.

L'ACPP est utilisée dans ce travail afin de ressortir les composantes décrivant le maximum de variabilité dans les champs d'observation des données in situ ECRRA présentant plusieurs données manquantes.

2.2.2.6 Méthode d'Entropie Maximale (MEM)

En pratique les méthodes d'analyse spectral tentent souvent d'estimer une partie continue du spectre. Les raies sont souvent estimées à partir des données discrètes et bruyantes comme des pics plus ou moins nets. L'estimation et l'interprétation dynamiques de cette dernière, lorsqu'elle existe sont souvent plus robustes et plus faciles à comprendre que la nature des processus, qu'ils soient déterministes ou stochastiques. La MEM est basée sur l'approximation d'une série temporelle au moyen d'un processus linéaire auto régressif d'ordre M . Elle est donc plus performante lorsqu'il s'agit d'estimer les fréquences d'une série chronologique qui est en fait générée par un processus autorégressif (Burg, 1978 ; Childers, 1978). Le principe de l'entropie maximale stipule que la distribution de probabilité qui représente le mieux l'état actuel des connaissances est celle qui

présente la plus grande entropie.

La méthode d'entropie maximale traite le signal et le bruit comme des entités séparées. Cette méthode vise à minimiser les erreurs aléatoires et le bruit sur la base de deux critères. Premièrement, une hypothèse est faite sur la forme des pics présents. Deuxièmement, le meilleur ajustement en ce qui concerne le bruit est obtenu en maximisant l'entropie de configuration.

Le formalisme mathématique de cette méthode est la suivante : en considérant une série temporelle $X(t)$, $t = 1, \dots, N$, le coefficient d'autocovariance d'ordre $M'+1$ est donné par

$$\hat{\phi}(j) = \frac{1}{1 + N - j} \sum_{t=1}^{N-j} X(t)X(t+j) \quad (2.14)$$

$j = 1, \dots, M'$, M' étant l'ordre du spectre.

En absence de connaissances préalables sur le processus qui génère la série temporelle, M' est arbitraire et doit être optimisé. Dans le cas de notre étude, la série temporelle est générée par l'algorithme de k-means décrit plus haut et l'ordre correspond à la longueur (184 jours) de la saison d'intérêt. Le calcul de l'autocovariance a pour but de déterminer la densité ou puissance spectrale S_x qui est associé au processus le plus aléatoire ou le moins prévisible qui a les mêmes coefficients d'autocovariance. En termes de théorie de l'information Shannon (1949), cela correspond au concept d'entropie maximale.

En pratique, on obtient des estimations $\hat{a}_j : j = 0, \dots, M'$ des coefficients de régression $a_j : j = 0, \dots, M$ de la série temporelle $X(t)$ en supposant que cette dernière est générée par un processus AR(M) et que son ordre M est égal à M' . Les coefficients d'autocorrélation $\hat{\phi}(j)$ sont calculés et utilisés pour former la même matrice de Toeplitz C_x dont les coefficients sont donnés par (Vautard et Ghil, 1989) :

$$C_{ij} = \frac{1}{N - |i - j|} \sum_{t=0}^{N-|i-j|} X(t)X(t + |i - j|) \quad (2.15)$$

Cette matrice est ensuite inversée à l'aide de schémas numériques standard (Press et Vetterling, 1988) pour obtenir l'estimation \hat{a}_j . La densité spectrale S_x du processus AR avec les coefficients $a_j : j = 0, \dots, M$ est donnée par

$$S_x(f) = \frac{a_0}{|1 - \sum_{j=1}^M a_j e^{2\pi i j f}|} \quad (2.16)$$

avec f = fréquence

Chapitre 3

Résultats et discussions

Ce chapitre présente les principaux résultats obtenus à l'issue des analyses faites grâce aux méthodes sus-évoquées. Il s'inscrit dans le cadre de la variabilité climatique sur la façade Atlantique de l'Afrique Centrale. Il s'agit d'une part de caractériser le climat au moyen de l'analyse de la couverture nuageuse, des précipitations, du rayonnement solaire incident. D'autre part il sera question de faire un zoom à l'échelle saisonnière particulièrement la saison JJAS afin de caractériser in fine les nuages bas (très dominant pendant la dite saison) ainsi que la dynamique atmosphérique associée. Nous serons amenés à étudier le rôle de la dynamique atmosphérique sur la distribution spatiale des nuages bas sur la sous-région. Ce chapitre sera divisé en trois grandes parties :

- ✓ *la première traitera de la climatologie des nuages, du rayonnement et des précipitations. Nous allons procéder à la régionalisation de notre zone étude et étudier le cycle saisonnier des paramètres sus cités.*
- ✓ *La seconde partie décline une analyse spatio-temporelle de la couverture nuageuse basse en Afrique Centrale ainsi que la dynamique atmosphérique associée.*
- ✓ *Enfin la dernière partie porte sur les champs composites du rayonnement, des SSTs et de la dynamique. Ces champs composites portent sur l'analyse des types de classes de nuages bas discriminés au moyen de la méthode des K-moyens.*

3.1 Analyse de la climatologie moyenne en Afrique Centrale

3.1.1 Les précipitations du satellite TRMM

La distribution spatiale des précipitations en Afrique Centrale est représentée par la figure 15. Y est également représenté le vent des réanalyses ERA-Interim à 925hpa. Pendant la période de Mai à Octobre, le golfe de Guinée enregistre des grandes quantités de précipitations pouvant atteindre 20mm/jour. Trois hypothèses peuvent expliquer les fortes intensités enregistrées. Entre autre la teneur de l'atmosphère en humidité et l'évaporation de surface, les fortes intensités de pluies observées au niveau du golfe de Guinée et de l'océan peuvent être la conséquence de l'apport d'humidité de l'océan vers le continent par le vent de mousson. Ces pluies sont d'autant plus abondantes que la direction du vent est perpendiculaire à la côte.

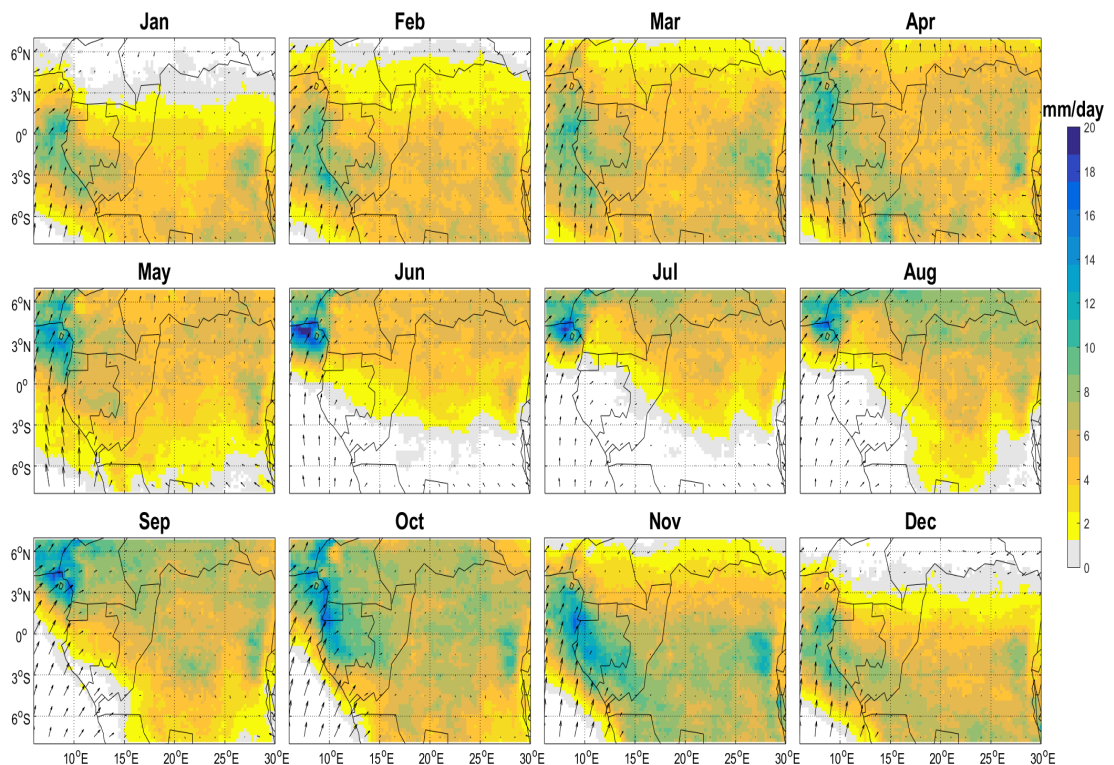


Figure 15 – Climatologie mensuelle des précipitations TRMM (couleur- mm/jour) pour la période 1998-2014. Le vent (vecteur) moyen des réanalyses ERA-Interim à 925hpa est également représenté pour la période 1979-2016.

La concentration des pluies le long de la dorsale Camerounaise marque le rôle joué par la

topographie. Elle est favorable à la convection nécessaire pour le développement des précipitations. La figure 16 représente le diagramme latitude temps (Hovmuller) des précipitations moyennées sur le transect 6°E-30°E. Ce diagramme caractérise l'évolution de la position et de l'intensité des précipitations. Deux remarques importantes sont à noter :

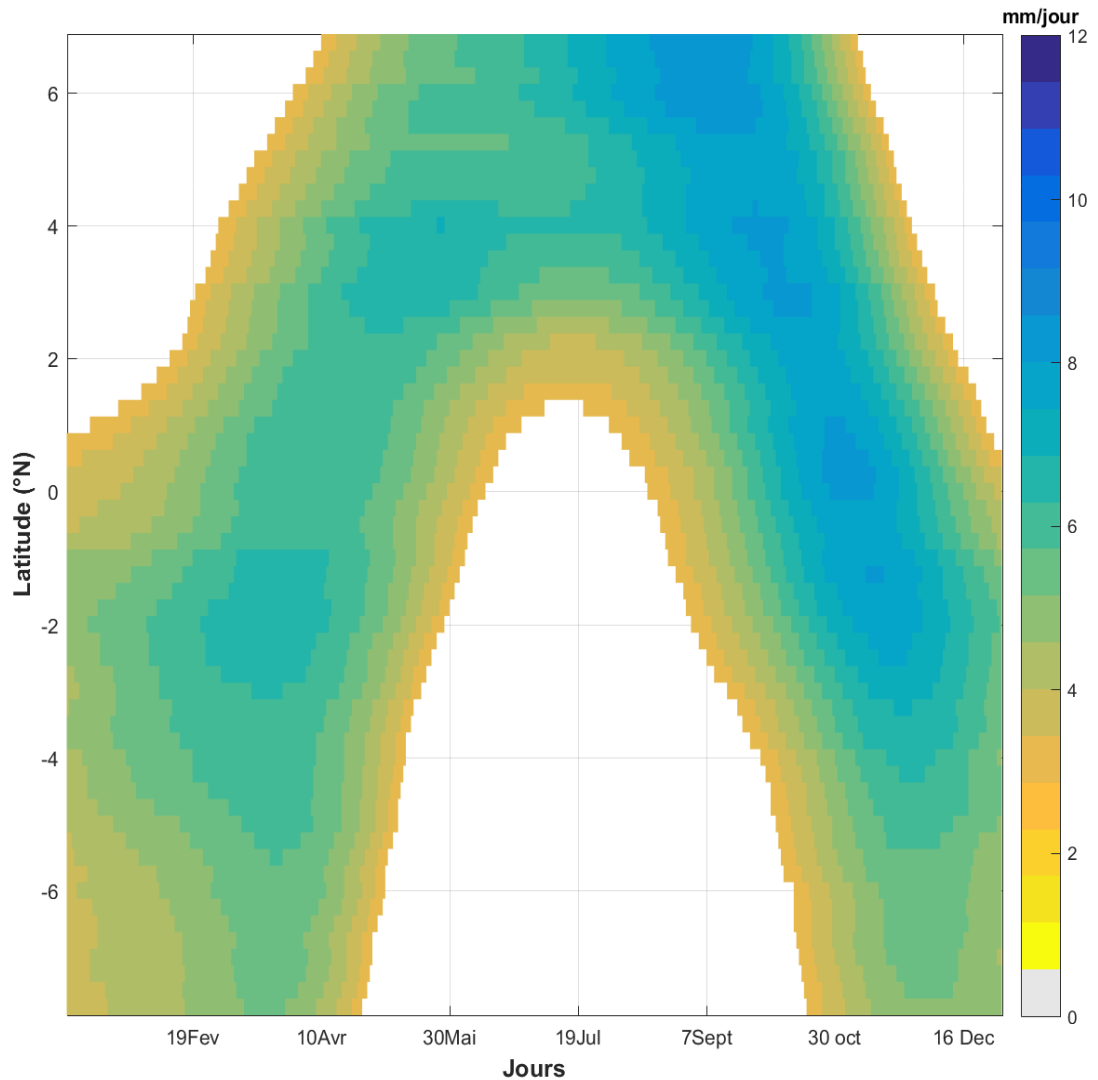


Figure 16 – Diagramme Hovmuller (latitude-temps) des pluies TRMM (mm/jour) moyennées sur la bande longitudinale 6°E-30°E pour la période allant de 1998 à 2014.

- en Juillet-Septembre, on enregistre des grandes quantités de pluies (environ 9mm/jour) entre 5°N et 6°N. Cette bande latitudinale (5°N-6°N) coïncide avec la dorsale camerounaise caractérisée par un contraste topographique très marqué. En effet, pendant la période de juillet septembre, le Jet Est Africain est présent des deux côtés de l'équateur et influence considérablement le régime des pluies (Nicholson et Grist 2003). Inversement, une bonne partie du Gabon ainsi que du Congo enregistre des cumuls les plus bas au cours de l'année.

À partir du mois d'Octobre, les hautes terres du mont Cristal (légèrement situées au-dessus de l'équateur), du mont Chaillu au Gabon, des plateaux Batéké au Congo sont également sujettes aux fortes quantités de pluies.

- En Janvier- Février le sud du bassin est légèrement arrosé mais une forte asymétrie dans les quantités de pluies est observée entre les périodes Janvier- février et juillet septembre.

3.1.2 Les nuages

Les nuages constituent l'une des principales causes d'incertitudes dans les modèles climatiques. Ils sont également les modulateurs premiers des flux radiatifs à la surface et au sommet de l'atmosphère. À partir de la documentation SAFNWC, (<http://www.nwcsaf.org/en/web/guest/scientificdocumentation>) il est clairement possible de distinguer les différentes classes de nuages. Les classes 1 et 2 indiquent les situations de ciel clair au-dessus du continent et au-dessus de l'océan. Les classes 3 et 4 regroupent les pixels terrestres et marins couverts par la glace ou le brouillard. Ces deux classes figurant dans la classification ne seront pas prises en compte dans notre analyse. Cependant la présente version des données ne nous permet pas de distinguer les nuages bas cumuliformes et stratiformes, tous les nuages sont considérés comme stratiformes et la fréquence d'occurrence des nuages bas cumuliformes est supposé nulle. Les classes 6 à 9 représentent les nuages bas à très bas. La classe 10 représente les nuages moyens, les nuages hauts et très hauts opaques sont représentés par les classes 12 et 14, et les nuages hauts semi-transparentes sont représentés par les classes 15,16,17,18. Les classes 15,16,17 et 18 représentent respectivement les semi-transparentes fins, les semi-transparentes moyennement épais, les semi-transparent épais et les cirrus fins observés au-dessus des stratus. Les résultats après regroupement des classes sont consignés dans le tableau 2. Dans la suite de notre travail nous allons regrouper les nuages bas et très bas en une seule classe que nous appellerons nuages bas (0-3km), les hauts et très hauts en nuages hauts (>6km), et tous les nuages de type semi-transparentes en une seule classe de nuages semi-transparentes (faible épaisseur optique). Nous procédons par la suite à une analyse climatologique moyenne des nuages en les distinguant par rapport à leur épaisseur optique (semi transparents) mais aussi leur altitude par rapport au sol (bas, moyen, et haut). Chaque type de nuages est identifié par un code compris entre 0 et 20 et le couvert nuageux total est obtenu en calculant à chaque pixel couvert la moyenne sur toutes les couches de la colonne atmosphérique.

La distribution du couvert nuageux total est représentée à la figure 17. Elle semble suivre une modulation Sud/Nord. Ces nuages sont tout le temps présent sur l'océan au cours du cycle annuel. Plus fréquents en dessous de l'équateur au mois de Janvier et Décembre, les nuages gagnent

progressivement tout le bassin pendant les mois de Février à Mai. De Juin à Août, l'hémisphère Nord est plus couvert, et les nuages gagnent progressivement tout le bassin en Septembre-octobre.

La figure 18 met en relief la distribution spatiale moyenne des nuages bas dans la région au cours du cycle annuel. Elle montre que les nuages bas sont essentiellement présents sur la façade Atlantique pendant les mois de Mai-Novembre. Elle met en lumière un début de développement des nuages bas au mois de Mai qui s'intensifie au cours du cycle saisonnier pour se dissiper complètement au mois de décembre.

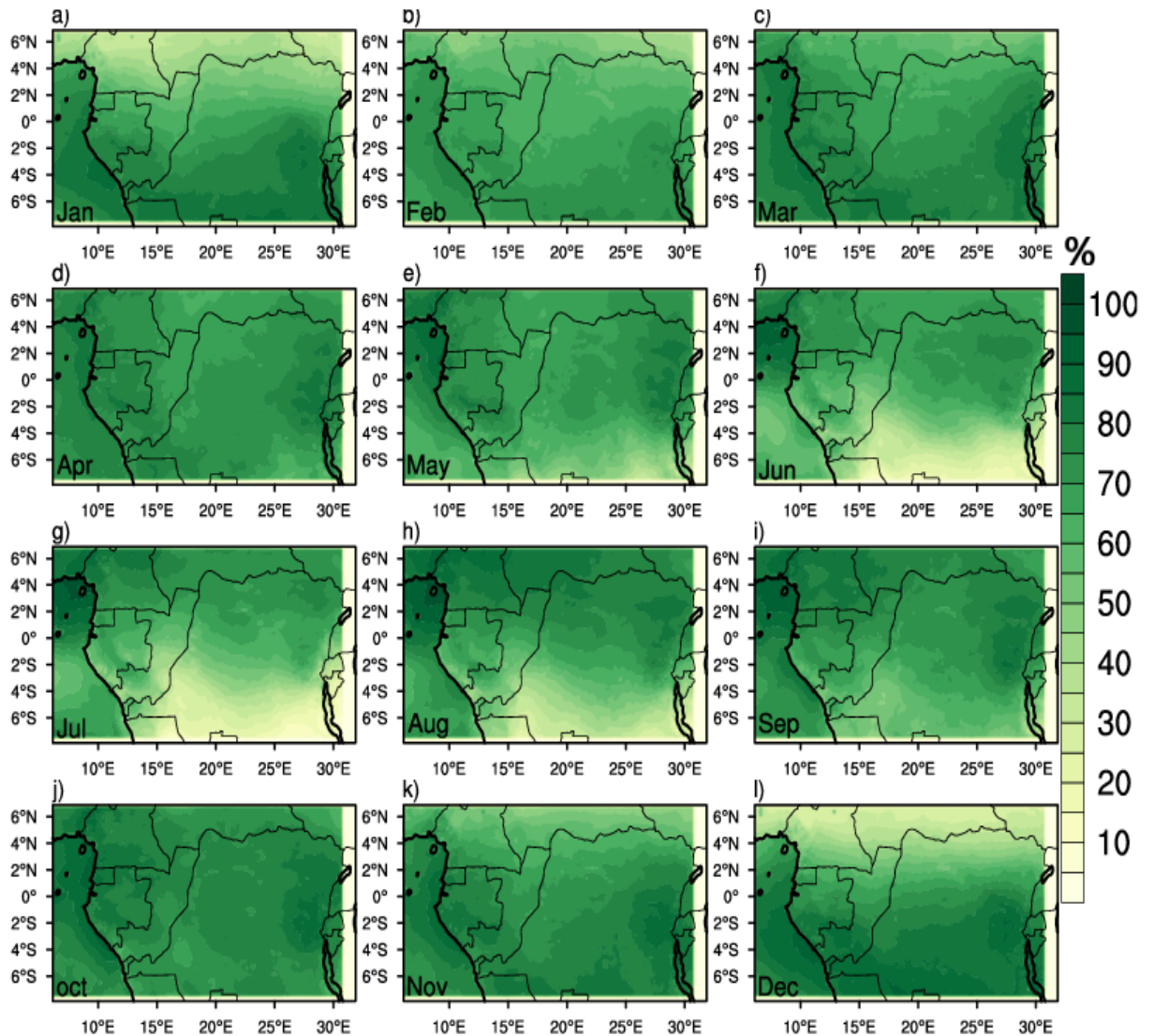


Figure 17 – Climatologie mensuelle moyenne de la couverture nuageuse totale à partir du produit SAFNWC pour la période 2009-2014.

Sur le continent, les nuages bas se développent progressivement à partir du mois de Mai. Ils atteignent leur pic au mois d'août. Ils couvrent tout la Gabon, et le sud du Congo et commencent à se dissiper au mois de septembre. La distribution des nuages bas est contrôlée par les hautes terres (Mont Chaillu, Mont Cristal ~ figure 12) qui enregistrent un maximum de couverture

nuageuse de l'ordre de 80%. Elles enregistrent l'essentiel de la couverture nuageuse sur la façade atlantique pendant la période JJAS.

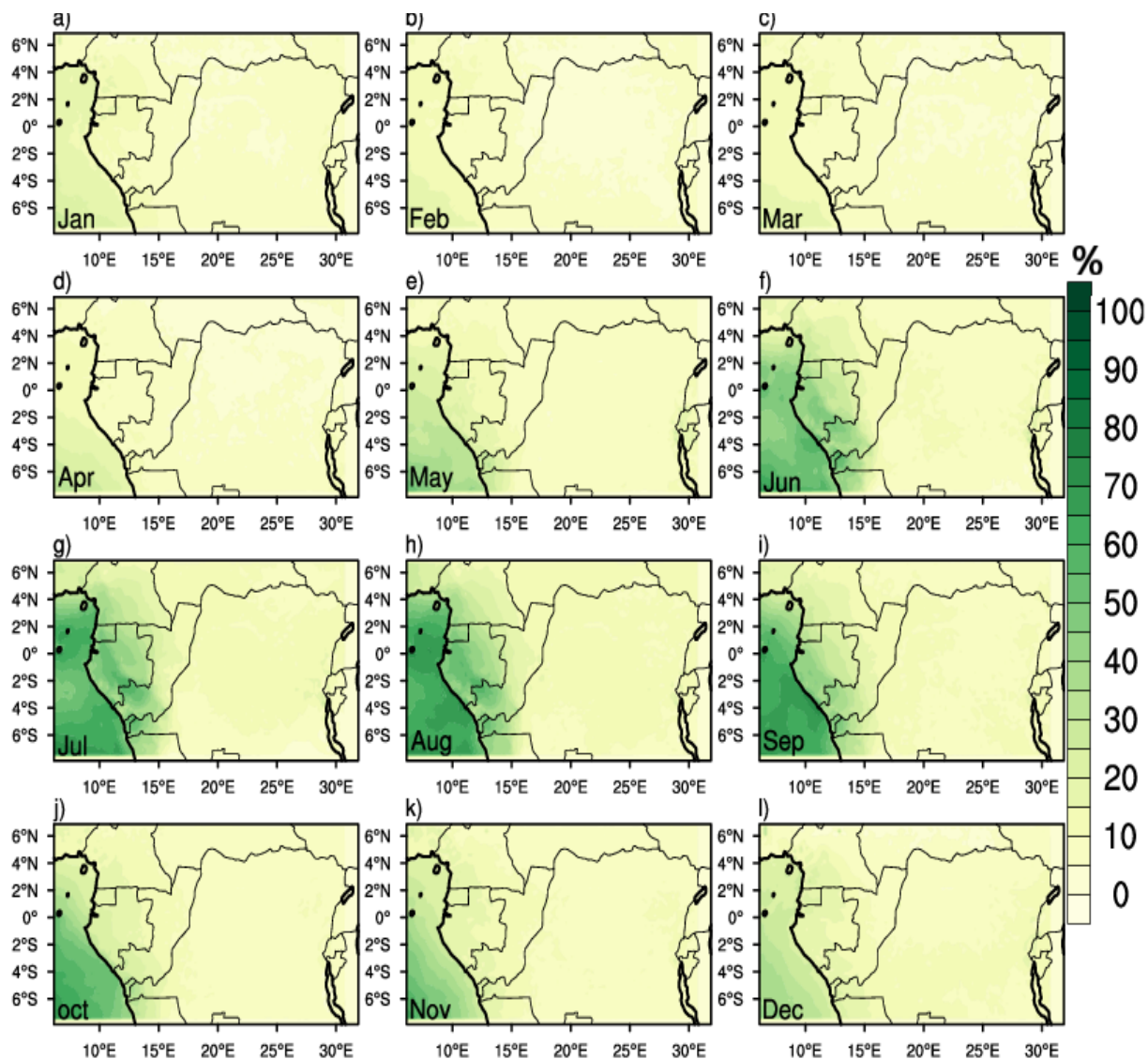


Figure 18 – Climatologie mensuelle moyenne de la couverture nuageuse basse à partir du produit SAFNWC pour la période 2009-2014.

Sur l'Océan, la couverture nuageuse basse semble suivre une évolution Sud /Nord. Elle va en s'intensifiant à partir du mois de Mai (environ 40%) en dessous de 3°S et s'étend progressivement jusqu'au Golfe de Guinée pendant les mois de Juillet-Septembre ou elle atteint un maximum d'environ 80%. Elle se maintient sur l'océan jusqu'au mois de Décembre avec un taux de couverture estimé à environ $\sim 30\%$ de nuages bas.

Dans la direction Est/Ouest, la couverture nuageuse basse s'étend progressivement de l'océan vers le continent. Elle atteint son maximum (environ 80%) aux mois de Juin- Août à 15°E avant de commencer à se rétrécir au mois de septembre pour se dissiper complètement sur le continent au mois de Novembre.

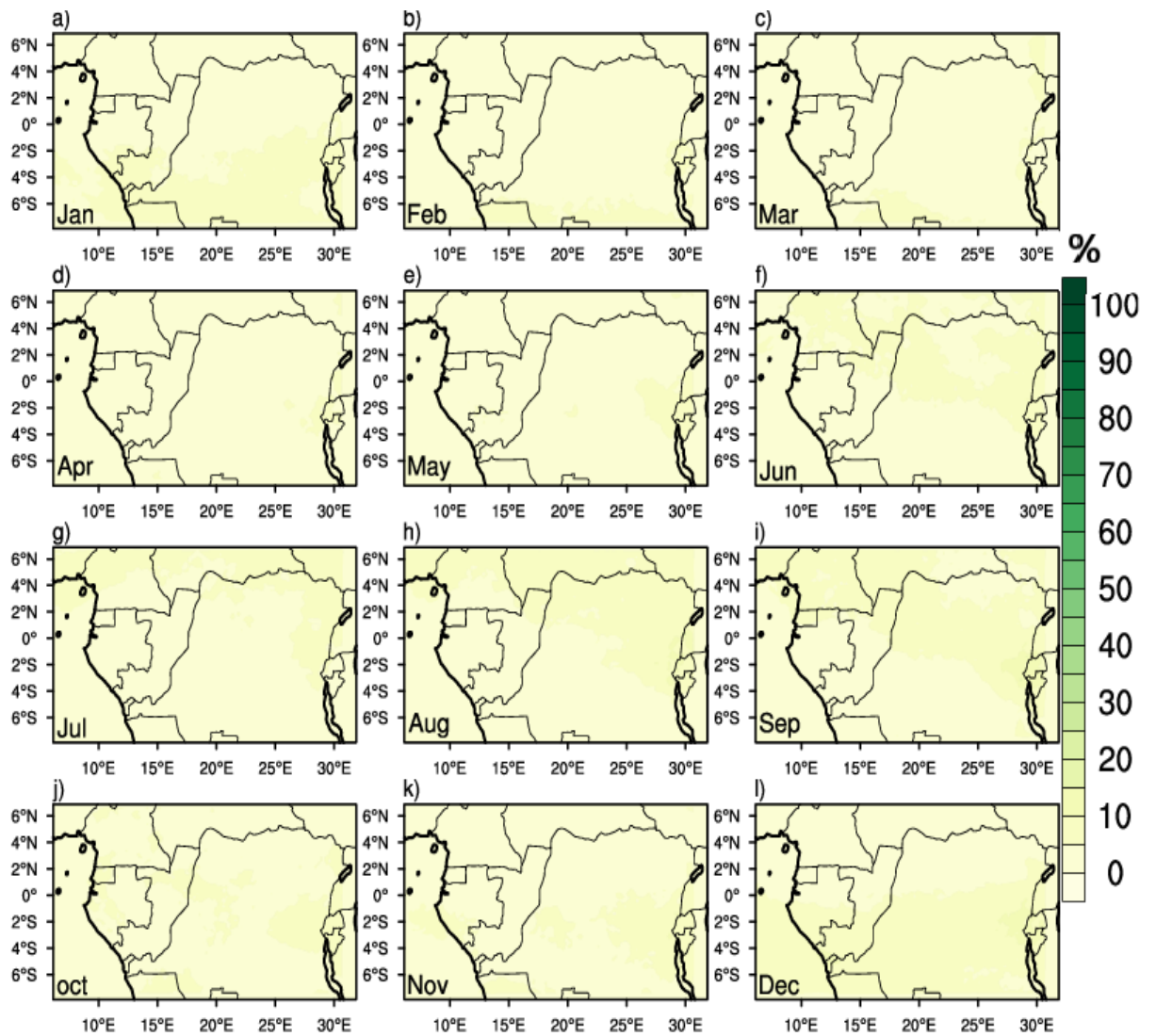


Figure 19 – Climatologie mensuelle moyenne de la couverture des nuages de moyennes altitudes à partir du produit SAFNWC pour la période 2009-2014.

La distribution spatiale des nuages de moyennes altitudes (3-6km) est représentée à la fig 19. De faible pourcentage (moins de 20%), ils sont peu fréquents et ne contribuent que faiblement au couvert nuageux total (fig 17) dans le bassin. Leur distribution spatiale est uniforme et reste quasi constante au cours du cycle annuel. En outre les nuages hauts (fig 20), bien qu'également peu fréquents (environ 30%), semblent suivre une modulation Sud/Nord.

Plus fréquents dans l'hémisphère Sud pendant les mois de Décembre-Janvier-Février, les nuages hauts couvrent largement tout le bassin pendant les mois de Mars-Avril-Mai. Pendant les mois de Juin-Juillet-Août-Septembre l'hémisphère Nord est plus couvert, l'océan est plus dégagé, mais les nuages hauts s'étendent progressivement dans le bassin du Congo à partir du mois d'août. En octobre-novembre, tout le bassin redevient complètement couvert.

Outre la façade Atlantique pendant la saison JJAS (couverte pour l'essentiel par des nuages

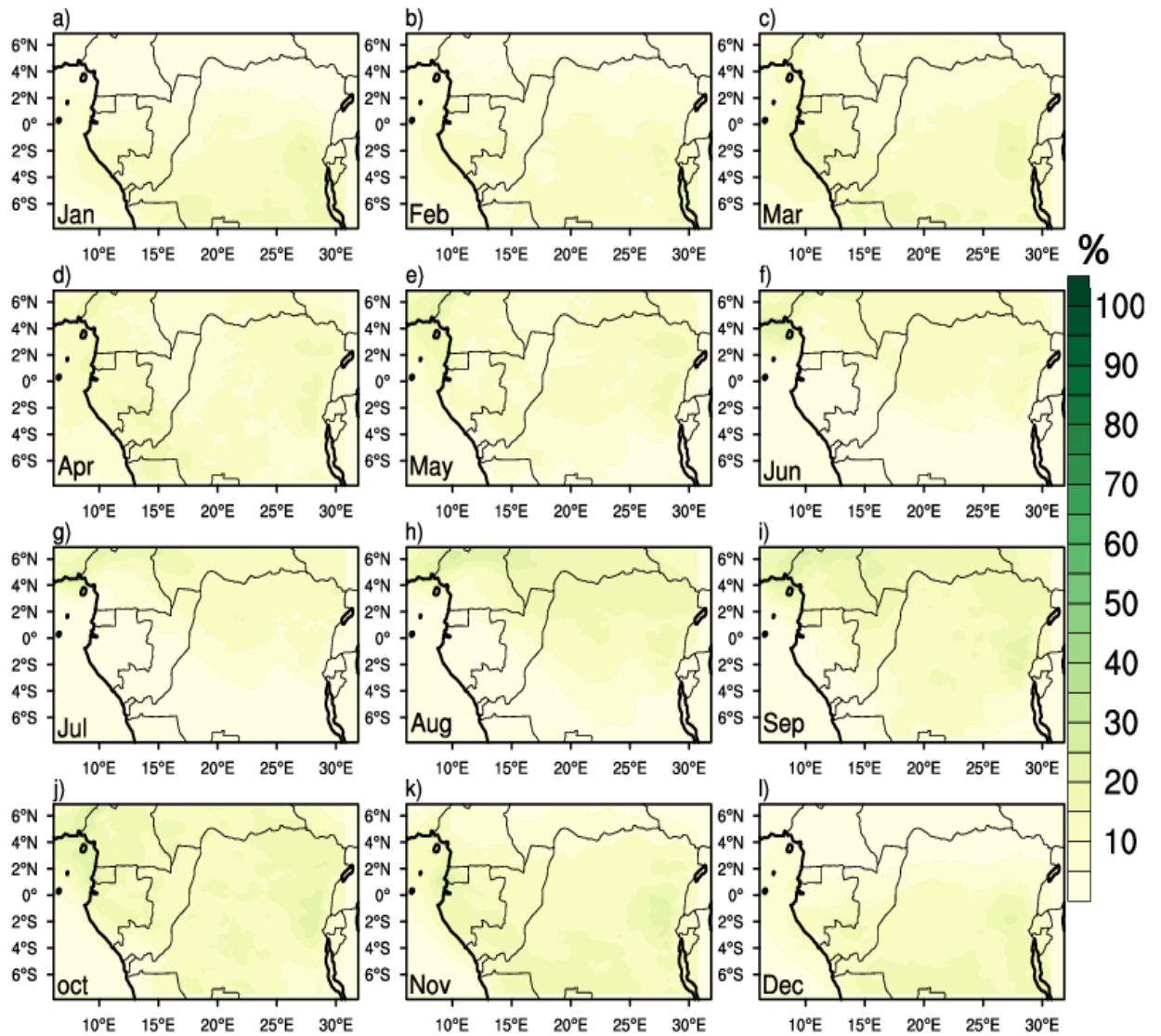


Figure 20 – Climatologie mensuelle moyenne de la couverture des nuages hauts à partir du produit SAFNWC pour la période 2009-2014.

bas), les nuages dans le bassin sont pour l'essentiel constitués de semi-transparents (Fig 21) : ils contribuent à hauteur de 70% de la couverture nuageuse totale au cours du cycle annuel. Ces nuages décrivent au cours du cycle saisonnier une distribution spatiale quasi identique à la couverture nuageuse totale (fig 17).

L'observation de la couverture totale (fig 17) et des nuages hauts opaques (fig 20) laisse entrevoir au niveau du Golfe de Guinée (4°N) et sur la dorsale camerounaise (6°N) un maximum (environ $\sim 90\%$) pendant la période JJAS. Ce maximum est probablement dû au flux de mousson (Fig 15) qui apporte de l'air chaud et humide dans la zone.

L'histogramme marquant la contribution (en fréquence) mensuelle de chaque type de nuage au couvert nuageux totale en Afrique Centrale est représenté par la fig 22. Au cours du cycle annuel, les nuages semi-transparents sont très fréquents pendant les quatre premiers mois de l'an-

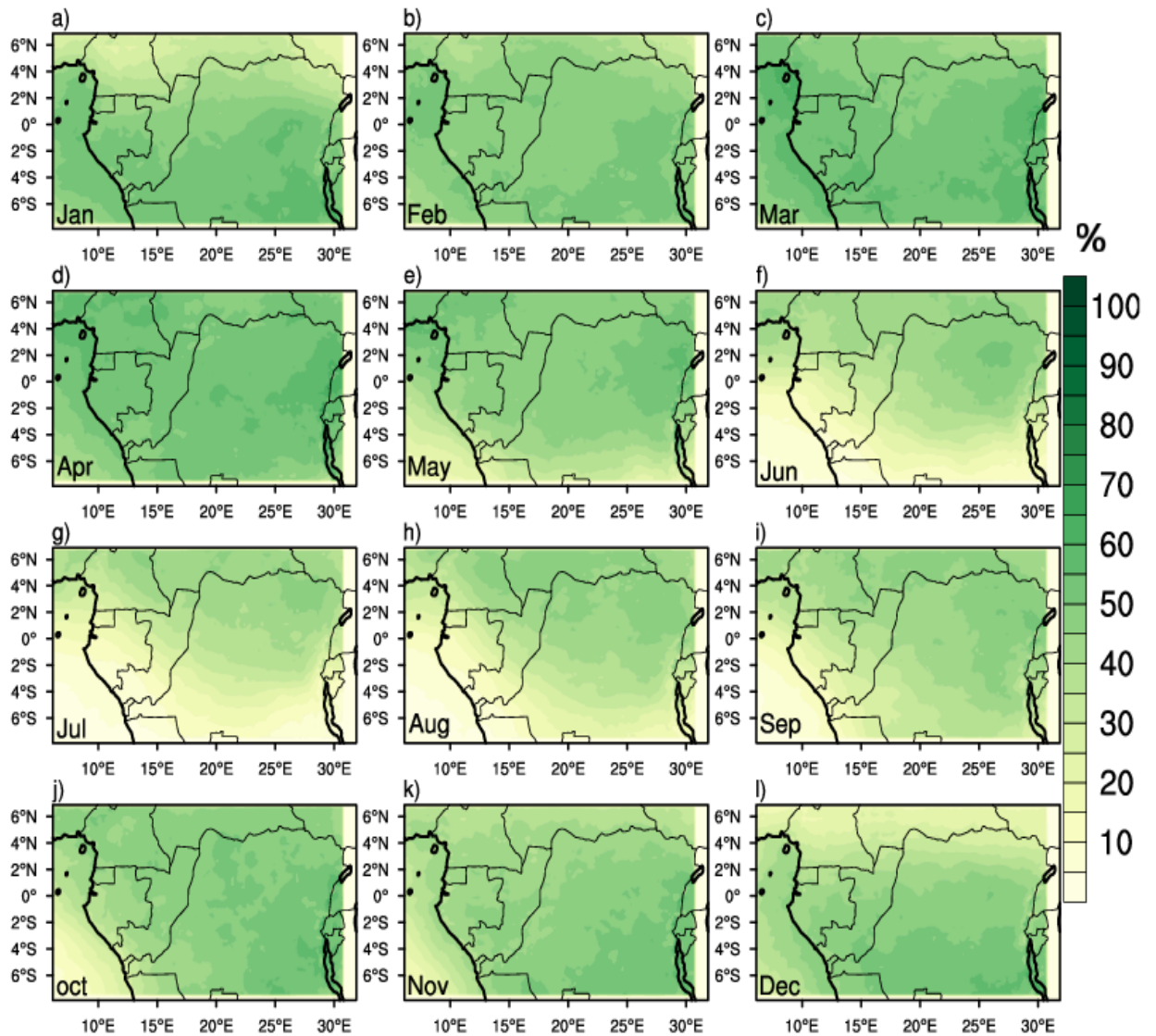


Figure 21 – Climatologie mensuelle moyenne de la couverture des nuages sémi-transparents à partir du produit SAFNWC pour la période 2009-2014.

née. Ils commencent à diminuer au mois de Mai quand la fréquence des nuages bas augmente. Inversement au mois d’octobre quand les nuages bas commencent à se dissiper, la fréquence des semi-transparents augmente. Par ailleurs, la fréquence d’occurrence des nuages de moyennes altitudes reste constante au cours du cycle annuel alors que les nuages hauts opaques sont relativement plus fréquents pendant les saisons de pluies.

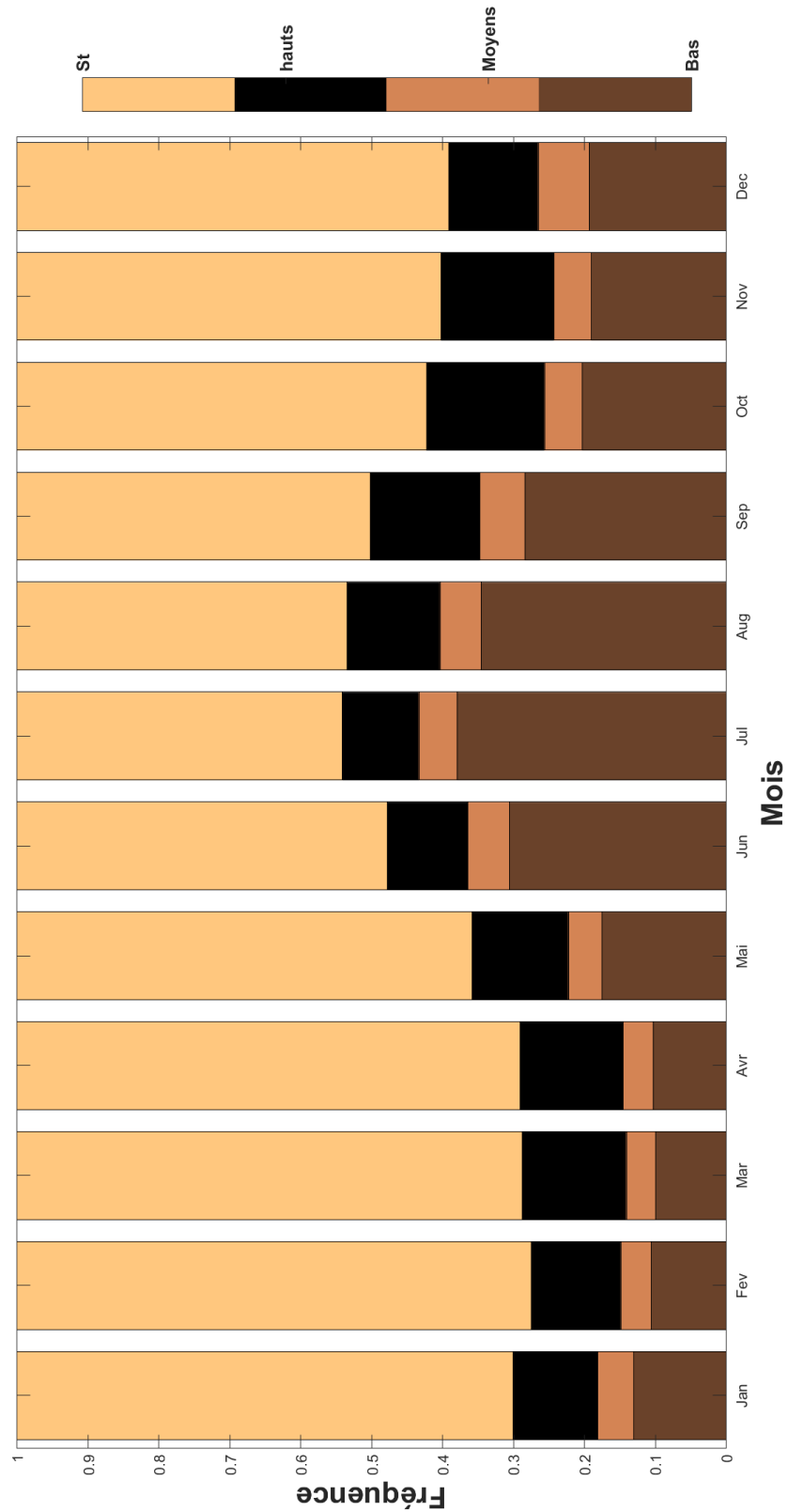


Figure 22 – Histogramme des fréquences cumulées des nuages bas (Bas), des nuages de moyenne altitude (Moyens), des nuages hauts opaques (Hauts) et des semi-transparents (St) au cours du cycle annuel à partir des produits SAFNWC.

3.1.3 Le rayonnement

La circulation atmosphérique est une conséquence de l'inégale répartition du rayonnement solaire incident à la surface de la terre. La fig 23 représente l'organisation spatiale du rayonnement solaire au cours du cycle annuel. Elle est calquée sur la répartition spatiale du couvert nuageux. Pendant les mois de Mai à Octobre, quand les nuages bas sont plus fréquents sur la façade Atlantique, le rayonnement solaire incident est faible (inférieur à 50W/m^2). Cette observation est en phase avec la présence des nuages bas dans la région (forte fréquence des nuages bas, faible rayonnement incident). Elle signe le rôle joué par les nuages bas comme régulateur du rayonnement solaire entrant.

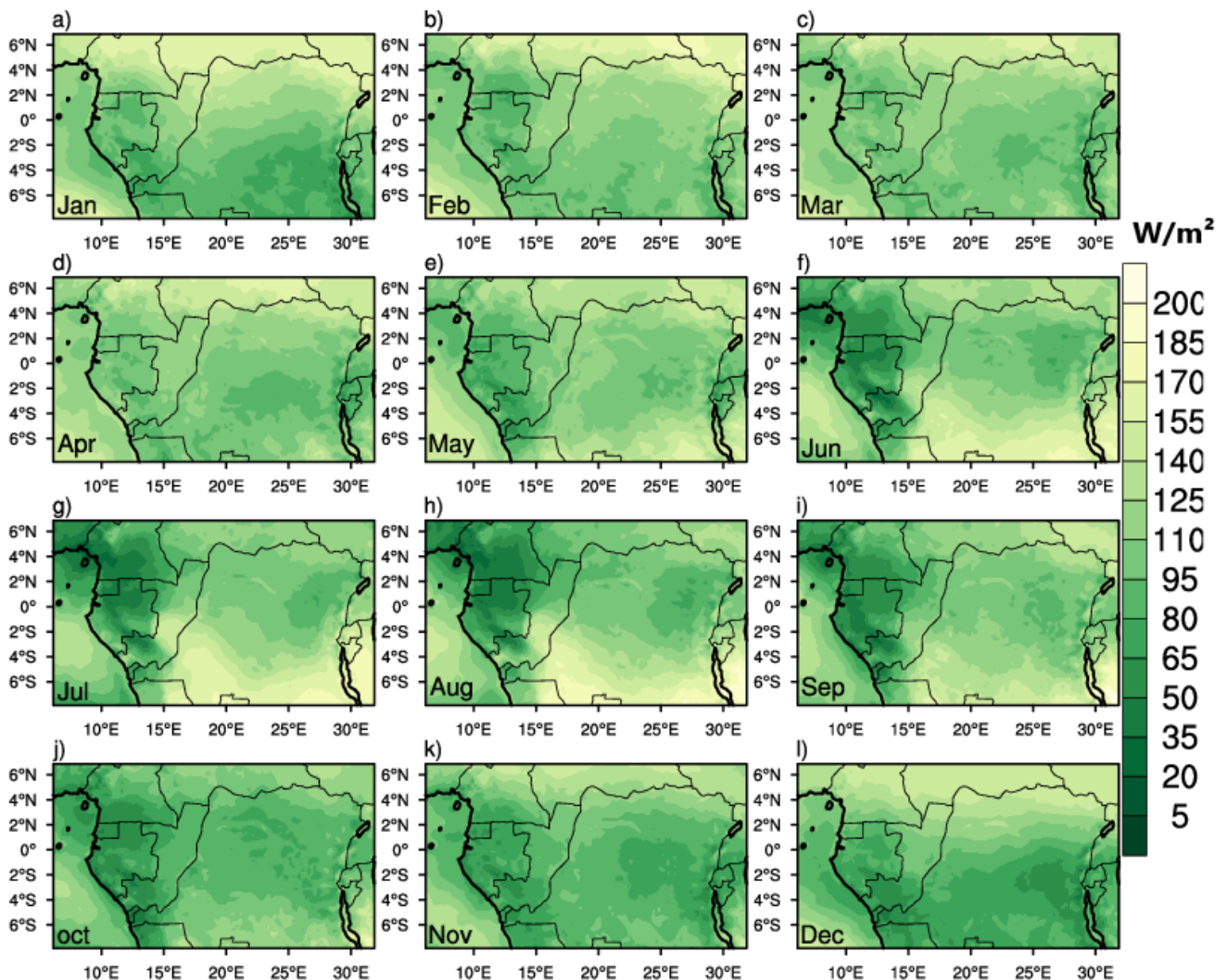


Figure 23 – Distribution spatiale mensuelle moyenne du rayonnement solaire direct (DNI en W/m^2) pour la période 2000 à 2013.

3.2 Régionalisation au moyen de la Kmeans

L'objectif de cette partie est de pouvoir ressortir la charnière climatique au moyen de la classification non supervisée dite des k moyens. Cette charnière délimite la limite climatique entre l'hémisphère nord et l'hémisphère Sud.

3.2.1 Précipitations du satellite TRMM

A l'échelle annuelle, nous avons utilisé la méthode des K-means (ou méthode des centres mobiles) appliquée sur les données de pluies TRMM pour distinguer deux grandes régions climatiques (Fig 24). Elles sont distinctes par l'évolution de leur cycle saisonnier moyen. Le principe de partitionnement est le même que celui de l'algorithme en K-means décrit à la section 2.3.3. Mais en lieu et place des observations, nous avons (pour cette partie) partitionné 5424 pixels continentaux (pixels océan exclus) couvrant l'Afrique Centrale. Nous avons classifié notre région d'intérêt en variant le nombre allant de 2 à 6 et à un seuil de 95% du degré de significativité. Pour chaque partition, 500 classifications sont réalisées afin de rapprocher au mieux les pixels similaires. La distribution spatiale de chaque partition est obtenue en affectant à chaque pixel la partition à laquelle il est plus proche. Ensuite, le cycle saisonnier de chaque partition (région) est obtenu en moyennant pour chaque jour de l'année les pluies autour de chaque centroïde.

Les cycles, filtrés à 90 jours pour ressortir clairement le signal saisonnier de chacune de ces régions (fig 24), nous ont permis de dégager les observations suivantes : tous les pixels de part et d'autre de l'équateur présentent un régime pluviométrique bimodal mais avec inversion dans le timing de la saison sèche principale : DJF pour la plupart des pixels au-dessus de l'équateur, et JJA pour les pixels situés au-dessous de l'équateur. De cette observation, nous avons opté pour une partition en deux grandes principales régions (en raison de la variation de leur cycle saisonnier) que nous distinguerons en trois principales zones (zone 1, zone 2, zone 3, Fig 24).

Les zone 1 et 3 représentent l'hémisphère nord du domaine. La zone 3 (Golfe de Guinée) est caractérisée par une forte activité pluvieuse (en moyenne 2400mm de pluies par an). Deux pics de précipitations sont observés dans l'évolution de leur cycle saisonnier moyen. Les deux zones s'accordent sur le timing du second pic de pluies beaucoup plus accentué et observé en SON. Mais une différence notable est remarquable dans le timing du premier pic de pluies. La zone 1 atteint son premier maximum entre fin Avril début Mai, tandis que la zone 3 connaît un retard, son premier pic est atteint en début Juin.

D'après Nicholson et Grist (2003) le bassin équatorial est sous l'influence de la branche Asia-

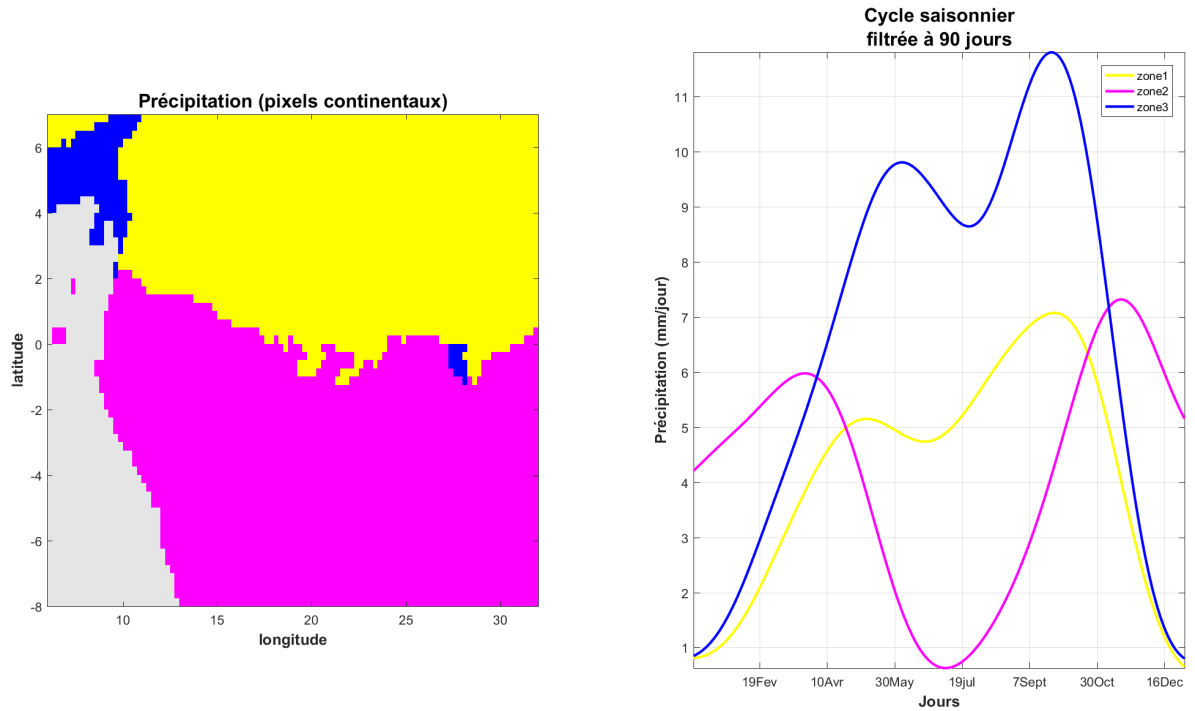


Figure 24 – Mise à jour de la charnière climatique nord-sud en Afrique Centrale au moyen de la méthode des K-means appliquée sur 5424 pixels continentaux des pluies du satellite TRMM pour la période 1998-2014. A gauche les différentes zones retenues. A droite le cycle saisonnier moyen (mm/jour) de chaque zone filtrée à 90 jours.

tique du Jet Est Tropical (JET). Cette région est sujette à des divergences en haute atmosphère qui favoriseraient l’activité convective. Les pics de pluies observés en MAM et en SON coïncident avec le maximum de convergence du flux d’humidité observé dans le bassin équatorial (Pokam et al., 2014). Le premier maximum (MAM) du flux d’humidité est apporté par la composante nord du Jet Est Africain (AEJ-N), alors que le second maximum (SON) proviendrait des advections océaniques. La zone 2 se trouve être l’opposée des deux précédentes zones (zone 1 et zone 3) quant à la variation du cycle saisonnier. En plus de son régime pluviométrique bimodale, le timing du minimum des pluies observées en Juin-Juillet coïncide avec le timing du développement du second pic des précipitations en zone 1. En terme de cumul annuel moyen des précipitations, les zones 1 et 2 enregistrent chacune environ 1540mm de précipitation.

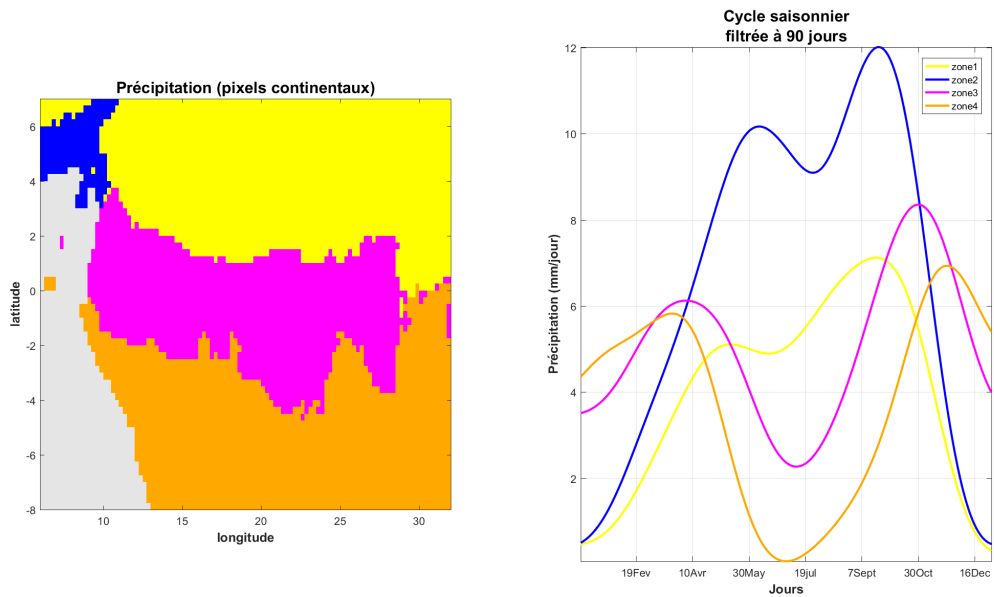


Figure 25 – Régionalisation en quatre classes de l’Afrique Centrale au moyen de la méthode des K-means appliquée sur 5424 pixels continentaux des précipitations du satellite TRMM. À gauche les différentes zones retenues. À droite le cycle saisonnier moyen (mm/jour) de chaque zone filtrée à 90 jours.

La régionalisation en quatre zones laisse distinguer trois (zone 1, zone 3, zone 4) d’entre elles qui suivent un gradient Sud/Nord (fig 25). Les pixels de l’hémisphère Nord (hémisphère Sud) ont les mêmes caractéristiques saisonnières (évolution du cycle saisonnier, timing du pic des pluies) que ceux de la fig 24. Ne s’étendant pas sur toutes les longitudes, la zone 3 est une zone intercalaire entre les deux hémisphères. Elle est limitée à l’est par le rift Est Africain. Son cycle saisonnier se rapproche des caractéristiques de la zone 4 (hémisphère Sud), mais le timing dans l’occurrence des pics est différent. Bien que le premier pic des pluies ait lieu en Avril, la zone 3 (région intercalaire) est légèrement en retard de phase par rapport à la zone 4. Le second pic des pluies à lieu en fin Octobre (30 octobre). Elle est en avance de phase par rapport à la zone 4 donc le second pic à lieu en fin novembre début décembre.

3.2.2 Le rayonnement direct au sol

De même comme pour les pluies TRMM, nous avons appliqué la k-means sur les données de rayonnement. Le principe reste le même comme indiqué pour les produits TRMM. Comme à la fig 24 nous avons réalisé une classification en trois zones. Mais contrairement aux produits TRMM qui de part la distribution des différentes zones semblent mieux délimiter à partir de l’équateur l’hémisphère Nord de l’hémisphère sud, le rayonnement direct (fig 26) est caractérisée par une zone (zone 2) qui couvrent toute la façade atlantique. Cette zone (zone 2) couvre également une

bonne partie du bassin du Congo et s'étend sur les deux hémisphères. Les zone 1 et 3 se situent respectivement à l'hémisphère sud et à l'hémisphère nord.

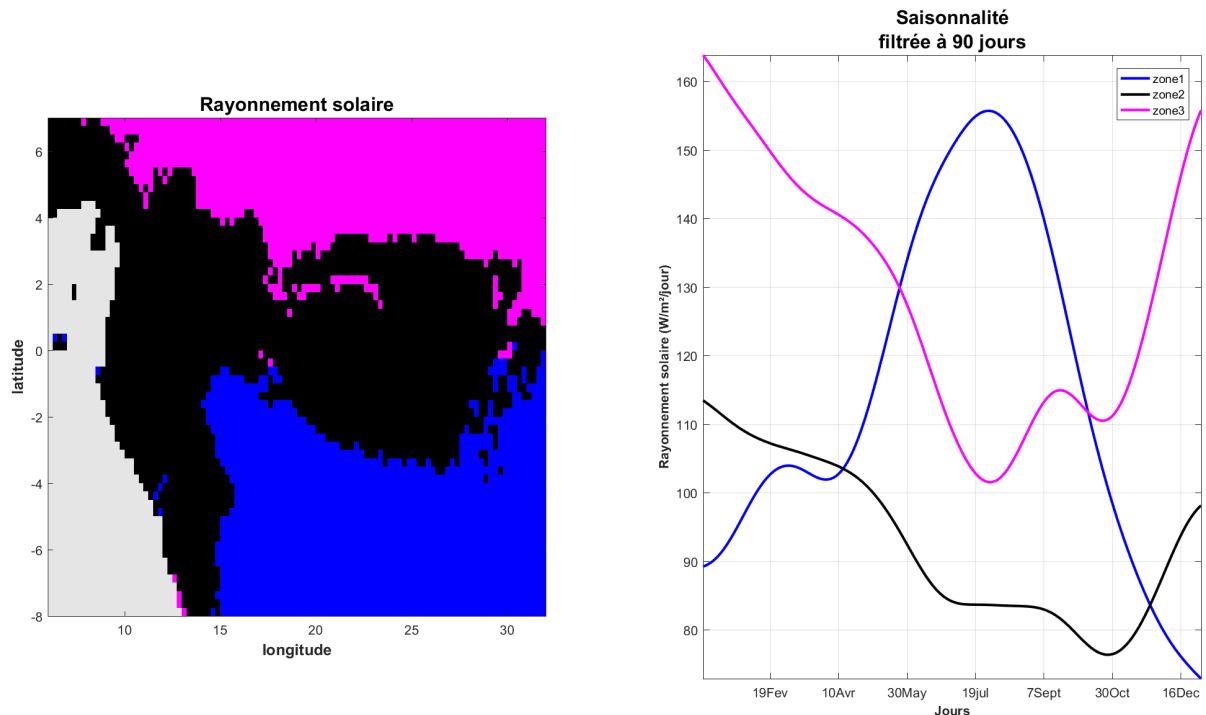


Figure 26 – Régionalisation au moyen de la méthode k-means appliquée sur 5424 pixels continentaux du rayonnement direct DNI pour la période 2000-2013. À gauche les différentes zones obtenues. À droite le cycle saisonnier moyen (W/m^2) de chaque zone filtrée à 90 jours.

La zone 2 indique un cycle saisonnier décroissant de janvier en fin octobre. Elle atteint une valeur minimale de $75W/m^2$ avant de commencer à croître de novembre à fin décembre. Caractérisées par un cycle saisonnier unimodale, les zones 1 et 3 de la fig 26 sont opposées en raison de la variation de leur cycle saisonnier. Le pic de rayonnement de la zone 1 est atteint dans la deuxième moitié du mois de juillet quand la zone 3 est à son minimum de rayonnement. Des calculs ont également été fait pour une partition en deux et en quatre classes sans qu'aucune ne nous permette de délimiter clairement les deux hémisphères (annexe figure 56 et 57). Dans l'idée de mieux ressortir la charnière climatique, nous avons regroupé au sein d'un pixel les précipitations TRMM et le rayonnement DNI et nous avons refait une partition en trois classes (fig 27). Le régime pluviométrique est bimodal pour toutes les trois zones. Les cycles saisonniers des précipitations et du rayonnement des zones 2 et 3 évoluent en sens inverse. La zone 1 se démarque nettement des autres zones. Alors que les précipitations sont faibles pendant la saison juin -septembre, et la couverture nuageuse basse très dense sur la façade atlantique, on note une faible quantité de rayonnement. Les valeurs minimales et maximales du rayonnement sont également les plus faibles comparées aux autres zones.

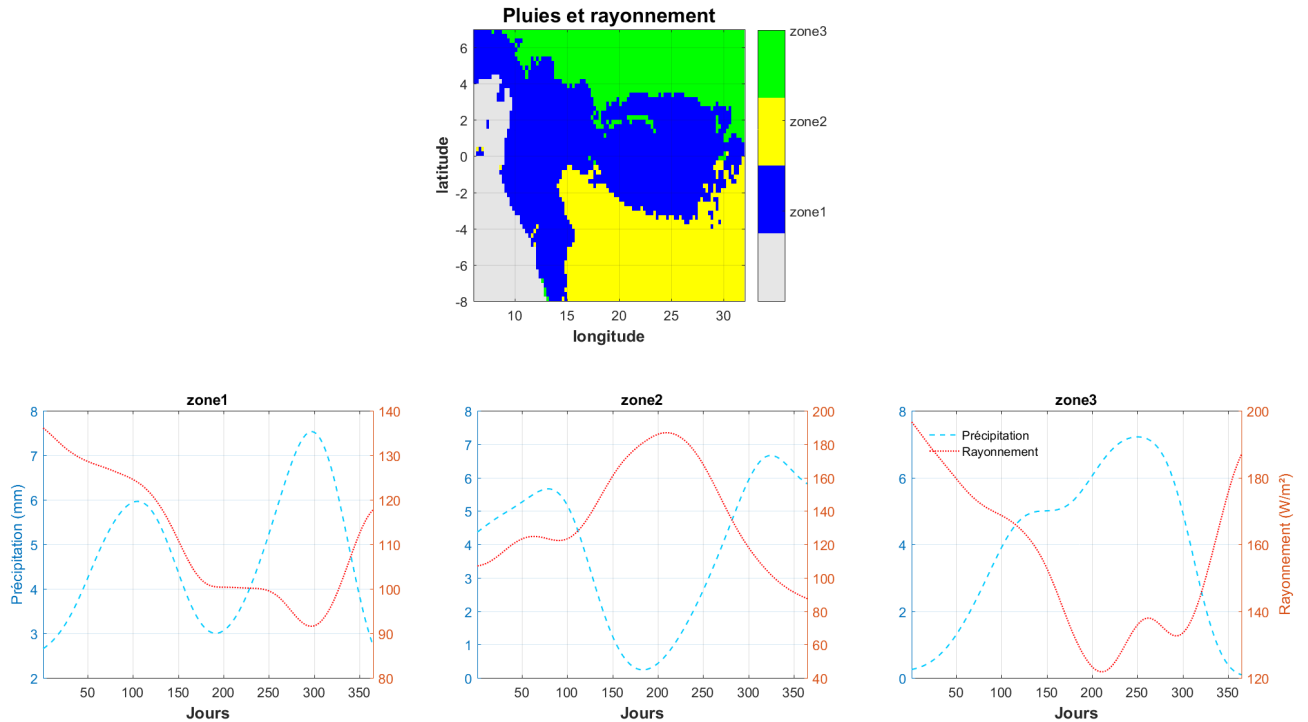


Figure 27 – Classification au moyen de la méthode k-means appliquée sur 5424 pixels continentaux des précipitations TRMM (1998-2014) et du rayonnement incident DNI (2000-2013). Les cycles saisonniers de chaque zone filtrée à 90 jours y sont représentés et pour chaque variable (TRMM (pointillés verts), et rayonnement (rouge)).

Comme indiqué dès le début de cette section, l’objectif était de pouvoir ressortir la limite climatique entre l’hémisphère Nord et l’hémisphère Sud. L’utilisation du rayonnement solaire ou de la combinaison rayonnement-TRMM ne nous a pas aidé à atteindre de façon précise notre objectif. En utilisant le produit TRMM, le partitionnement en quatre régions nous a servi une zone transitoire entre les deux hémisphères. Au-delà des quatre régions obtenues, leur organisation spatiale ne permet pas une démarcation de la charnière. Néanmoins, la classification en trois zones par l’utilisation des produits TRMM (figure 24) semble être la mieux indiquée pour ressortir la limite climatique (bien que peu précise) entre les deux hémisphères.

3.2.3 Lien entre les paramètres

a) nuages hauts opaques et précipitations

Le diagramme latitude-temps de la figure 28 représente l’évolution en latitude des nuages hauts opaques (aplats) couplés aux précipitations (isohyètes). L’évolution saisonnière des précipitations est calquée sur celle des nuages hauts opaques. Le maximum de couverture en nuages hauts opaques est enregistré entre septembre et novembre correspondant à la saison du maximum de

précipitation. Le pôle de maximum de nuages hauts et opaque est situé à une latitude de 6°N correspondant à l'influence topographique de la dorsale camerounaise. Mais l'influence des éléments dynamiques telles que les composantes Nord du JEA (tel que c'est le cas pour les pluies) dans le processus de formation des nuages hauts opaques reste à vérifier. En plus, la fréquence en nuages opaques n'explique pas linéairement les quantités de pluies. De Septembre à Novembre, au-dessus de 2°S les précipitations sont peu variantes (~ 2.5 mm), alors que le maximum de fréquence des nuages hauts est situé à 6°N au mois de septembre.

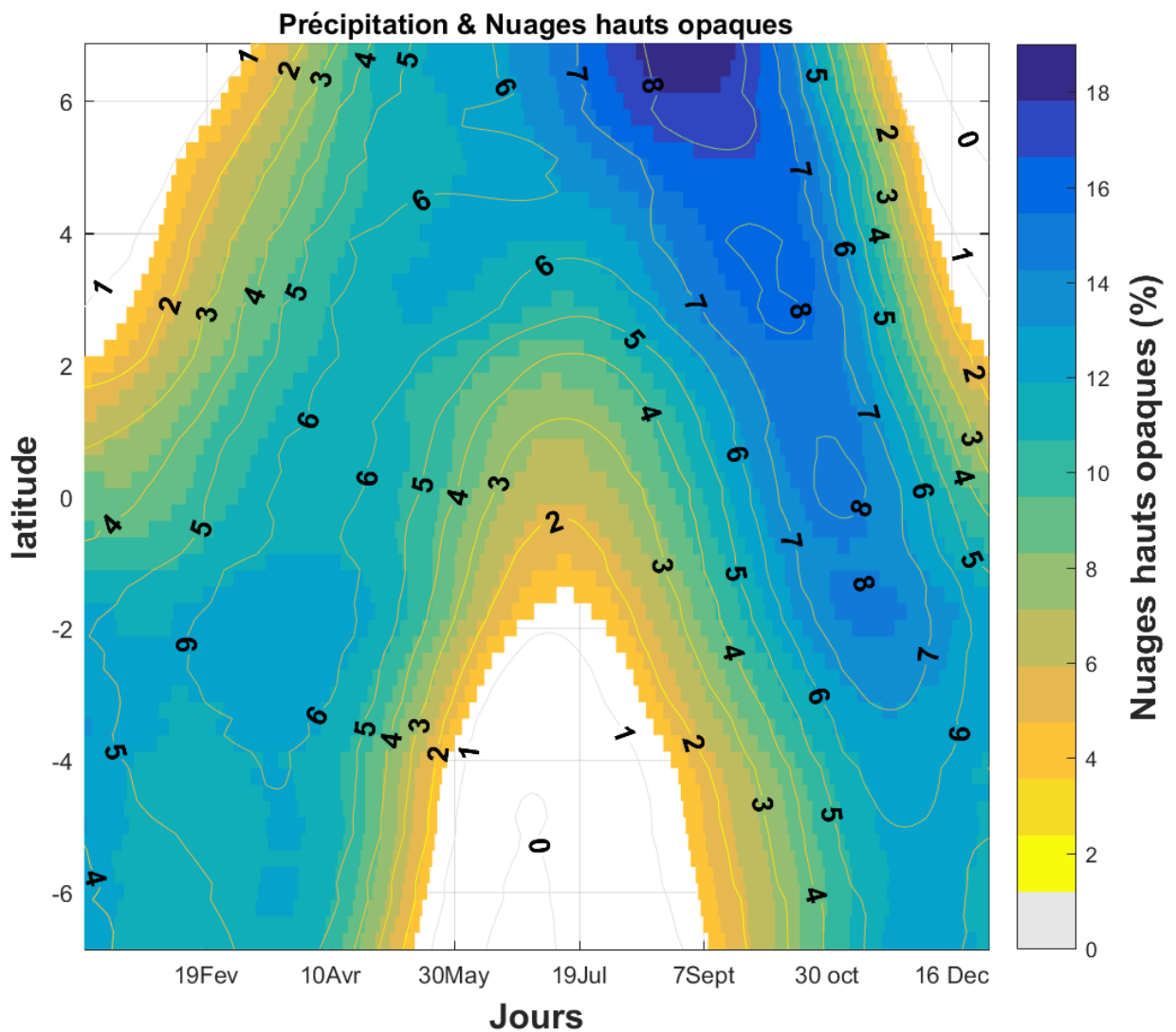


Figure 28 – Diagramme latitude-temps des nuages hauts opaques moyennés sur les longitudes 6°E-30°E (aplats, %) pour la période 2009-2014 et des précipitations TRMM (contour, mm/jour) pour 1998-2014.

Dans cette section nous avons pour objectif d'étudier la variabilité saisonnière des nuages

en Afrique Centrale. Nous avons fait une étude succincte des nuages en tenant compte de leur propriété macrophysique (altitude, épaisseur optique). Nous avons également subdivisé, grâce à la méthode de k-means appliquée sur les précipitations TRMM, notre domaine d'étude en trois zones.

Il ressort qu'au regard des précipitations, on peut dissocier le golfe de Guinée de l'hémisphère nord. Car les mécanismes qui engendrent les précipitations ne sont pas identiques et un écart considérable est également noté pour les cumuls moyens annuels de précipitation. Il ressort également que la distribution spatiale des nuages bas suit un gradient Ouest/Est sur le continent et Sud/Nord sur l'océan. Sur le continent, les nuages bas commencent à se former au mois de Mai et se dissipent au mois de Novembre. Néanmoins, ils se maintiennent sur l'océan de Mai à Décembre, avec une phase d'intensification de Juillet à Septembre. Les nuages de moyenne altitude bien que très peu fréquents dans le bassin conservent un cycle saisonnier constant. Les nuages hauts semi-transparents sont plus fréquents dans le bassin et dominant la couverture nuageuse.

L'analyse des nuages bas nous a conduit à conclure qu'ils sont beaucoup plus occultants pendant la saison JJAS sur la façade Atlantique. En effet, les nuages bas stratiformes sont généralement présents sur les bassins orientaux des océans subtropicaux (Klein et Hartmann, 1993; Eastman et Warren, 2014), quand les températures de surface de la mer sont froides et l'inversion thermique qui coiffe la couche limite atmosphérique est forte. Ils sont fréquemment observés sur le voisinage des zones côtières arides (Pilié et al., 1979; Torregrosa et al., 2016; Cermak, 2012) où ils sont particulièrement important pour le développement des écosystèmes côtiers. En régulant les températures et les précipitations (sous forme de brouillard) dans ces zones côtières, ces nuages sont importants pour les forêts (García-Santos et al., 2004; del Val et al., 2006). Une analyse beaucoup plus fine des nuages bas pourra nous aider à améliorer la paramétrisation de la microphysique des nuages bas dans les modèles de prévisions de climat.

Ainsi en prenant appui sur des travaux de Knippertz et al. (2011); Schrage et Fink (2012); Schrage et al. (2006); Schuster et al. (2013) en Afrique de l'ouest, la suite de notre travail sera consacrée à une étude plus approfondie des nuages bas en Afrique Centrale pendant la saison JJAS. D'abord en raison de la forte occurrence des nuages bas en JJAS, ensuite du rôle joué par ces nuages sur le développement et le maintien des espèces forestières et enfin de la nécessité de mieux documenter les processus dynamiques et thermodynamiques liés à la formation des nuages bas. Il est donc question d'étudier finement le cycle diurne de ces derniers ainsi que leur évolution spatiale. Nous nous pencherons également sur les éléments de la dynamique qui pourraient expliquer la formation de ces nuages bas dans le bassin.

3.3 Climatologie moyenne des nuages bas en JJAS sur la façade Atlantique de l’Afrique Centrale et cycle diurne associé

a) Distribution spatiale moyenne des nuages bas

La distribution spatiale de la couverture nuageuse basse obtenue à partir de quatre produits, SAFNWC, CALIOP, ERA-STF et EECRA est représentée à la fig 29. Elle est obtenue en combinant simultanément des données de nuit et de jour. Comme observé dans la partie précédente, cette figure montre que les nuages bas sont très fréquents sur la façade Atlantique de l’Afrique Centrale pendant la saison JJAS et sont contrôlés par le relief. Au niveau du Gabon, le produit SAFNWC donne une fréquence en couverture nuageuse d’environ 50%, en deçà de celle observé par CALIOP et les ERA-STF (environ 70%). Cette faible fréquence des nuages bas dans le produit SAFNWC est probablement due à la sous-estimation des nuages bas de nuit par le satellite MSG.

Parallèlement, les observations in situ EECRA (fig 29d) décrivent une couverture nuageuse basse de plus de 80% sur le Gabon. La distribution spatiale des fréquences d’occurrence des nuages bas est assez concordante entre les produits CALIOP et SAFNWC : pour ces deux produits, les nuages bas sont plus présents sur les flancs Ouest du mont Cristal et du mont Chaillu (figure 12). Tandis que dans les données EECRA et ERA-STF, les fréquences maximales sont enregistrées respectivement sur les plaines côtières du Gabon et les côtes Camerounaises. Ces fréquences de nuages bas seraient plus élevées sur les monts Cristal et Chaillu si ces derniers étaient documentés en stations EECRA.

La distribution des nuages bas laisse observer pour tous les produits un gradient Ouest/Est. Ils commencent à se dissiper sur les flancs Est des hautes terres à environ 15°E excepté les produits de prévisions ERA-STF qui observent au-delà de 15°E une fréquence constante d’environ 40%. Cela crée des biais de l’ordre de 30-35% avec le produit SAFNWC, 15-20% avec CALIOP et 40% avec les observations EECRA.

La dissipation rapide des nuages bas vers l’intérieur du bassin tel que décrit par les produits satellitaires (SAFNWC et CALIOP) pourrait laisser entrevoir l’influence des cellules convectives de méso échelle dans le bassin du Congo (Jackson et al., 2009) défavorables à la formation et au maintien des nuages bas au centre du bassin. L’observation de la fig 29a,b et d montre une décroissance de la fréquence des nuages bas stratiformes au niveau des côtes camerounaises au profit de la couverture totale (fig 29d, cercles bleus). Cette zone est sur la double influence

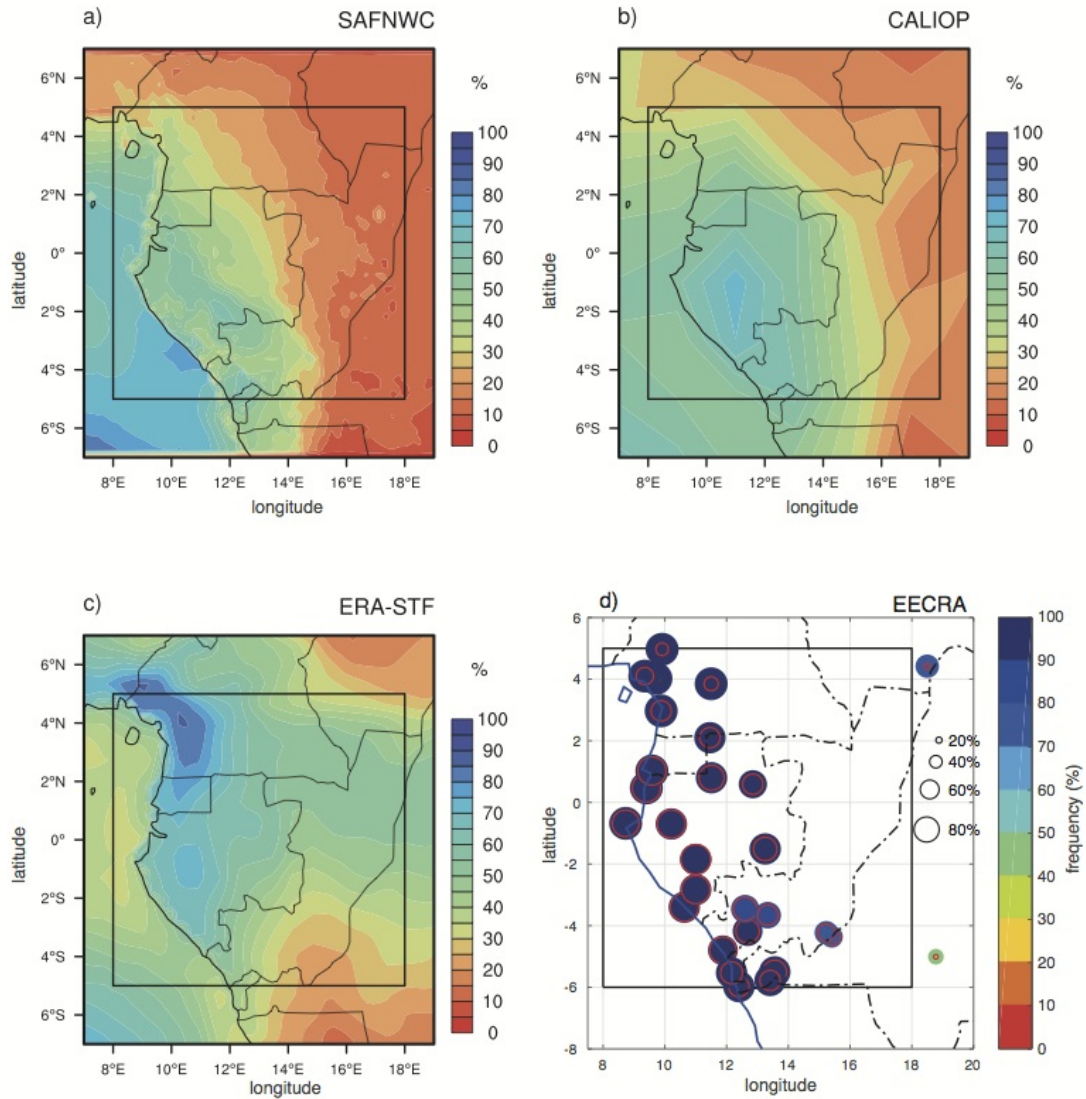


Figure 29 – Distribution spatiale moyenne en fréquence (%) des nuages bas et très bas pendant la période JJAS. a) SAFNWC, b) CALIOP, c) ERA-STF et d) EECRA. La taille des cercles est proportionnelle à la fréquence des nuages. Les ronds bleus indiquent la couverture totale en nuages bas (cumuliformes et stratiformes), et les cercles rouges indiquent uniquement les nuages bas stratiformes.

des hauts reliefs de la dorsale camerounaise et de la mousson ouest Africaine qui favorisent le développement des nuages hauts opaques.

L’analyse des réanalyses ERA-STF décrit une signature nuageuse de l’ordre de 90% principalement au Sud du Cameroun, sur les Monts Chaillu et Monts Cristal à 01 LT contre une fréquence de 45 ~ 50% sur les plaines côtières (figure 30) du Gabon. Ces fréquences sont largement supérieures à celles que décrivent les SAFNWC et les CALIOP sur les mêmes aires géographiques. L’observation de la distribution spatiale des nuages bas dans ERA-STF montre que les simulations ne

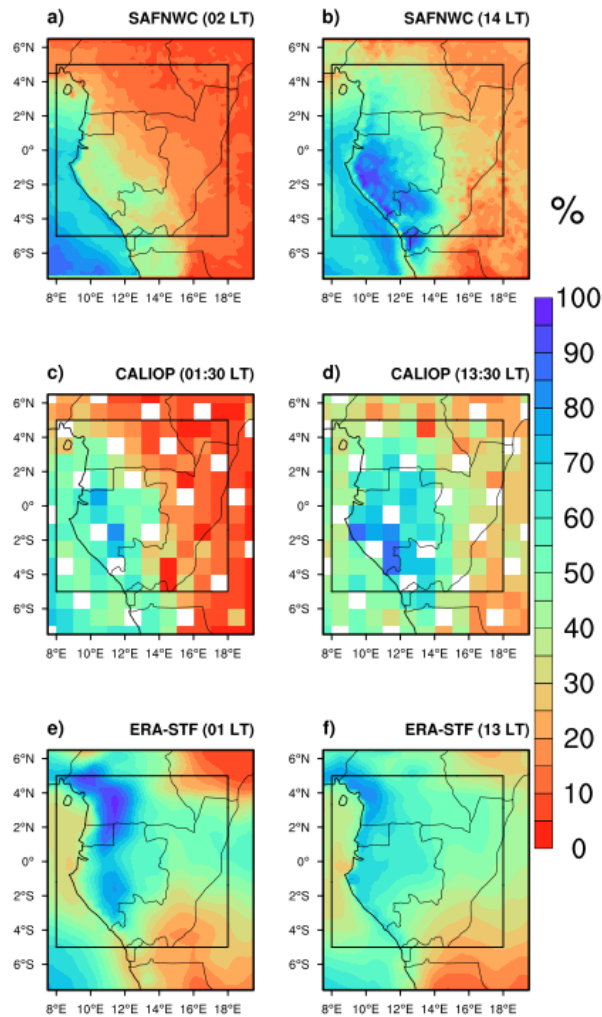


Figure 30 – Fréquence (en %) d’occurrence des nuages bas pendant la saison JJAS pour la période 2009-2014. La première ligne représente les produits SAFNWC (02 LT, 14 LT), la deuxième ligne représente le produit CALIOP (1.30 LT, 13.30 LT) et la troisième ligne représente le ERA-STF (01 LT, 13 LT). Le panel de gauche représente les observations nocturnes et le panel de droite représente les observations de jour.

sont pas en parfaite adéquation spatiale avec les observations EECRA. Une légère surestimation est observée au niveau des côtes Camerounaise pendant la nuit.

b) Cycle diurne des nuages bas en Juin-Juillet-Août-Septembre

Pour mieux décrire le cycle diurne de la couverture nuageuse ainsi que leur amplitude et leur phase spatiale, nous avons appliqué la méthode de kmeans sur les données SAFNWC. Le principe de la kmeans utilisée reste identique à ce que nous avons défini plus haut à la section 2.3.3. Mais en lieu et place des observations, la kmeans a été appliquée sur des pixels continentaux afin de faire une régionalisation spatiale de la couverture nuageuse basse.

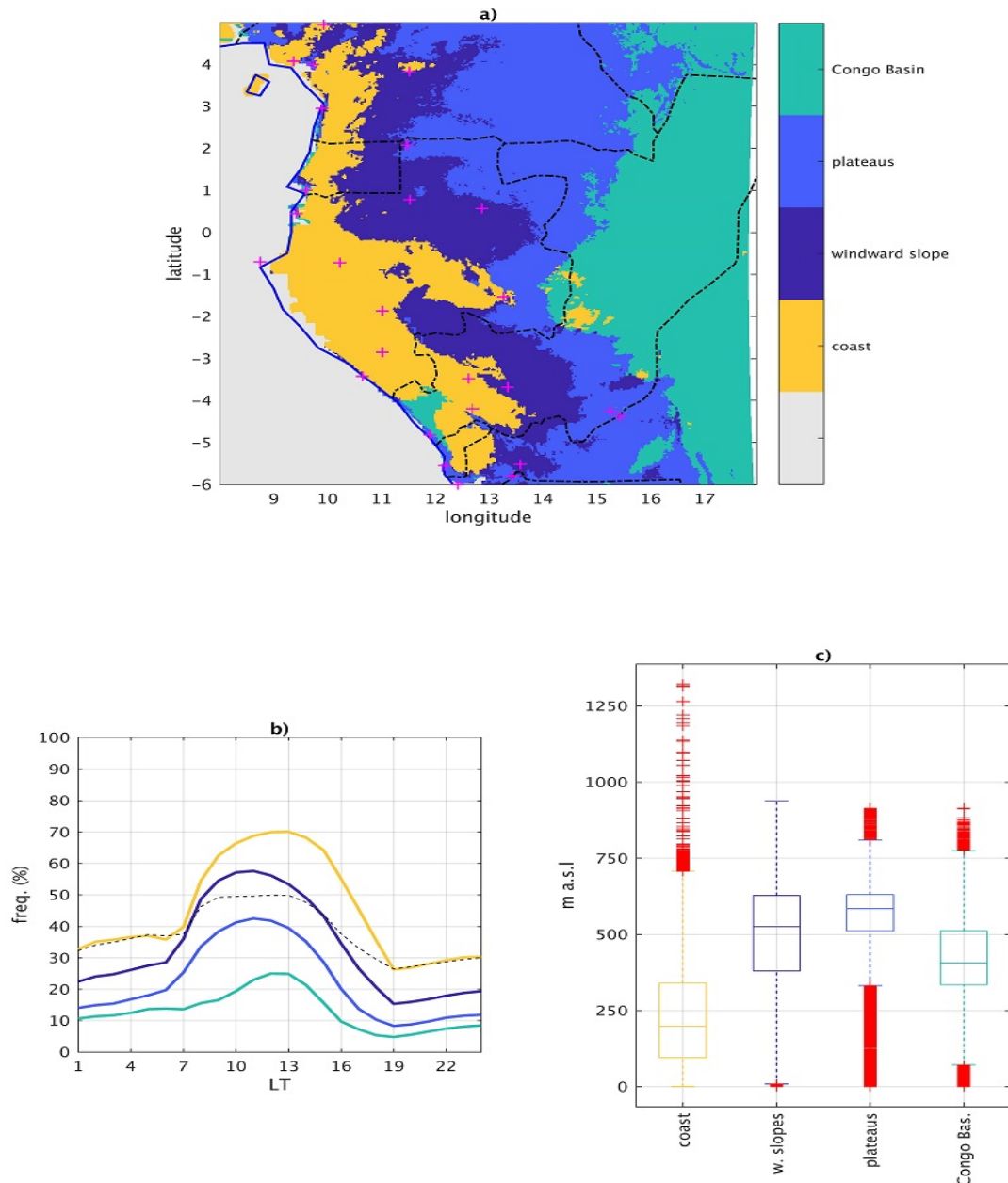


Figure 31 – Régionalisation par application de la méthode de kmeans sur les données SAFNWC pendant la période 2009-2014. (a) distribution spatiale des différentes classes, les croix rouges représentent les stations EECRA dans le bassin (b) cycle diurne des nuages bas correspondants à chacune des classes. Les pixels océans sont représentés en interrompus, (c) box plot de l'altitude des pixels appartenant à chacune des quatre classes. Les bornes supérieures et inférieures représentent respectivement le 75ème et le 25ème Percentile. Les résidus sont représentés par des croix rouges et la médiane divise les box en deux parties.

Quatre classes ont été retenues distinguant clairement les régions côtières, les versants ouest des hautes terres, les plateaux et le bassin du Congo. Les résultats de cette analyse sont représentés par la fig 31 montrant les différents types de cycle diurne associé aux régions sus mentionnées. La

fig 31a montre la distribution spatiale des différentes classes, la figure 31b leur cycle diurne associé et la figure 31c l'altitude des pixels appartenant à chacune des classes. Les quatre types suivent une distribution Ouest/Est (fig 31a) allant des plaines côtières au centre du Gabon et diffèrent par l'amplitude de leur cycle diurne (fig 31b). Les nuages bas localisés sur les versants au vent des hautes terres (situés à environ 500 m d'altitude) et les plateaux (600 m d'altitude) observent leur pic de fréquence un peu plutôt en fin de matinée (11 LT) mais diffère par l'amplitude de leur cycle diurne. Le pic de fréquence est de 58% et 40% respectivement pour les versants et les plateaux, tandis que l'amplitude de leur cycle diurne est de 43% et 30% respectivement. À 13 LT, les pixels côtiers situés à environ 200 m d'altitude enregistrent une fréquence de nuages bas d'environ 70% largement au-dessus des 25% observés pour les pixels du bassin du Congo situés à environ 400m d'altitude.

L'observation des phases du cycle diurne laisse entrevoir que le soleil jouerait un rôle primordial dans la dissipation des nuages bas. En effet, l'exposition des flancs Est des hautes terres au rayonnement solaire justifierait en partie la rapide dissipation des nuages en fin de matinée. Cependant, le phénomène de brise serait un facteur précurseur pour la formation et le maintien des nuages bas sur les plaines côtières. Ces plaines sont à cheval entre la mer et le continent profond. En effet pendant le jour alors que le continent est plus chaud que la mer, la pression au-dessus du continent va s'augmenter due au gradient de température entre l'océan et le continent. L'air chaud au-dessus du continent gagne de l'altitude et est remplacé par l'air froid venue de la mer. Il se forme une boucle de circulation de l'océan vers le continent. L'air froid venue de la mer et chargé d'humidité va se réchauffer et se condenser pour former des nuages. Pendant la nuit, la terre se refroidit plus vite que le continent et le phénomène inverse se produit. Afin de comparer le cycle diurne du produit SAFNWC et celui des données EECRA, nous avons utilisé uniquement les pixels SAFNWC qui documentent les stations EECRA. Nous avons au préalable interpolé les données SAFNWC à la résolution 9km c'est à dire 3x3 pixels de part et d'autre de la station. L'objectif de cette interpolation est de considérer autour des pixels SAFNWC un rayon supposé correspondre au rayon moyen balayé par l'observateur au sol. Pour chacun des nouveaux pixels obtenus, nous avons trouvé la correspondance à l'une des quatre classes du cycle diurne représenté à la fig 31a. Ainsi, pour des plaines côtières du Gabon et de la Guinée Equatoriale l'on dénombre 13 stations (pixels), 7 pour les hautes terres du Gabon (mont Chaillu, Mont Cristal) et 5 stations uniquement sur les plateaux (plateaux Batéké). Aucune station EECRA ne documentant le bassin du Congo, cette région a été exclue de cette analyse.

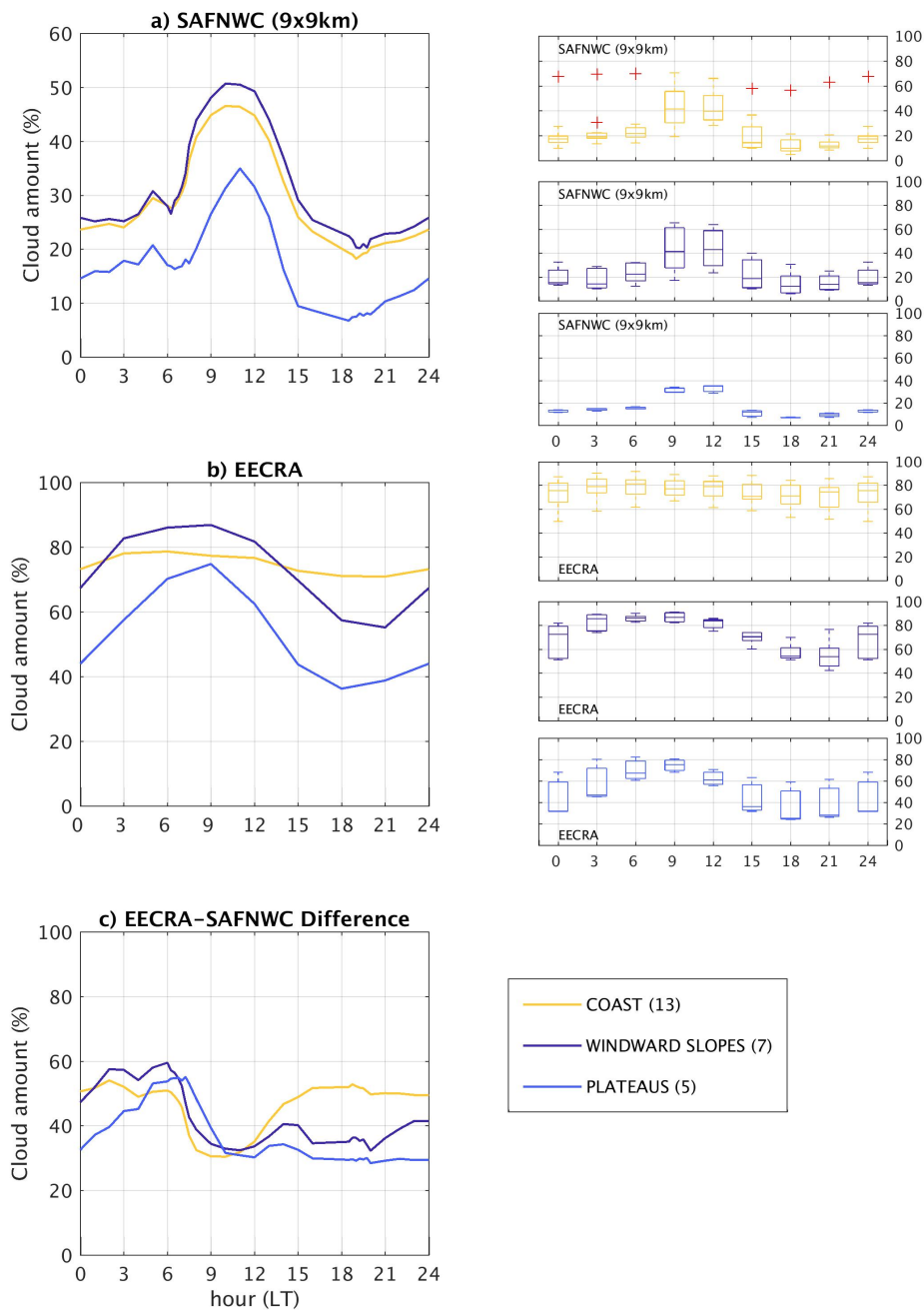


Figure 32 – (à gauche) Cycle diurne de la quantité des nuages bas exprimée en % sur les plaines côtières, les plateaux et versants ouest des hautes terres. a) Pixels SAFNWC contenant uniquement les stations EECRA, b) cycle diurne des stations EECRA et c) différence entre les produits EECRA et SAFNWC. (à droite) Box plots des quantités de nuages bas pour tous les pixels (SAFNWC) et pour les stations EECRA pour chacune des trois sous régions ci-dessus indiquées. La médiane divise les box en deux parties et les résidus sont représentés par les croix rouges. Les bornes supérieures et inférieures indiquent respectivement le 75^{ème} et le 25^{ème} percentile.

Tout d'abord, il faut remarquer une différence dans l'amplitude du cycle diurne entre les pixels SAFNWC et les stations EECRA pour les régions côtières et les plateaux. Pour l'ensemble des pixels SAFNWC (fig 32a), les plaines côtières et les plateaux affichent respectivement les amplitudes d'ordre de 25% et 30%. Tandis que pour les pixels/stations EECRA (fig 32b), ces amplitudes sont d'environ 5% et 28% respectivement. Au niveau des phases, un léger décalage est observé pour les régions côtières. Le pic de cycle diurne a lieu à 13 LT pour les pixels/stations SAFNWC et aux environs de 11 LT pour les stations EECRA. La comparaison des pixels SAFNWC documentant les stations EECRA et les observations EECRA elles-mêmes montre des différences significatives :

- De façon générale, l'on note une faible adéquation dans l'amplitude du cycle diurne pour les deux produits SAFNWC et EECRA. La différence entre les deux reste au-dessus de 30% (fig 32c).
- Sur les plaines côtières, les stations EECRA enregistrent plus de 70% en couverture nuageuse basse et un cycle diurne quasi constant (amplitude <10%, fig 32b). Tandis que le maximum de couverture en nuages bas pour les pixels SAFNWC est beaucoup plus faible, inférieur à 45% (fig 32 a).
- Une différence notable est également observable dans la phase du cycle diurne. Le maximum de couverture en nuages bas s'opère entre 06 et 09 LT pour EECRA et à 11 LT pour les produits SAFNWC. Néanmoins, le cycle diurne des nuages semble plus contrasté sur les plateaux, et les flancs des hautes terres comparé aux plaines côtières (fig 32b).

En général pendant la saison JJAS, moins de 1500 enregistrements sont disponibles entre 22 LT et 04 LT pour les 38 saisons JJAS, soit une moyenne de 39 enregistrements par an. Paradoxalement, l'on enregistre sur la période 1971-2009 environ 9500 observations à 13 LT (figure 33). Une exception est tout de même notable en Guinée équatoriale et sur les côtes du Cameroun qui enregistrent environ 6500 observations à 19 LT. Malgré les manques observés dans la base EECRA pendant la nuit, celle-ci représente mieux les nuages bas de nuit comparé aux produits SAFNWC (figure 32c). Ainsi, on peut retenir que pour les pixels/stations situés sur les plaines côtières et les flancs au vent des hautes terres, la différence entre les produits EECRA et les produits SAFNWC est très grande. Elle est d'environ 45% pendant la nuit. Cet écart est d'autant plus considérable au lever du jour (>50%). Cependant au cours de la journée, l'écart est un peu plus faible et avoisine 30%.

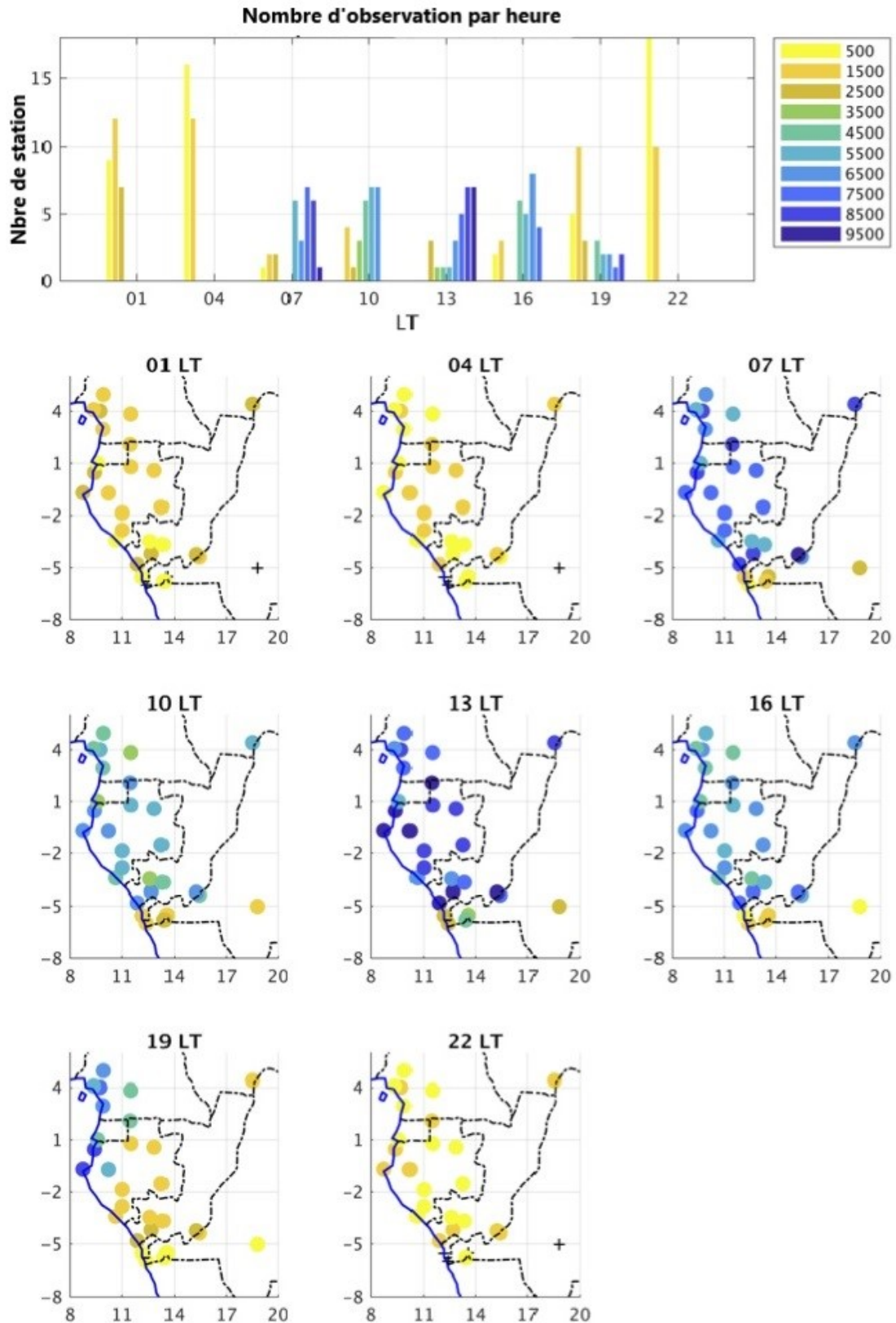


Figure 33 – Nombre de stations EECRA disponible en fonction des créneaux horaires. Y sont également représentés le nombre d'observations pour chaque station et pour chaque créneau horaire pendant la saison JJA sur la période 1971-2009.

Au-delà de la différence d'amplitude et de phase entre les observations in situ et les estimations satellites (SAFNWC), des différences sont également observables sur l'étendue spatiale des nuages bas pour chacune des trois régions discriminées. Les boîtes à moustache (box plot) de la figure 32 (panel de droite) montrent que pour les observations in situ, l'étendue des fréquences des nuages bas au sein du réseau est plus importante la nuit au niveau des plateaux, et les versants au vent des massifs. En revanche pour les observations SAFNWC, l'étendue des fréquences est plus large entre 09 et 15 LT sur les Monts et les plaines côtières quand la quantité est plus importante ($\sim 50\%$). Mais il ressort tout de même que, la signature des nuages bas au niveau des plateaux semble plus large dans les observations EECRA que dans le produit SAFNWC.

3.4 Potentiel biais dans la détection des nuages bas dans SAFNWC

a) nébulosité multi-couche

La nébulosité est composée d'une variété de types de nuages qui sont associés à différentes propriétés microphysiques. Cependant les systèmes multicouches dans lesquels deux types de nuages ou plus sont simultanément présents dans l'atmosphère mais à des altitudes différentes sont fréquemment observés. La cooccurrence fréquente des différents types de nuages dans l'atmosphère accroît la complexité de leur détection et de leur étude climatologique. Par exemple les effets des différents types de nuages sur les bilans de rayonnement de surface dépendent également des autres types de nuages en présence.

En outre les variations de chevauchement des nuages peuvent jouer considérablement sur le bilan radiatif et les températures quotidiennes (Chen et Cotton, 1987 ; Liang, 2005) mais aussi sur la fréquence d'occurrence des autres types de nuage. Par conséquent pour comprendre le processus physique des nuages et évaluer les schémas de génération de ces derniers, il est nécessaire de connaître la quantité et la distribution de chaque type de nuage. En particulier, une description détaillée de la cooccurrence des différents types de nuages est nécessaire. Ainsi, à l'échelle globale, Li et al. (2015) dressent un portrait du pourcentage moyen de chevauchement des différents types de nuages. Ils montrent que les nuages hauts et les nuages bas ont tendance à coexister avec d'autres types de nuages. À l'échelle mondiale, environ 44% (50%) de nuages bas au-dessus de la terre et 35% (39%) de nuages bas au-dessus de l'océan pendant le jour (la nuit) est recouvert par un autre type de nuage. Environ 23% (26%) des nuages bas sur terre et 20% (25%) sur l'océan sont connectés avec les nuages hauts pendant la journée (la nuit).

De toute évidence, les analyses jusqu'ici faites dans ce travail soulèvent l'épineuse question de détection des nuages bas dans les produits de télédétection spatiale SAFNWC. Les biais pourraient être dûs soit à la présence d'autres nuages qui masquent les nuages bas, soit à l'incapacité des imageurs passifs embarqués à bord du satellite MSG à détecter avec précision les nuages bas nocturnes. La figure 34 présente la fréquence d'occurrence des nuages bas, des nuages de moyennes altitude, des nuages hauts et opaques et de quatre types de semi-transparent selon une coupe méridionale à 11°E (figure 34a) et zonale à l'équateur (figure 34b) en saison JJAS. La figure 35 représente la probabilité d'occurrence des nuages bas, moyens, hauts et opaques et des semi-transparents en JJAS au cours du cycle diurne pour trois régions particulières : le Sud du Cameroun, le Gabon et le Congo.

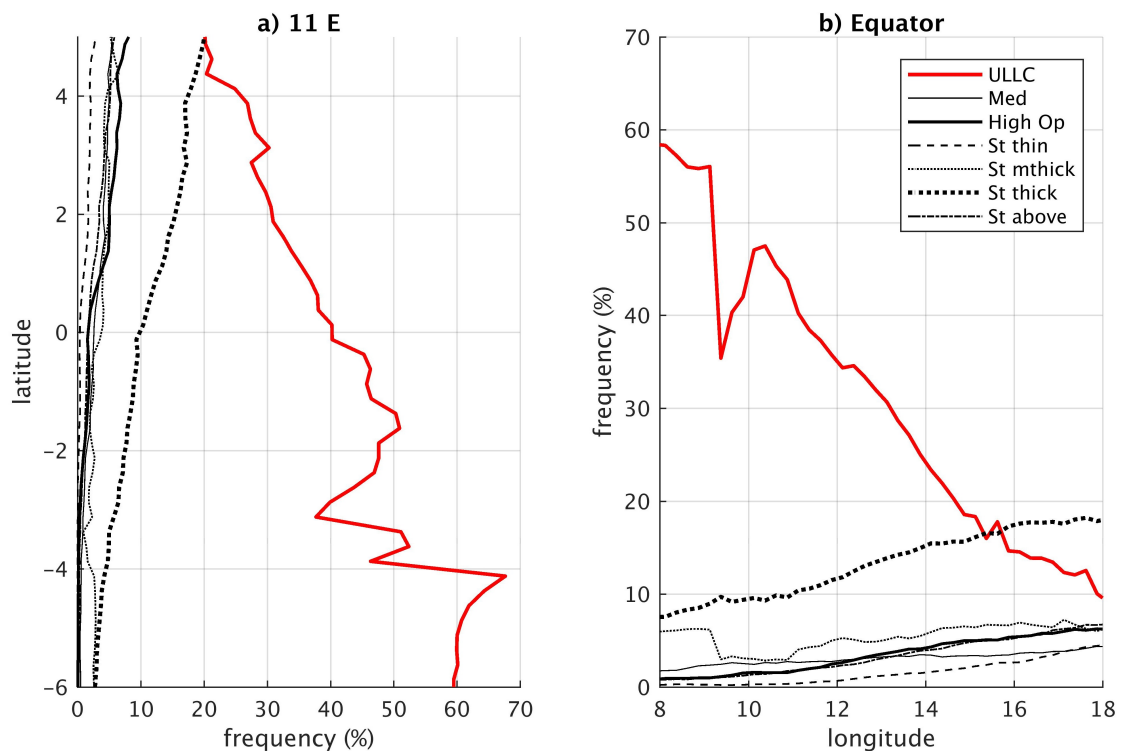


Figure 34 – Fréquence d'apparition des nuages bas et ultra bas (ULLC), des nuages de moyennes altitude (Med), des nuages hauts opaques (High Op), et quatre types de nuages hauts semi-transparents (fin, semi-épais, épais, nuages au dessus) dans les produits SAFNWC sur la période 2009-2014. a) coupe méridionale à 11°E et b) coupe longitudinale à l'équateur (0°).

Sur la figure 34, on observe que la fréquence des nuages de moyennes altitudes et les nuages hauts opaques sont très faibles sur les transects longitudinaux et méridionaux. Cette fréquence est inférieure à 5% sauf sur la dorsale Camerounaise (5°N) et le bassin congolais (>18°E). Cette

fréquence est également faible pour les semi-transparents fins, semi fins. La faible occurrence de ces derniers réduit la probabilité sinon exclut que les nuages bas soient masqués par des nuages plus élevés. Exception faite des nuages semi-transparents épais qui observent une fréquence assez considérable ($>20\%$) et croissante à partir de 16°E et vers la dorsale Camerounaise. L'analyse de la figure 35 montre qu'au niveau du bassin du Congo (généralement moins couvert) et du Sud Cameroun, bien que les nuits soient peu nuageuses, il est plus susceptible de détecter les nuages semi transparents tout le long du cycle diurne et particulièrement pour les créneaux horaires nocturnes. Particulièrement pour les deux précédentes régions, la probabilité d'occurrence des nuages bas entre 07 LT et 15 LT croit et atteint un maximum de 0.4 et de 0.5 respectivement et est légèrement au-dessus des 0.3 des nuages semi transparents. Au niveau du Gabon aucun type de nuages n'est susceptible de masquer ces derniers au cours du cycle diurne.

Ces résultats soulèvent l'hypothèse que les nuages semi transparents pourraient constituer un masque pour les nuages bas et expliquer la faible occurrence sinon la faible détection des nuages bas au Sud du Cameroun et dans le bassin du Congo dans les réanalyses et les estimations satellitales (figure 29). Mais cette hypothèse reste discutable, car les observations EECRA relèvent pour les zones plus au Nord ($>5^\circ\text{N}$) et plus à l'Est ($>16^\circ\text{E}$) une plus faible occurrence des nuages bas et particulièrement des nuages bas stratiformes ($<20\%$, figure 29d). Afin de déterminer les potentiels biais dans la détection des nuages bas, nous avons représenté à la figure 36 l'ensemble combiné des nuages hauts et nuages de moyennes altitudes tels qu'observés par le lidar CALIOP. Ces nuages sont situés à une altitude supérieure à 3.2km du sol et en dessous de laquelle le signal est fortement atténué. Leur épaisseur optique est généralement supérieure à 5. Tel qu'observé pour le produit CALIOP, ces nuages hauts et moyens susceptibles de masquer les nuages bas sont moins fréquents sur les plaines côtières. Leur fréquence se situe en dessous de 25% (figure 36) à l'exception de la partie Nord qui affiche une fréquence d'environ 50%.

Ces résultats montrent que la superposition de plusieurs couches de nuages n'est probablement pas la cause de la non-détection des nuages bas sur les plaines côtières du Gabon dans les produits SAFNWC comparés aux produits ECCRA (figure 32). Trois hypothèses éventuelles peuvent être émises pour apporter des explications à la non-détection des nuages bas par les radiomètres imageurs à bord des satellites.

- Les aérosols (épaisseur optique >2) issues de la combustion de la biomasse (Torres et al., 2002) masqueraient les nuages bas. Par leur effet rétroactif sur le rayonnement électromagnétique, ces aérosols ne permettent pas aux imageurs à bord du satellite de détecter efficacement les couches nuageuses. Taylor et al. (2019) suggère que les émissions locales

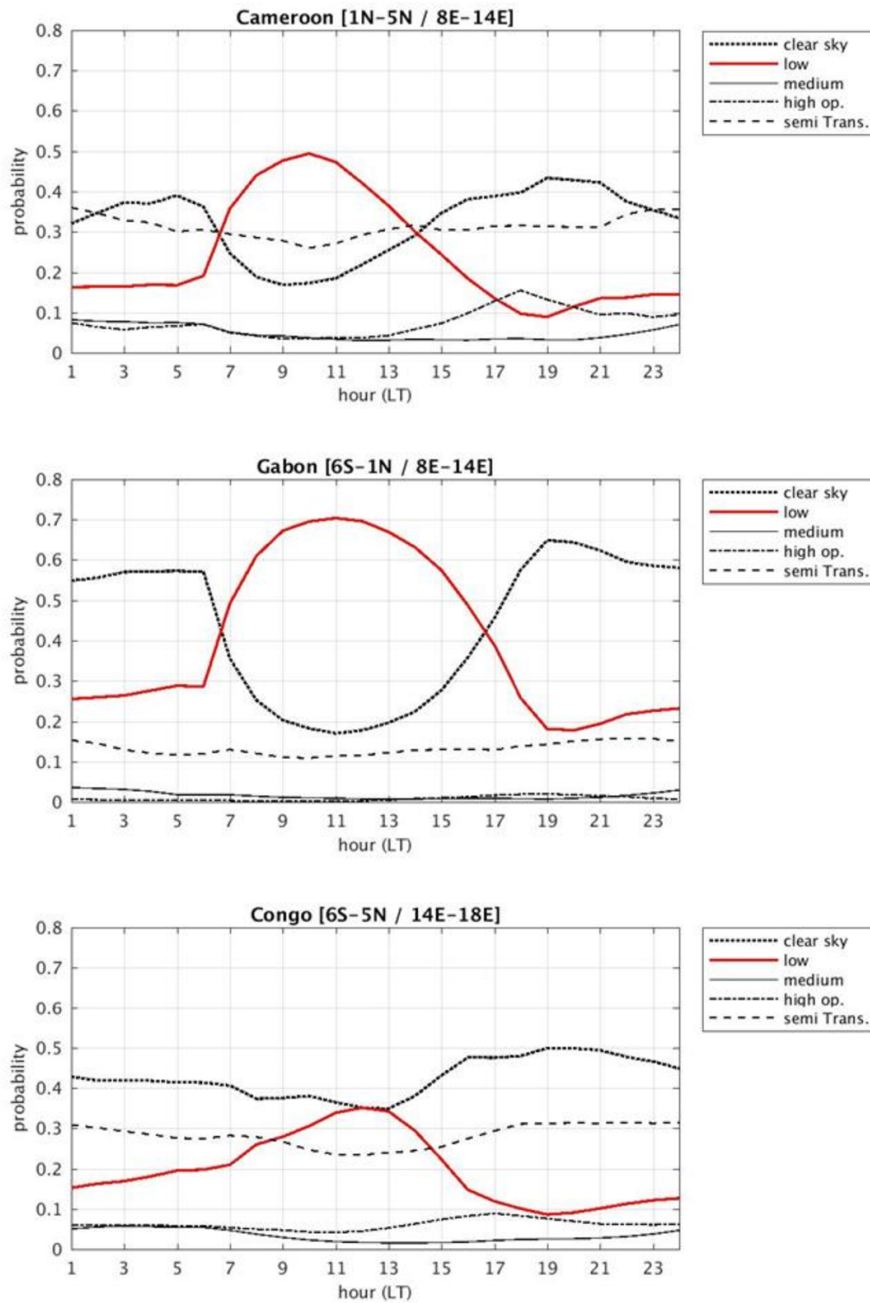


Figure 35 – Probabilité d’occurrence (pour les pixels contenant des nuages bas) en saison JJAS et au cours du cycle diurne des nuages bas, des nuages moyens, des nuages hauts et opaques des semi transparents pour trois régions particulières : le Gabon, le Congo et le Cameroun.

d’aérosols augmenteraient avec la croissance démographique. Une analyse entre la pollution et les émissions dues aux feux de biomasse doit être considéré pour prédire les impacts anthropogéniques sur le couvert nuageux.

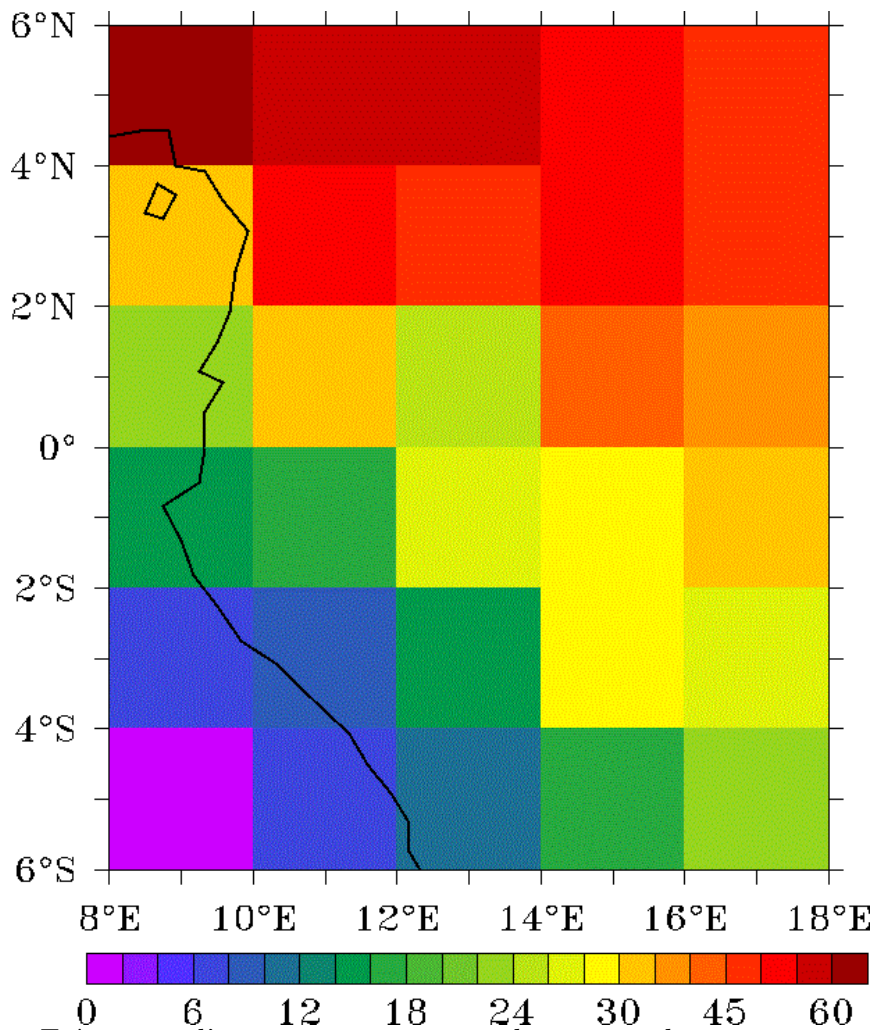


Figure 36 – Fréquence d’occurrence nocturne des nuages hauts et moyens en saison JJAS tel que détecté par le Lidar CALIOP sur la période 2007-2015. L’épaisseur optique est supérieure à 5 et leur altitude inférieure est de 3.2km.

- Le choix du seuil des températures de brillance pour la détection des nuages bas de nuit
- Le maillage spatial ou choix des échelles spatiales.

Parmi les trois hypothèses évoquées ci-dessus, deux seront explorées dans le cadre de ce travail. Il s’agit du choix du seuil des températures de brillance et du choix des échelles spatiales

1) Détection de nuit : choix du seuil de température de brillance

La détection des nuages bas la nuit par les imageurs à bord du satellite MSG reste encore un déficit en Afrique Centrale. Cette problématique a déjà été évoquée à la section 2.2.1.1.2 lors de la description des données SAFNWC. En effet le problème mérite d’être posé tant qu’on sait qu’en Afrique Centrale, les températures de surface sont proches de la température au sommet du nuage pendant la nuit ne permettant pas ainsi de distinguer clairement nuage bas et surface terrestre. En effet la figure 32c illustre bien cette différence qu’il y a entre la détection des nuages bas de nuit dans les SAFNWC et les données EECRA. La différence est généralement de l’ordre

de 45%. De même la discontinuité observée à 06 LT et à 18 LT (figure 32a) questionne également la performance des radiomètres imageurs à détecter les nuages bas au lever et au coucher du soleil. Cette dernière observation corrobore avec les résultats de Derrien (2012), qui suggère qu’au lever et au coucher du soleil, les nuages bas pourraient être comptés comme des nuages de moyenne altitude. L’une des hypothèses plausibles pouvant expliquer la faible détection des nuages bas de nuit en Afrique Centrale reste le choix du seuil de température de brillance dans l’algorithme SAFNWC qui serait inapproprié pour les créneaux nocturnes. En Afrique de l’ouest, pour optimiser la détection des nuages bas dans SAFNWC, van der Linden et al. (2015) ont estimé que la différence de température de brillance entre les canaux $10.8\mu\text{m}$ et $3.9\mu\text{m}$ doit être supérieur à 2K. Auquel cas la fréquence pour un pixel couvert en nuages bas serait sous-estimée.

Ils ont également considéré un seuil de température de brillance (BT10.8) à 283K. Etant donné que nous considérons les nuages dont la base est en dessous de 800hpa, le seuil à 283K donne l’avantage de détecter les nuages de très basse altitude en particulier sur les plaines côtières. En se référant à van der Linden et al. (2015), nous avons défini pour l’Afrique Centrale et pour la période 2012-2014 des nouveaux seuils basés sur des différences de température de brillance pour les canaux $10.8\mu\text{m}$ et $3.9\mu\text{m}$. En prenant en compte le contenu en vapeur d’eau de la colonne atmosphérique, les seuils de détection ont été établis pour chaque pixel, et pour chaque mois et chaque heure en fonction de la différence entre température de brillance aux canaux $10.8\mu\text{m}$ et $3.9\mu\text{m}$ lorsque le nuage est détecté dans SAFNWC. Ainsi pour un pixel donné p et en un créneau horaire h pour le mois m , si $(\text{BT } 10.8\mu\text{m})_{\text{pxh}} > 283\text{K}$ tel que dans van der Linden et al. (2015) et que $\text{threh1} < (\text{BT}10.8\mu\text{m} - \text{BT}3.9\mu\text{m}) < \text{threh2}$ alors un pixel clair est classé comme nuage bas. Les valeurs seuil threh1 et threh2 sont respectivement les minimums et les maximums des différences de température de brillance entre les canaux $10.8\mu\text{m}$ et $3.9\mu\text{m}$.

En utilisant ces nouveaux seuils dit des seuils à BT9km (3x3pixels), nous avons calculé des nouvelles quantités de nuages bas sur un rayon de 9km autour des stations EECRA entre 19 LT et 06 LT. Les calculs sont faits en distinguant clairement les pixels nuageux des pixels clairs. Les nouvelles valeurs obtenues sont comparées aux quantités observées pour un seuillage standard (CT9km) à 9km (courbe noir, figure 37). L’utilisation de ces nouveaux seuils à 3x3km n’a permis d’améliorer que très faiblement la fréquence des nuages bas la nuit. De chacune des trois sous-régions, l’augmentation n’est généralement que d’environ 5%. L’utilisation des nouveaux seuillages se fait ressentir au niveau des plateaux et des versants au vent augmentant un peu plus leur sensibilité aux nuages bas comparé aux plaines côtières.

2) Le maillage spatial ou choix des échelles spatiales

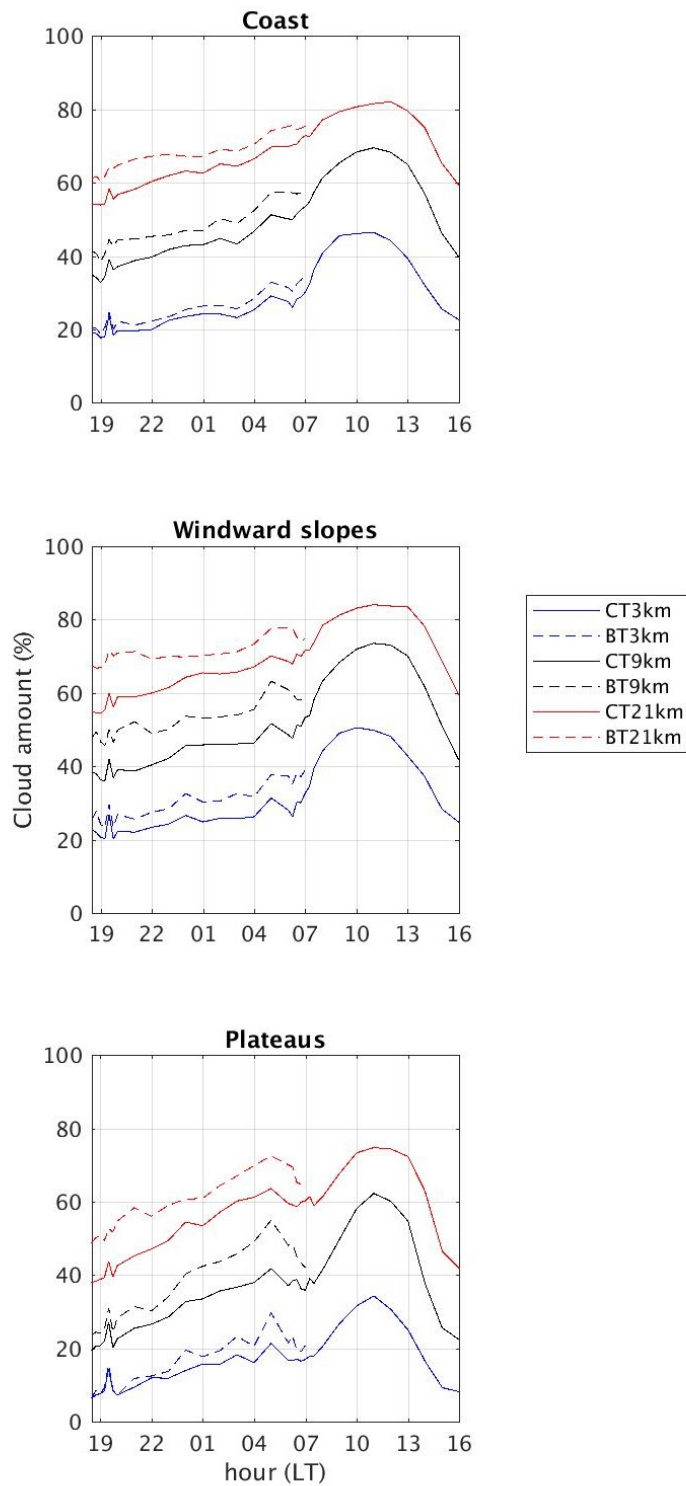


Figure 37 – Evolution du cycle diurne des nuages bas dans SAFNWC à partir des seuils standards (CT) et des seuils spécifiques (BT, interrompus) en considérant trois échelles spatiales : 1 pixel (CT/BT 3km), 3x3 pixels (CT/BT9km) et 7x7(CT/BT 21km) pixels couvrant les stations EECRA pour les plaines, les plateaux et les versants durant la période 2012-2014.

La disparité observée dans le cycle diurne (figure 32) entre les produits EECRA et les SAFNWC pourrait également provenir du choix des échelles spatiales. Par exemple le choix du nombre de pixels ou l'espace utilisé pour documenter les stations EECRA pourrait être soit trop grand soit trop petit. En prenant trois pixels de part et d'autre des stations, cela n'a pas permis d'améliorer de façon considérable la détection des nuages bas. Ainsi, pour chacune des trois sous régions (plateaux, plaines et les versants au vent), des essais ont également été réalisés en considérant des espaces de 3km (1 pixel) et de 21 km (7x7 pixels) autour des stations sans qu'un changement significatif n'ait été observé dans la quantité des nuages bas. Nous avons donc opté pour une nouvelle approche d'estimation des nuages bas. Cette approche est directement liée à la difficulté à détecter les nuages bas de nuit surtout lorsque ceux-ci sont des cumulus (Sèze et al., 2014). La nouvelle approche consiste non pas à considérer les pixels nuageux par rapport aux pixels clairs, mais nous avons supposé que si au moins 1 pixels parmi les 9 autres (3x3pixels) ou les 49 autres (7x7 pixels) est couvert, alors l'espace (tous les autres pixels) autour des stations est considéré comme entièrement nuageux. Les résultats montrent que les nuages bas restent largement sous-estimés par rapport aux observations EECRA (figure 32 c) durant les heures nocturnes lorsque l'espace autour des stations est limité à 3km (1 pixel) ou 9km (3 pixels) (figure 38). En effet pour un seuillage à 3km (9km), la fréquence maximale en nuages bas est de 20% (40%) sur les plateaux, 35% (50%) sur les versants au vent et les plaines côtières alors qu'elles sont de 65%, 85% et 80% respectivement pour les plateaux, les versants au vent et les plaines pour les observations EECRA (figure 32b). Pour un seuillage à 21km (7x7pixels), les fréquences des nuages bas durant la nuit au niveau des plateaux et des versants au vent sont proches de celles des observations EECRA. Cependant, la phase du cycle diurne est observée en fin de matinée par rapport aux observations EECRA qui marquent leur phase en fin de nuit. Au niveau des plaines côtières, l'amplitude du cycle diurne reste toujours grande comparée à celle des observations EECRA. Nous avons supposé que la différence d'amplitude entre les deux observations (EECRA et SAFNWC) au niveau des plaines côtières serait due aux biais des observations au-dessus de l'océan dans EECRA.

3.5 Dynamique atmosphérique et lien avec les températures de surface de la mer

a) moyenne saisonnière

La figure 38 représente la moyenne des SSTs et la dynamique atmosphérique à l'Ouest de l'Afrique Centrale pendant la saison JJAS lorsque la couverture nuageuse basse est abondante. Les

SSTs sont inférieures à 22°C (supérieures à 25°C) au sud (au Nord) de Cape Lopez marquant ainsi un gradient méridional d'environ 3°C le long des côtes Gabonaises. On y observe également un développement des eaux froides au sud (en dessous de 6°S) lié probablement à l'upwelling côtier. La saison JJAS est également marquée par le flux de mousson (figure 38a). Ces vents sont à leur développement maximal pendant cette saison. Ils atteignent une vitesse d'environ 5m/s au niveau des côtes Gabonaises à 2°S (figure 39b).

A l'intérieur du continent, les vents développent une composante zonale orientée vers l'Est en réponse au gradient de pression zonal qui se développe entre l'Atlantique équatorial et le bassin du Congo (figure 38a, Neupane 2016). Des mouvements d'ascendance et de subsidence sont également observés dans le bassin entre 8°E et 18°E (figure 38b) décrivant ainsi la cellule de circulation zonale de Walker qui est présente en Afrique Centrale pendant la saison JJAS (Nicholson et Grist, 2003 ; Cook et Vizy, 2016 ; Neupane, 2016). La figure 38b montre également une décroissance rapide de la température potentielle à l'Est des plateaux (12°E). Ceci met en exergue la présence de l'effet de foehn qui jouerait un rôle prépondérant dans la dissipation des nuages bas. En effet, suite aux échanges adiabatiques au niveau des versants ouest des montagnes, l'air s'assèche et redescend vers le sol au niveau des versants Est des plateaux et des montagnes. Lors de la descente, la température des masses d'air augmente plus vite qu'elle ne s'est refroidie en montant entraînant la dissipation des nuages bas. En plus de cette circulation zonale à grande échelle, une petite cellule de circulation zonale dans les basses couches en dessous de 600hpa est également présente. Sa branche ascendante se situe environ à 12°E au niveau des hautes terres du mont Cristal et mont Chaillu et le mouvement descendant à environ 9°E sur les plaines côtières. La localisation géographique de la cellule de circulation zonale coïncide avec la zone de maximum de développement des nuages bas dans les produits de prévision ERA-STF(figure 39a). La circulation zonale laisse observer un soulèvement vers l'ouest probablement dû à la topographie, et l'échange adiabatique qui en résulte entre les plaines côtières et les plateaux favorise la formation des nuages. En effet, lorsque les parcelles d'air sont en état d'instabilité conditionnelle une petite impulsion est nécessaire pour déclencher le mouvement ascendant et la formation des nuages. Cependant l'extension verticale de ces derniers dépend de la stabilité statique de la parcelle d'air. La façade Atlantique de l'Afrique Centrale présente des conditions d'air stable (figure 39c) pendant cette saison. Ceci pourrait expliquer pourquoi les nuages formés sont généralement des nuages de basse altitude et peu convectifs.

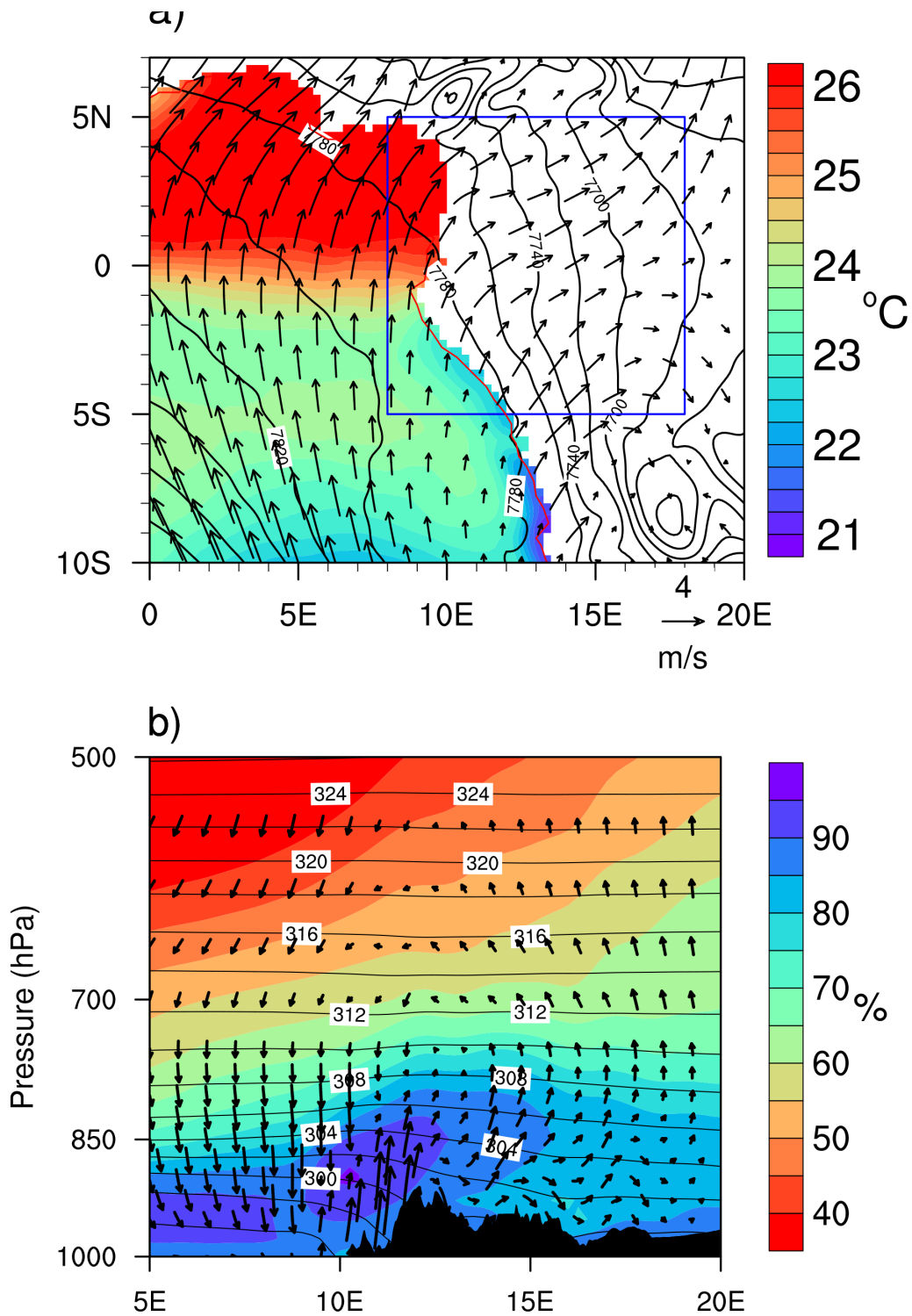


Figure 38 – Champs moyens des SSTs OSTIA (en °C, image), du vent à 925hPa (vecteurs) et du géopotential (m^2/s^2 ; contours) en JJAS pour la période 2009-2014 extraites des prévisions ERA-STF . (b) coupe longitude-altitude à 2°S de la composante divergente du vent zonal (m/s), de la vitesse verticale, l'humidité relative (% image) et la température potentielle équivalente (K, contours) extraites des prévisions ERA-STF sur la période 2009-2014.

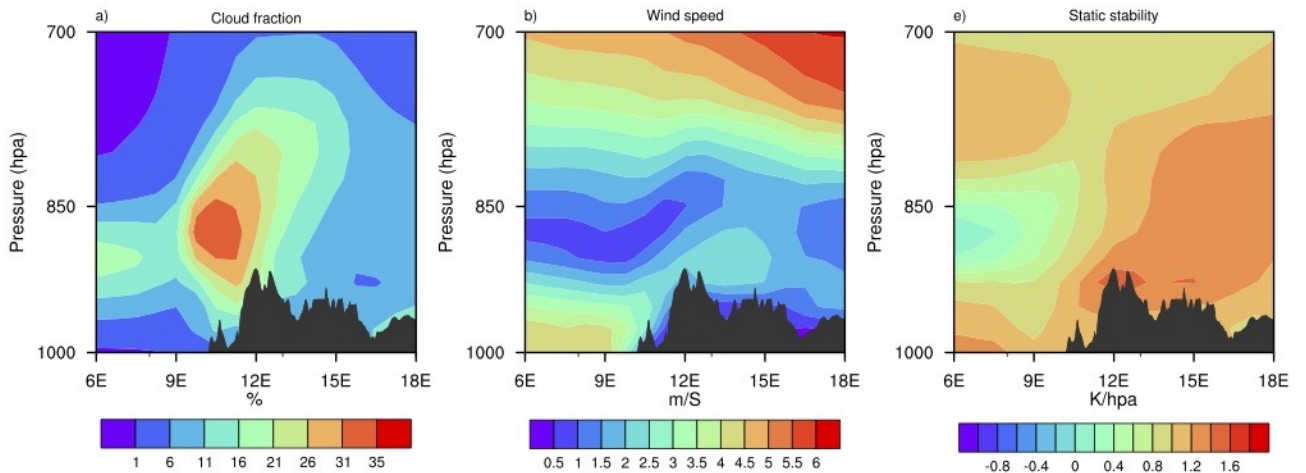


Figure 39 – Coupe transversale (longitude- altitude) en saison JJAS. (a) fraction de couverture nuageuse basse (%), (b) vitesse du vent (m/s) et (c) stabilité statique (K/hpa) à 2°S à partir des données de prévisions ERA intérim. La stabilité statique représente la variation de la température potentielle (θ) par rapport à la pression. Le contraste topographique est représenté en noir.

Au niveau du continent, la vitesse du vent décroît rapidement. Elle passe de 5m/s au niveau de l’océan et les plaines côtières à environ 3m/s sur les plateaux, les vallées et les versants Est (figure 39b). La masse d’air humide est également plus épaisse sur les plateaux en raison de la condensation associée au soulèvement le long des versants.

b) Cycle diurne moyen en Juin-Juillet-Août-Septembre

La dynamique atmosphérique au cours du cycle diurne tel que décrit par les prévisions ERA-STF a été explorée pour mieux comprendre les précurseurs dynamiques de la formation des nuages bas ainsi que leur distribution spatiale. Nous nous focalisons particulièrement sur la partie sud (le Gabon) de notre zone d’étude en raison de la forte fréquence en nuages bas. Nous travaillerons sur des jours représentant au moins 75% de couverture nuageuse basse dans SAFNWC à 13 LT sur trois jours consécutifs. Ainsi, pour les 6 saisons JJAS correspondant à 732 jours (c’est-à-dire 6x122jours), uniquement 145 jours ont été retenus conformément à notre critère. Compte tenu de la sous-représentation des nuages bas dans SAFNWC comparé à EECRA, l’idée est d’augmenter la robustesse des résultats en prenant des jours qui portent une signature prononcée des nuages bas. La zone allant de 6°S-1°N et les pixels continentaux uniquement ont été choisis. Des essais ont également été réalisés sur d’autres transects sans avoir des résultats concluants. La dynamique diurne sur ces jours particuliers (145) est évaluée. Elle est représentée sur la fig 40a qui caractérise

le profil vertical trihoraire de la fraction de couverture nuageuse dans la boîte 6°S-1°N et 10°E-14°E.

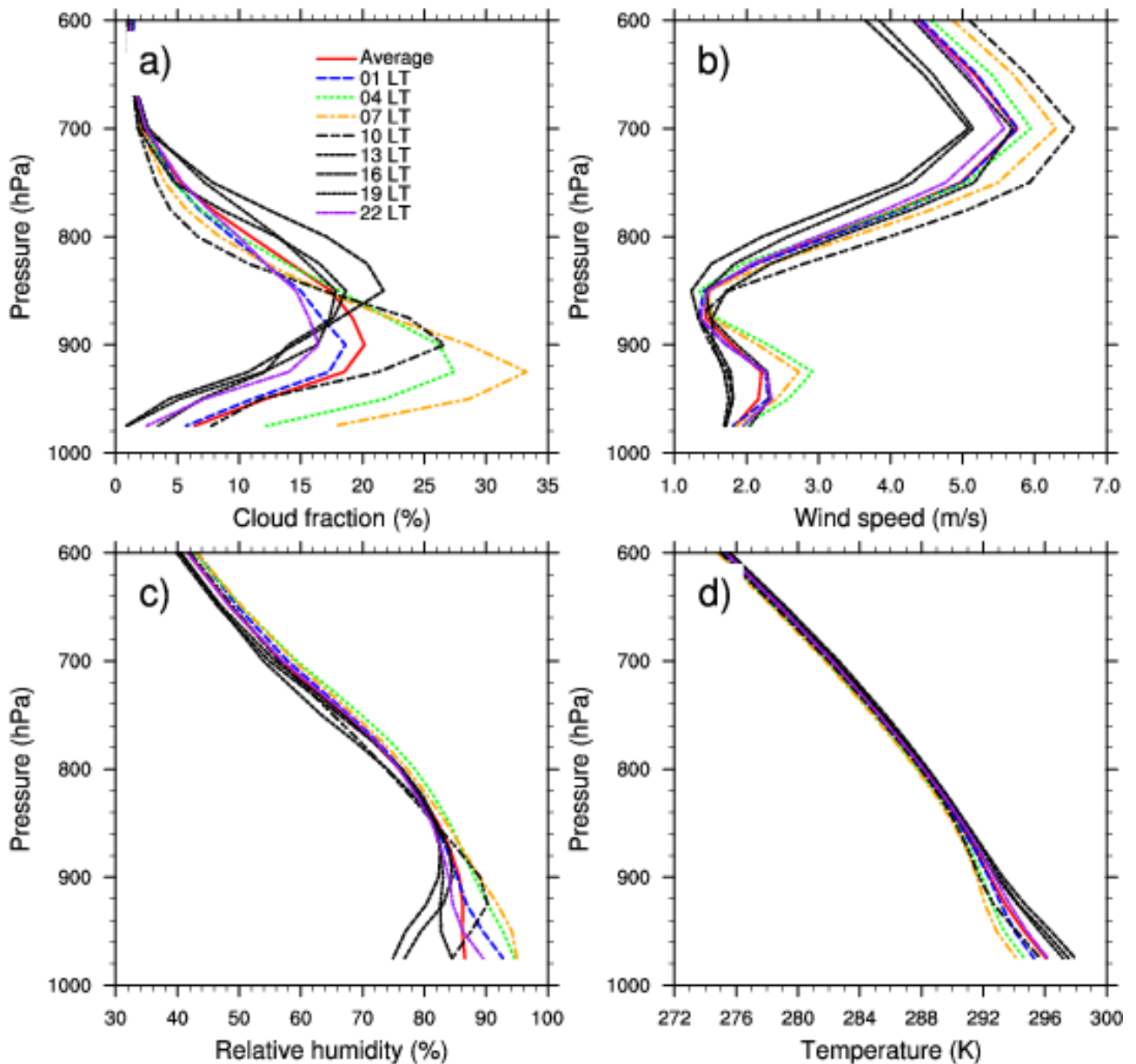


Figure 40 – Profil vertical de 1000hpa à 600hpa de (a) la fraction de couverture nuageuse (%), (b) la vitesse du vent (m/s), (c) l’humidité relative et (d) la température (°K) obtenu à partir des prévisions ERA-STF. Les variables sont moyennées sur les longitudes 10°E-14°E et les latitudes 6°S-1°N. Uniquement les composites SAFNWC (2009-2014) des 145 jours ayant pour 3 jours consécutifs au moins 75% de couverture nuageuse basse à 13 LT sont représentées. La moyenne journalière est représentée en rouge.

Y sont également représentées la vitesse du vent (fig 41b), l’humidité relative (fig 40c) et la

température (figure 40d). La couverture nuageuse est à son minimum (15%) à 22 LT aux environs de 920hpa. Durant la nuit et plus particulièrement dans la deuxième moitié de celle-ci, la fraction de couverture nuageuse croît rapidement et atteint la valeur maximale de 34% à 07 LT à environ 920hpa correspondant à la plus basse altitude.

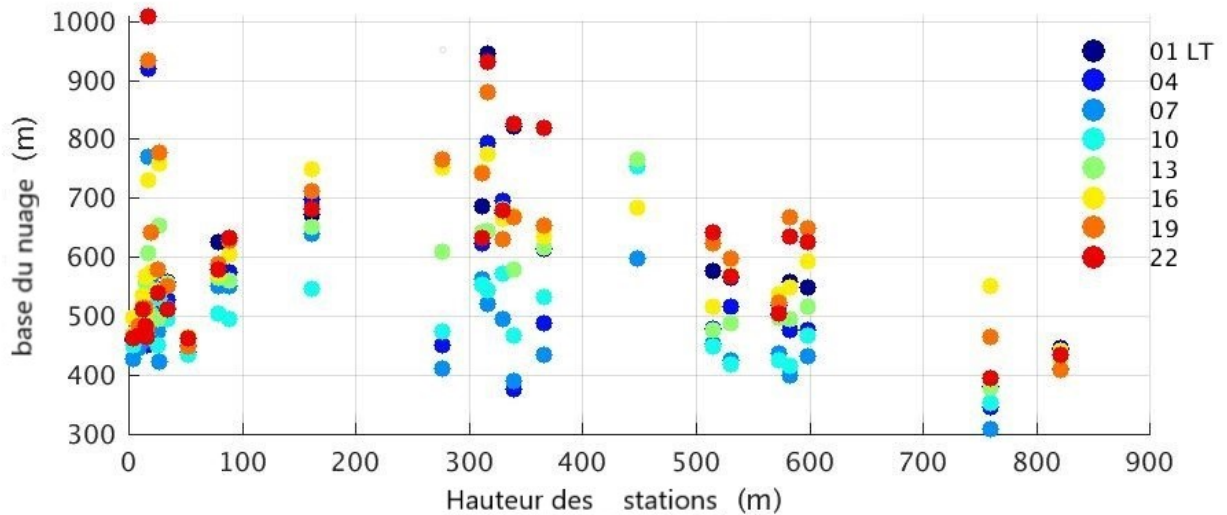


Figure 41 – Evolution en altitude des stratocumulus issues des 28 stations EECRA le long du cycle diurne.

En effet, pendant la seconde moitié de la nuit jusqu'à 10 LT en fin de matinée, les nuages bas sont situés entre 400 et 500m au-dessus du sol (Fig 41). A partir de 13 LT, les nuages prennent de l'altitude au niveau des plateaux (300-400m) pour atteindre une hauteur maximale d'environ 650m. Durant la première moitié de la nuit, les nuages perdent en altitude et atteignent une hauteur de 450m.

Les vents de basse couche jouent également un grand rôle dans la formation des nuages bas. Ils contrôlent l'advection de l'humidité et contribuent au brassage des masses d'air. La figure 40b montre la variation diurne de la vitesse du vent dans les basses couches (<850hpa). Elle montre que le vent est plus rapide entre 04 et 07 LT avec une vitesse de 3.1m/s. Dans l'après-midi entre 13 LT et 19 LT, la vitesse est plus faible (1.9m/s). Cependant, la vitesse du vent observée dans les prévisions de réanalyses ERA reste faible (< 6m/s) pour qu'on puisse entrevoir l'existence d'un jet nocturne de basse couche tel qu'observé en Afrique de l'ouest par Schuster et al. (2013). De façon générale, les basses couches (<900hpa) ont un contenu élevé en humidité (>75%). Elle est plus prononcée entre 04 et 10 LT, (environ 95% fig 40 c). Cette forte présence d'humidité

participe au processus de condensation et contribue à la formation des nuages bas (fig 40a) mais l'évolution monotone de la température ne laisse entrevoir aucune inversion thermique (fig 40d). Afin de mieux documenter la dynamique atmosphérique associée aux nuages bas, des transects verticaux à 2°S du vent, de l'humidité relative et de la température potentielle sont représentés à la fig 42.

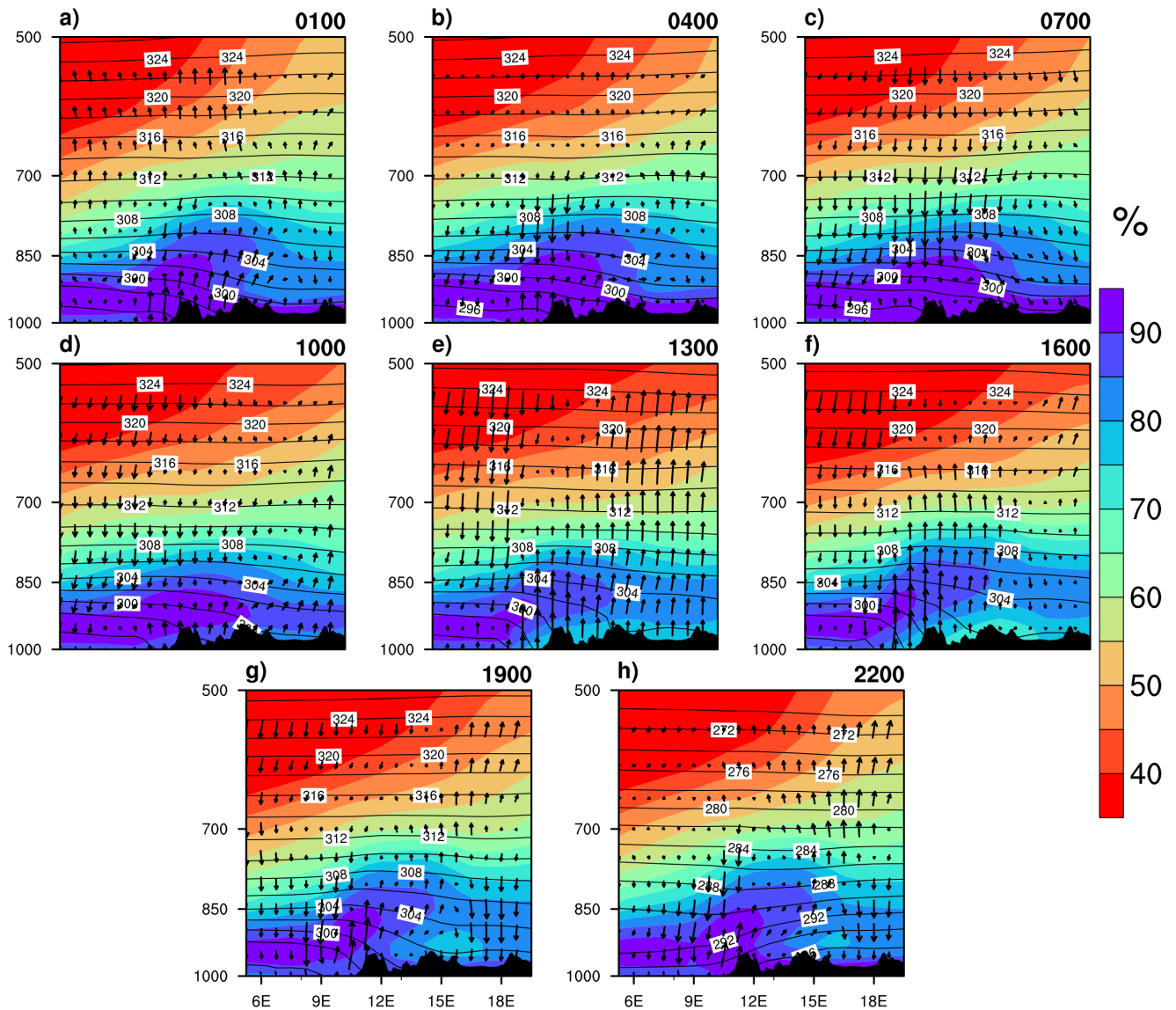


Figure 42 – Coupe trihoraire longitude-altitude à 2°S de la composante divergente du vent zonal (m/s), de la vitesse verticale, de l'humidité relative (%), et de la température potentielle équivalente ($\theta(^{\circ}\text{K})$, contours) pour les jours ou la fréquence des nuages bas au Gabon est supérieure à 75% pour trois jours consécutifs dans SAFNWC et pour la période 2009-2014.

On observe dans les basses couches une subsidence prononcée des masses d'air au niveau de

la côte à partir de 04 LT contre une forte ascendance dans le continent dans l'après-midi particulièrement à 13 LT (figure 42). Entre 04 et 07 LT, l'ensemble du bassin est caractérisé par son contenu élevé en humidité. Elle est au-dessus de 85% dans les basses couches (en dessous de 875hpa). De même, le mouvement ascendant qui est observable à la côte à 10°E est stoppé par de la subsidence au-dessus de 875hpa entre 04 et 07 LT. D'autre part, entre 13 LT et 16 LT, un mouvement ascendant et prononcé est observable au-dessus de la côte et des monts Chaillu caractérisés par une décroissance significative de la température potentielle. Le taux élevé d'humidité, et les mouvements ascendants en dessous de 850hpa entre 04 et 07 LT peuvent expliquer le développement des nuages bas. Mais leur extension verticale reste impossible en raison de la subsidence au-dessus de 850hpa. Les effets de brise tel que décrits à la section 2.1.2 seraient à l'origine du maintien des nuages bas sur les plaines côtières en début d'après-midi.

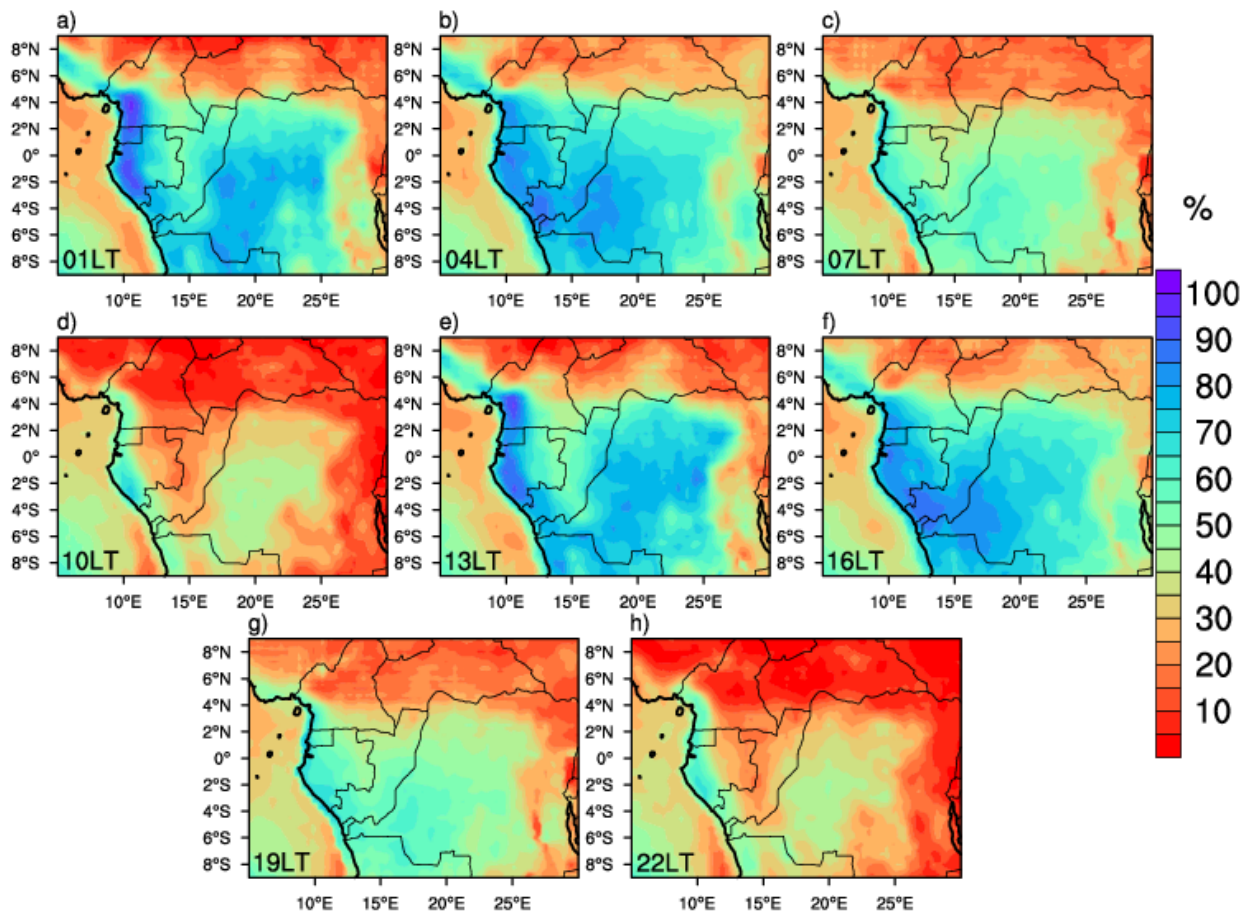


Figure 43 – Représentation spatiale moyenne de la couverture nuageuse basse des prévisions ERA-STF au cours du cycle diurne pour la période 2009-2014. Seuls les jours consécutifs (trois jours consécutifs) dans SAFNWC qui enregistrent au moins 75% de nuages bas au Gabon sont utilisés.

Ayant documenter quelques processus dynamiques et thermodynamiques qui peuvent accompagner la formation des nuages pendant les jours composites de SAFNWC (jours très nuageux), nous avons également représenté à la fig 43 la signature spatiale des nuages bas dans les prévisions ERA-STF. Comparer aux observations EECRA (fig 32b), les nuages bas dans ERA-STF observent au cours du cycle diurne un régime bimodal. Avec une fréquence d'occurrence maximale d'environ 90%, le premier pic d'occurrence des nuages bas dans ERA-STF s'observe à 04 LT, largement en avance de phase par rapport aux observations EECRA qui enregistrent leur pic entre 06 LT et 09 LT du matin (fig 32b). Le second pic est observé à 16 LT en fin d'après-midi quand les observations EECRA tendent progressivement vers leur minimum d'occurrence.

L'objectif de cette partie était de décrire le cycle diurne des nuages bas pendant la période JJAS ainsi que la dynamique atmosphérique associée. Il en ressort que l'effet de foehn marqué par une décroissance de la température potentielle expliquerait la disparition progressive des nuages bas au niveau des versants Est. En outre la comparaison entre les produits EECRA et CALIOP montre que les nuages bas sont sous-estimés dans les SAFNWC. Cette sous-estimation n'est pas seulement due à la superposition de plusieurs couches de nuages mais plutôt au choix des seuils de détection dans les radiomètres imageurs ou la présence dans l'atmosphère d'une quantité importante d'aérosols.

3.6 Détermination des précurseurs potentiel

Les sections précédentes étaient essentiellement portées sur l'analyse climatologique des nuages bas en saison JJAS sur la façade Atlantique de l'Afrique Centrale ainsi que le rôle de la dynamique atmosphérique et de certains paramètres thermodynamiques sur ces nuages. L'essentiel des études ont été menée pour la plupart grâce aux observations satellitales et des reanalyses ERA-intérim. Malgré les biais observés dans la détection des nuages bas pendant la nuit dans SAFNWC, il ressort que :

- l'amplitude et la phase des nuages bas sont fortement modulées par la topographie
- une analyse comparée avec les produits EECRA montre que les plaines côtières sont plus nuageuses et présentent un pic de nuages entre 04 et 06 LT. Au niveau des plateaux et des versants au vent, l'amplitude du cycle diurne est plus grande et la phase est observée plutôt vers 10 LT. Les versants Est des hautes terres sont moins couverts en nuages bas et le pic est observé en fin de matinée

La forte présence en nuages bas pendant la saison JJAS coïncide avec un fort gradient

Nord/Sud des SSTs dans l’atlantique Est et un développement des eaux froides au niveau des côtes Gabonaises. En terme de dynamique atmosphérique d’échelle régionale, la présence de la circulation zonale de Walker pourrait être l’un des facteur favorisant la formation des nuages bas. A l’échelle diurne, les jours les plus nuageux sont associés à une ascendance à 13 LT dans le bassin et une subsidence à la côte à 07 LT. La forte concentration de l’humidité dans le bassin induit une atmosphère assez stable dans les basses couches. Cette stabilité des masses d’air dans la basse troposphère ne favorise pas l’extension verticale des nuages. L’approche et les données utilisées dans cette partie pour décrire les nuages bas sont différentes de celles utilisées en Afrique de l’Ouest. En Afrique de l’ouest, les études sont basées sur des observations in situ, ce qui a permis de dresser un portrait assez précis du cycle diurne ainsi que la dynamique associée à la formation et à la dissipation des nuages bas (Knippertz et al., 2011 ; van der Linden et al., 2015). Ces auteurs ont mis en lumière la présence des jets nocturnes de basses couches dans le processus de formation et de dissipation des nuages bas. Dans le but de déterminer les précurseurs dynamiques associés à la formation des nuages bas, une analyse en partitionnement en classe sera appliquée sur les données de nuages de la base EECRA. Cette fois l’étude est étendue sur 6 mois et sur la période de Mai à Octobre. Les téléconnexions avec les SSTs grâce aux réanalyses améliorées ERA5 et l’impact sur le rayonnement direct (DNI) seront également évaluées.

3.6.1 Mise en évidence des différentes classes de nuages bas dans EECRA

Pour mieux représenter la variabilité des nuages bas en Afrique Centrale, durant la période de Mai à Octobre, les données tri-horaires d’observations in situ de la base ECCRA sur la période 1971-2009 sont utilisées. L’Analyse en Composante Principale Probabiliste (ACPP) nous permettant de prendre en compte les données manquantes est appliquée sur les anomalies non désaisonnalisées de la matrice des nuages bas. Sur un ensemble de 64 stations couvrant tout le bassin, uniquement 26 stations (Tableau 4) de la façade atlantique qui enregistrent au moins 25% des données sur les 39 saisons MJJASO sont retenues. Sur un ensemble de 57408 créneaux horaires, seulement 36940 (64%) créneaux enregistrant au moins 13 stations sont retenus pour notre analyse. Cela nous permet de ne conserver que les créneaux ayant la même variabilité. Les observations dans l’espace des 20 composantes principales sont regroupées (classifiées) au moyen de la méthode des K-moyens après 500 répétitions et la solution de K=6 classes (figure 44) a été retenue au terme de cette analyse.

Tableau 4 – Coordonnées géographiques des 26 stations de la façade atlantique.

Code des stations	Coordonnées géographiques	
	Longitudes (°)	Latitudes (°)
64210	15.4305	-4.3797
64400	11.8973	-4.8172
64401	12.6966	-4.1964
64405	13.3633	-3.6810
64450	15.2534	-4.2534
64453	14.7708	-2.5230
64458	16.0544	1.6165
64500	9.4173	0.4566
64501	8.7529	-0.70
64503	10.6531	-3.4193
64504	9.6	1
64507	11.0171	-2.8468
64510	11.4794	2.0809
64550	11.0231	-1.8736
64551	10.2263	-0.7171
64552	11.5315	0.7793
64556	12.8706	0.5706
64565	13.2698	-1.5258
64600	15.7836	4.2232
64601	15.6208	5.9705
64890	9.2789	5.7168
64893	10.7539	5.6539
64910	9.7246	4
64911	9.9295	4.9536
64950	11.5162	3.8243
64971	9.9018	2.9473

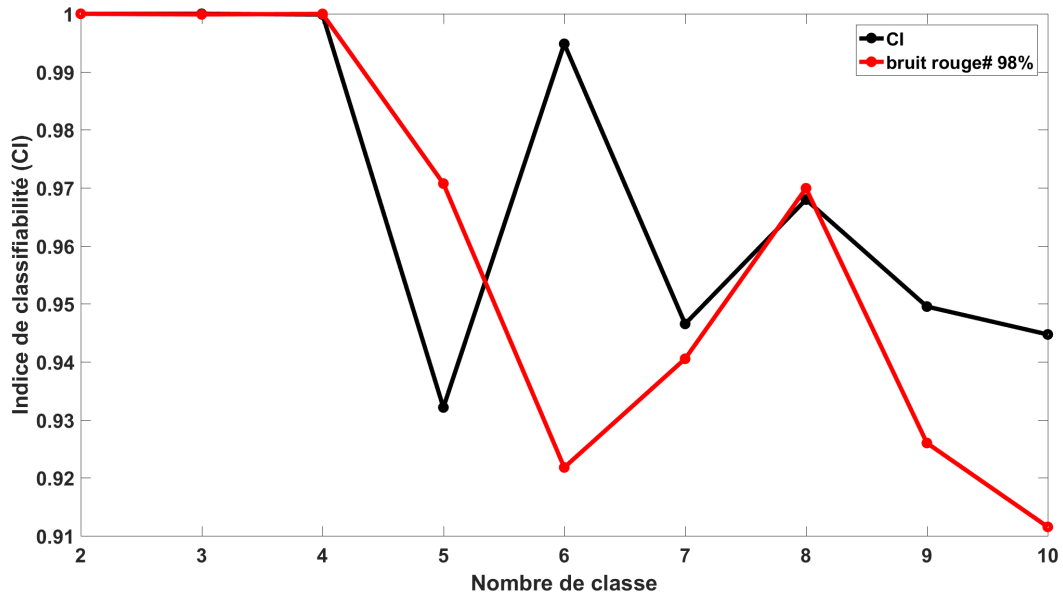


Figure 44 – Indice de classification à 98% du degré de significativité de la K-means pour K allant de 2 à 10 pour la classification des nuages bas de ECCRA. Ces données couvrent 39 saisons MJJASO allant de 1971-2009.

Les créneaux horaires enregistrant entre 5 et 12 stations ont été réaffectés aux centroïdes des classes pour lesquels ces créneaux sont plus proches. Les créneaux horaires enregistrant moins de 5 stations ne sont pas pris en compte dans cette analyse. La figure 44 représente la courbe des indices de classification (Michelangeli et al., 1995) à 98% du degré de significativité après 100 simulations du bruit rouge. Cet indice est égal à 1 si toutes les 500 partitions sont identiques et sont indépendantes du choix des barycentres initiaux. Le nombre de classe retenu représente la classe pour laquelle la classification est plus robuste et pour lequel les CI passent au-dessus du bruit rouge. Notre but est de définir des partitions statistiquement robustes qui peuvent être utile pour mieux discriminer les anomalies de nuages bas en Afrique Centrale particulièrement sur la façade atlantique.

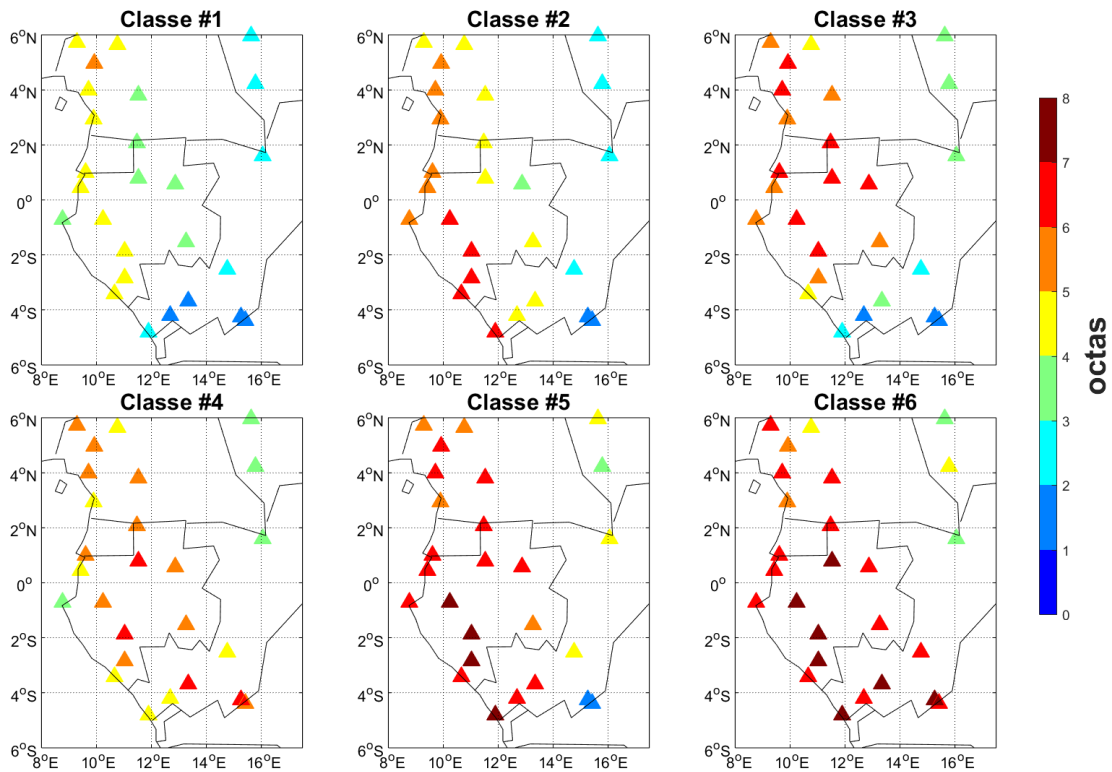


Figure 45 – Partitionnement en classe des 26 stations des nuages bas de la façade atlantique. Les 26 stations sont celles qui enregistrent au moins 25% des données pour les 39 saisons Mai-Octobre. Sur un total de 57408 créneaux horaires, seuls 36940 représentant 64% des créneaux horaires sont retenus pour la classification. Ces créneaux horaires couvrent au moins 13 stations. Les créneaux horaires enregistrant plus de 5 stations et moins de 13 ont été affectés à chacune des classes au moyen de la distance euclidienne. Les triangles représentent les stations et les couleurs indiquent l'intensité (octas) moyenne des nuages bas pour chaque station.

La figure 45 représente la distribution spatiale des 26 stations sur la façade atlantique pour chacune des classes de nuages bas. Les nuages bas sont distribués des classes les moins couvertes (classes 1 < 4 octas) vers les classes les plus couvertes (classes 5 et spécialement la classe 6 > 7 octas). Avec une densité en nuageuse bas de moins de 4 octas (représentant un ciel à moitié couvert), la classe 1 décrit un affaiblissement progressif des nuages bas de la façade atlantique vers le centre du bassin décrivant un gradient Ouest/Est. Ce gradient est également présent à la classe 2 caractérisée par un renforcement des nuages sur les côtes gabonaises. De couverture nuageuse plus dense, les stations des classes 5 et 6 sont les plus couvertes (couverture > 6 octas) et caractérisent un ciel sombre sur la façade atlantique jusqu'à environ 15°E.

Décrivant la fréquence d'occurrence mensuelle des différentes classes au cours du cycle diurne,

la figure 46 traduit une forte fréquence de la classe 1 au mois de mai et particulièrement entre 16 et 22 LT. Cette fréquence décroît de façon graduelle au cours du cycle saisonnier avant de commencer à augmenter au mois d'octobre (fig 47). Inversement un minimum est observé dans la variation du cycle diurne de la classe 1 au mois de mai entre 07 LT et 10 LT correspondant à un ciel à moitié couvert (classe 4 < 4 octas, figure 46). Le maximum de cycle diurne de la classe 2 est observé dans l'après-midi entre 16 LT et 19 LT (figure 46). Cette classe semble beaucoup plus fréquente entre septembre et octobre (figure 47). Alors que les autres classes varient considérablement au cours du cycle saisonnier, la classe 3 reste relativement constante (figure 47). La classe 4 observe son pic de fréquence au mois de mai à 10 LT. Cette fréquence décroît au cours du cycle saisonnier jusqu'au mois de septembre (figure 47). Les classes 5 et 6 commencent à apparaître au mois de mai dans la deuxième moitié de la nuit et en début de matinée (figure 46). Leur fréquence s'intensifie au cours du cycle saisonnier et le pic est atteint en Juillet-septembre entre 07 et 10 LT pour décroître en fin d'après-midi et atteindre son minimum à 22 LT au mois d'octobre (figure 46). Exception faite des classes 5 et 6, toutes les autres classes observent leur minimum de cycle diurne entre 07 et 10 LT (figure 46).

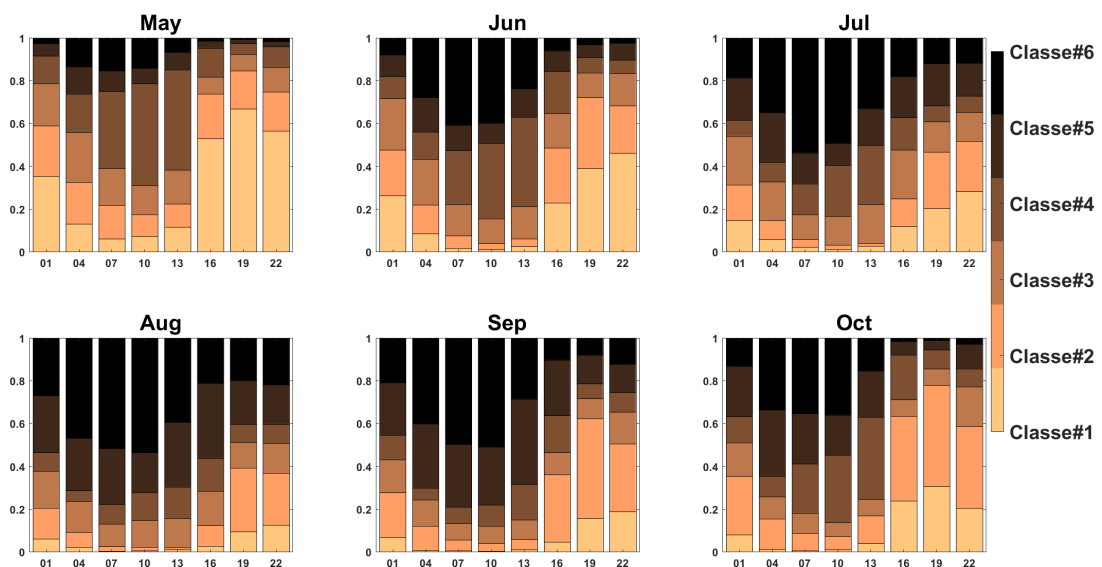


Figure 46 – Fréquence d'occurrence mensuelle des 6 classes de nuages bas au cours du cycle diurne. Les bars sont subdivisées en 6 morceaux et coloriées du jaune clair au noir, allant respectivement de la classe 1 (moins couverte) vers la classe 6 (plus couverte).

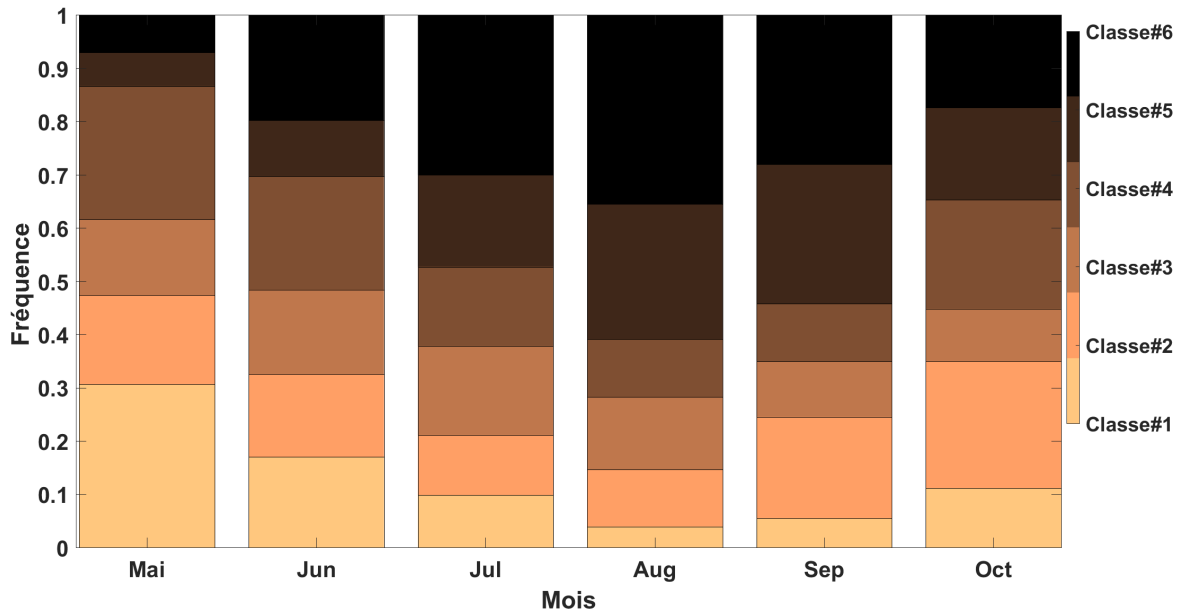


Figure 47 – Fréquence d’occurrence mensuelle des 6 classes de nuages bas au cours du cycle saisonnier. Les bars sont subdivisées en 6 morceaux et coloriées du jaune clair au noir, allant respectivement de la classe 1 (moins couverte) vers la classe 6 (plus couverte).

3.6.2 Analyses composites

a) les nuages bas des réanalyses ERA5

La figure 48 met en relief la signature des nuages bas ERA5 dans chacune des classes. Seules les anomalies significatives à 95% du degré de significativité après 100 permutations des types de classes sont représentées. L’analyse comparée des figures 45 et 48 laisse entrevoir que la signature des nuages bas ERA5 dans les différentes classes de nuage n’obéit pas de façon quasi identique à celle des observations EECRA. Les classes 1 et 4 enregistrent un déficit de nuages bas alors qu’un excédent est observé pour les classes 5 et 6 (figure 48). Ces biais peuvent être liés à la méthode statistique appliquée pour distinguer les types de classe. Mais la source d’erreur la plus plausible serait liée à la capacité des réanalyses ERA5 à représenter avec précision les nuages bas.

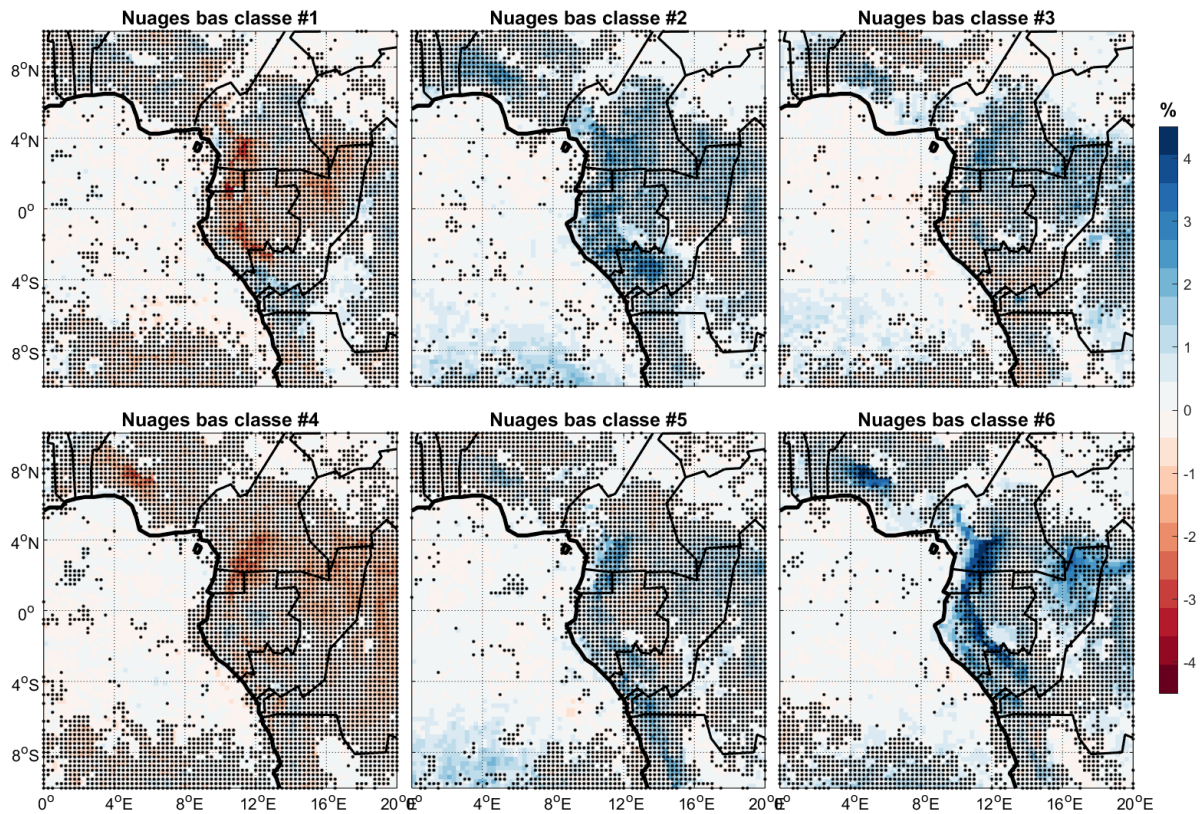


Figure 48 – Composites des anomalies non désaisonnalisées de la fréquence d’occurrence des nuages bas des réanalyses ERA5 sur la période (1979-2018) pour chaque type de classe. Les points noirs représentent les anomalies significatives à 95% du degré de significativité après 100 permutations du cycle saisonnier.

b) Le vent des réanalyses ERA5

La dynamique du vent à 925hpa associée à chaque classe est représentée par la figure 49. Les classes présentent des caractéristiques différentes selon qu’on soit sur le continent ou sur l’océan. Sur le continent, la classe 1 (moins nuageuse) et la classe 4 sont caractérisées par des anomalies d’est qui affaiblissent la vitesse du vent dans le bassin du Congo. Les classes 3, 5 et 6 sont caractérisées par un flux de sud-ouest qui renforce la vitesse du vent au niveau des versants et des plateaux de la façade atlantique. Sur l’océan, les structures dynamiques qui accompagnent le renforcement (l’affaiblissement) de la vitesse du vent sont pour la plupart caractérisées par des anomalies de sud-est (nord-ouest).

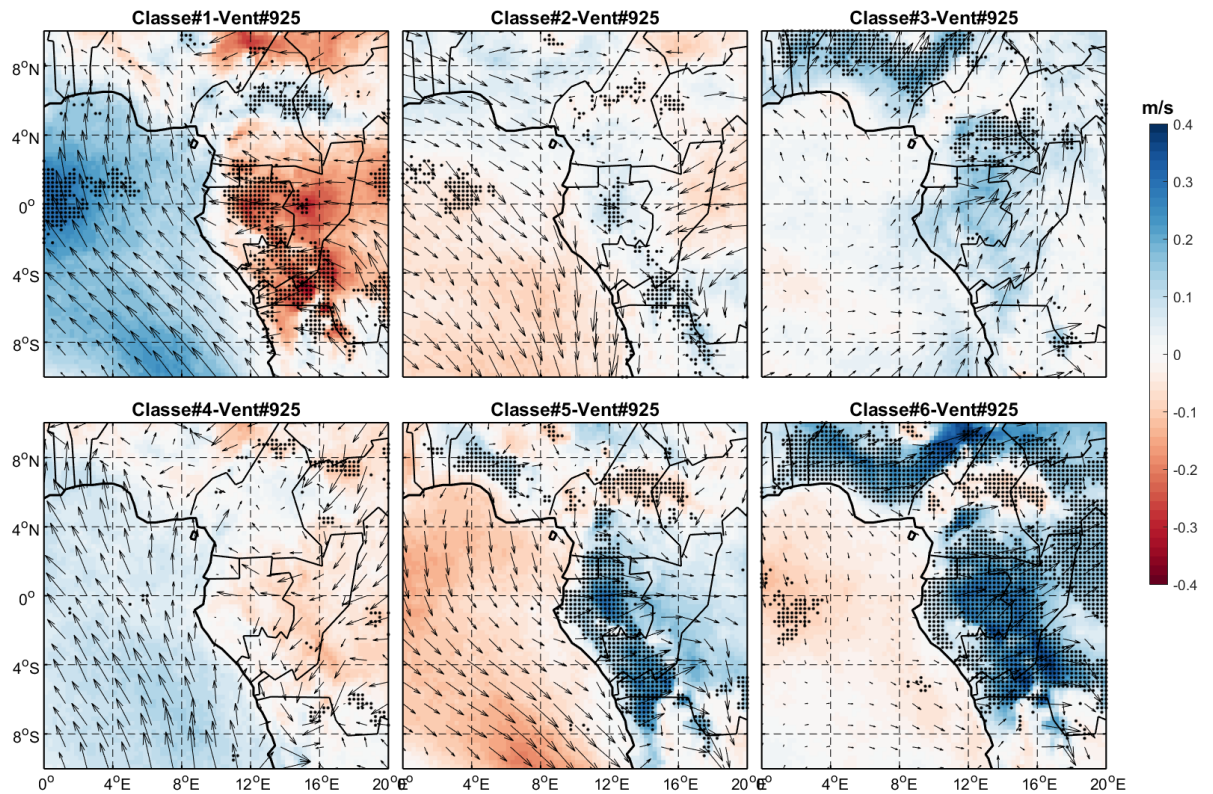


Figure 49 – Composites des anomalies non désaisonnalisées de la fréquence d’occurrence du vent à 925hpa des réanalyses ERA5 sur la période 1979-2018 pour chaque type de classe. Les points noirs représentent les anomalies significatives de la vitesse du vent (m/s) à 95% du degré de significativité après 100 permutations du cycle saisonnier. Les aplats (couleurs) représentent les anomalies de la vitesse du vent et les vecteurs leur direction.

La figure 50 représente les séquences composites de chacune des types de classe, allant de T0-6 jours à T0+8 jours. Ces composites sont réalisées en considérant pour une classe donnée, la différence entre les indices binaires du i-ème jour et du jour i-1.

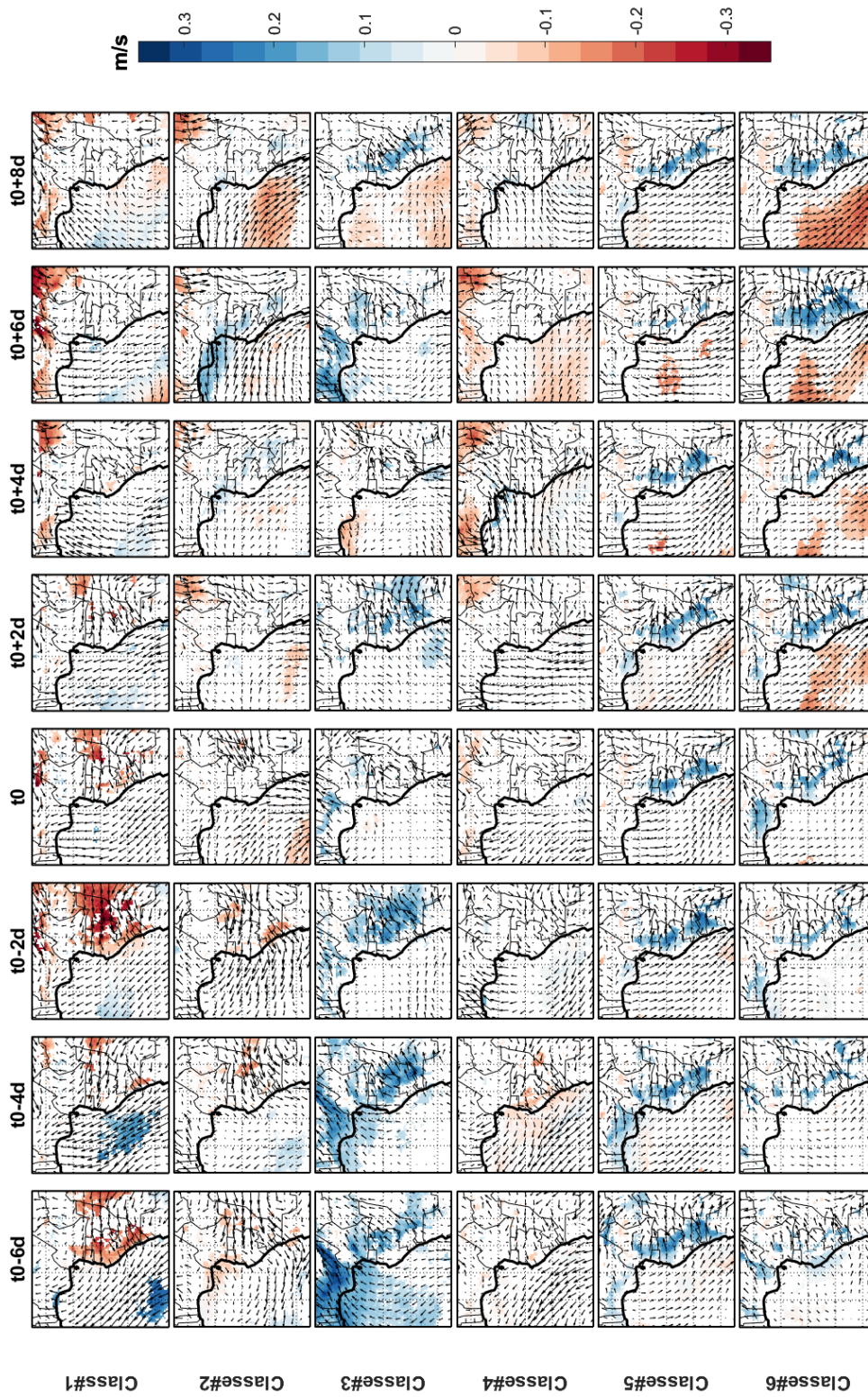


Figure 50 – Séquences composites associées à chaque type de classes allant de T0-6 à T0+8 au pas de 2 jours des anomalies non désaisonnalisées de la vitesse du vent (couleurs, m/s) et du vent à 925hpa. Pour des raisons d'interprétation, uniquement les anomalies significatives de la vitesse du vent (couleurs) à 95% du degré de significativité (après 100 permutations des séquences saisonnières) sont représentées.

Pour les données ERA5, la classe 1 décrit un renforcement de la vitesse du vent dans l'océan à T0-6 et T0-4 et un affaiblissement au Gabon couplé aux anomalies d'est perpendiculaire à la côte à T0-2. Pour la classe 2, aucun signal significatif n'est observé sur la façade atlantique sauf au niveau du Golfe de Guinée marquée par un renforcement de la vitesse du vent accompagné par des anomalies d'ouest à T0+6. Pour la classe 3, le renforcement de la vitesse du vent est observé de T0-6 à T0-2, avec un affaiblissement des alizés sur l'océan à T0-2 et sur l'ensemble du bassin à partir de T0. Pour ce qui est des classes (classe5 et 6) les plus sombres de EECRA, la stationnarité observée sur les versants est accompagnée des anomalies d'ouest, même si la signature des nuages bas ERA5 à la classe 5 devient moins significative à partir de T0+2. Pour la classe 6, et à partir de T0+2 jusqu'à T0+8, le vent s'affaiblit progressivement sur l'océan et au-dessus du golfe de Guinée accompagné par un renforcement de la mousson de nord-ouest.

Bien que la vitesse du vent soit contrôlée par la topographie, l'analyse des structures spatiales (figure 49 et 50) montrent que la distribution des nuages bas ERA5 obéit à la vitesse du vent. Pour les classes 5 et 6 alors que la couverture nuageuse est maximale, la vitesse du vent est plus intense associée à une divergence qui serait le moteur de l'advection de l'humidité de l'océan vers le continent. Par contre sur les plaines côtières (figure 32b) du Sud-ouest du Gabon et à port Gentil, alors que la classification EECRA (figure 45) indiquent une forte couverture nuageuse, la vitesse du vent est extrêmement faible. Tout de même au niveau des versants la signature des nuages bas pour les classes 5 et 6 est accompagnée d'anomalies d'ouest positives de la vitesse du vent. La surestimation des nuages bas à la classe 1 et la sous-estimation aux classes 5 et 6 au Gabon (figure 48) comparées à la classification EECRA pose la question de la représentativité des nuages bas dans ERA5. De même, la différence dans la représentativité des nuages bas ERA5 sur les plaines côtières et les versants Est (jusqu'aux plateaux) ainsi que la signature du vent dans les régions sus évoquées laissent entrevoir des processus différents selon qu'on soit à la côte ou plus loin dans le continent qui accompagneraient la formation des nuages bas.

c) Les températures de surface de la mer (SSTs)

Une analyse des SSTs à l'échelle intra-saisonnière (figure 51) montrent des comportements différents pour chacune des 6 classes. La classe la moins couverte (classe1) et la classe4 sont associées aux anomalies chaudes dans l'atlantique Est. Au même moment, les classes 5 et 6 qui sont les plus nuageuses observent des anomalies froides dans l'Atlantique jusqu'au Golfe de Guinée. Une analyse des séquences temporelles (figure 52) des composites des anomalies de surface de la mer montre une relative stabilité du comportement de l'océan.

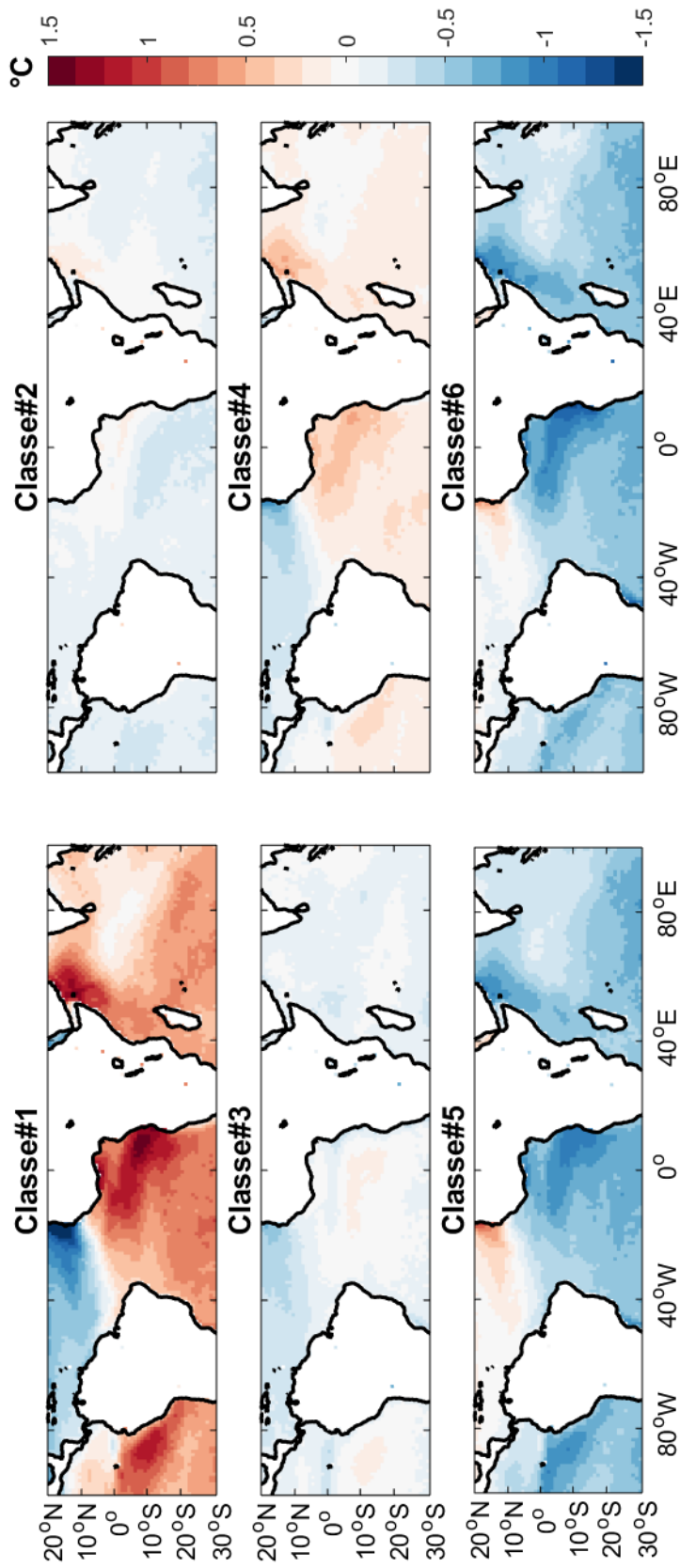


Figure 51 – Anomalies non désaisonnalisées des températures de surface de la mer (°C) allant de 1979-2018 pour les 6 classes de nuages bas.

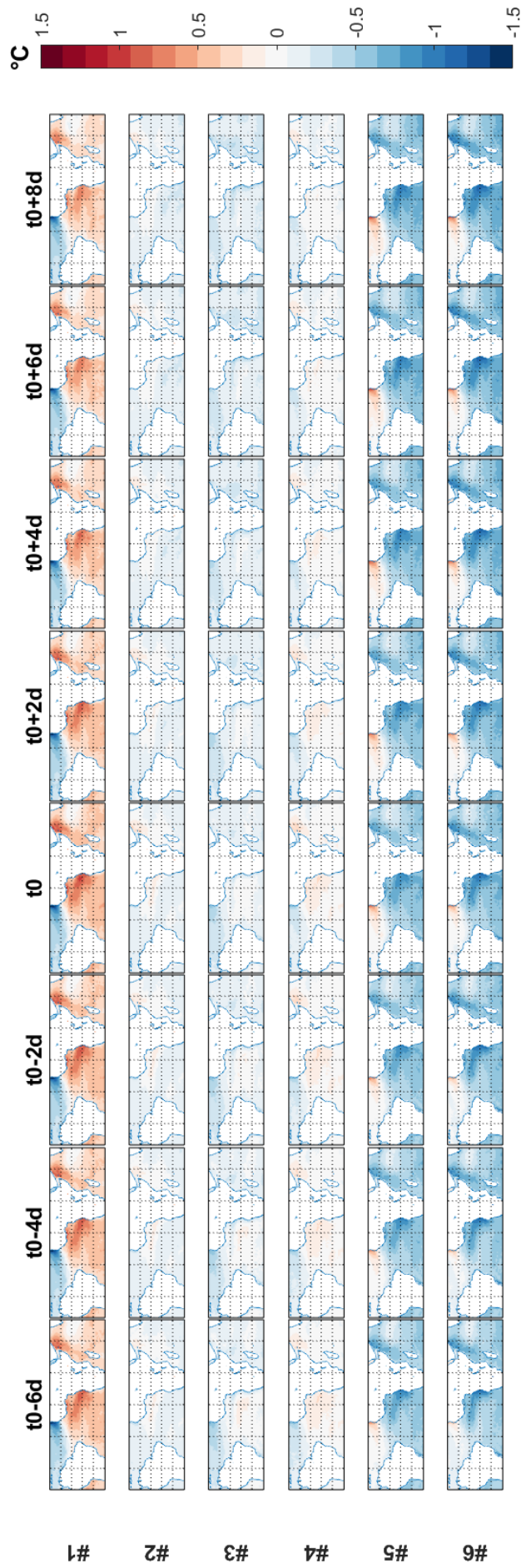


Figure 52 – Séquences temporelles des composites d'anomalies non désaisonnalisées des températures de surface de la mer ($^{\circ}\text{C}$) allant de T0-6 à T0+8 pour la période de 1979-2018 et pour les 6 classes de nuages bas.

d) Le rayonnement solaire incident

Comme précédemment, les types de classe ont été utilisés pour construire des composites des anomalies non désaisonnalisées du rayonnement direct atteignant la surface de la terre. Le but de cette analyse est de voir la signature du rayonnement dans chaque classe et leur modulation par les nuages bas. La figure 53 présente les résultats de ces analyses composites. La classe 1 représentant un ciel clair est caractérisée par un bassin plus éclairé (environ $30 \sim 40 \text{ W/m}^2$ de plus) tandis que la classe 6 la plus couverte est la plus sombre. La classe 3 présente un dipôle Sud/nord, et les classes 4 et 5 un dipôle Est/ouest plus au sud du Gabon en parfaite adéquation (sauf la classe 4) avec la densité de la couverture nuageuse basse EECRA (figure 45).

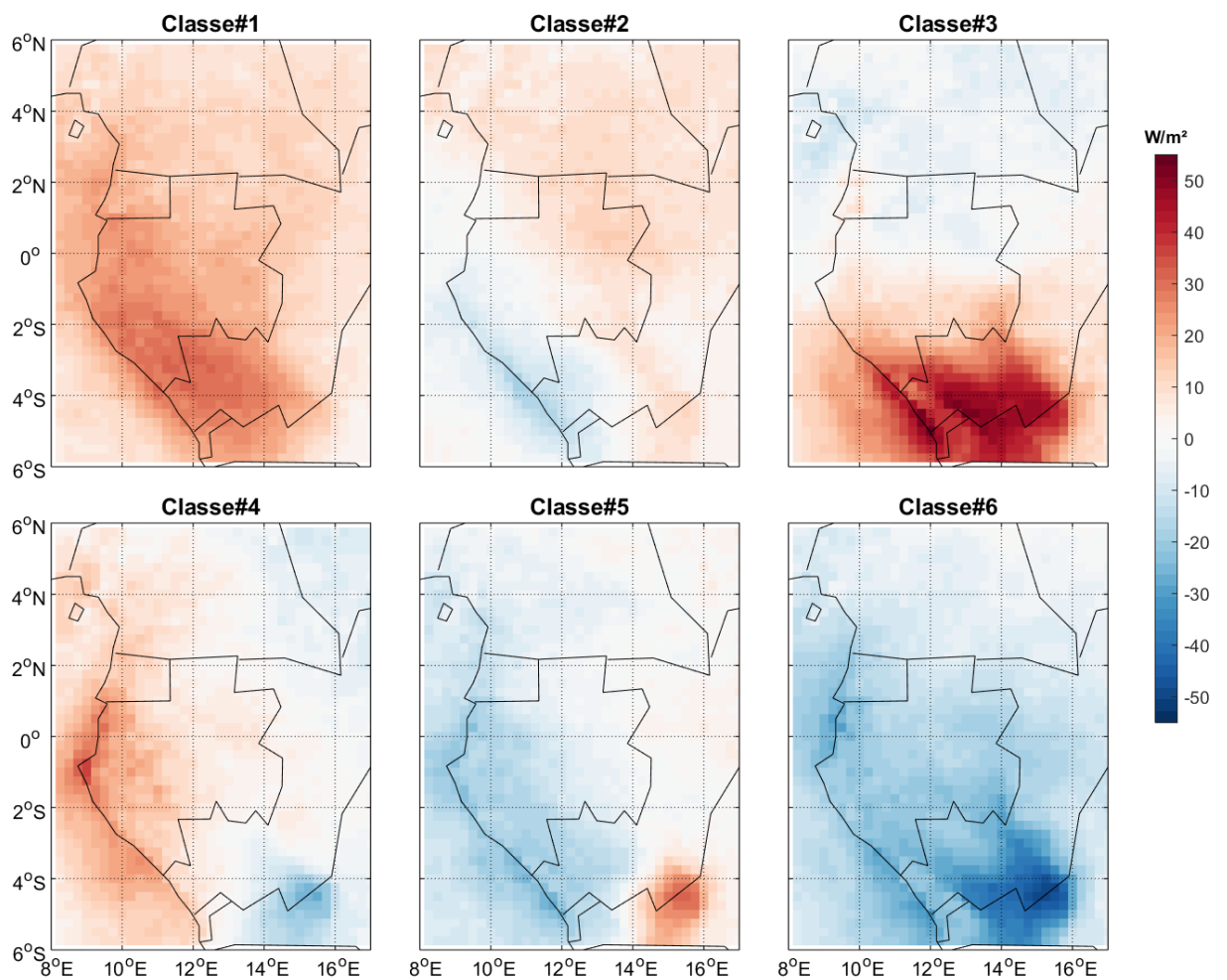


Figure 53 – Composites des anomalies non désaisonnalisées du rayonnement solaire DNI (1983-2015) pour chacune des classes de nuages bas.

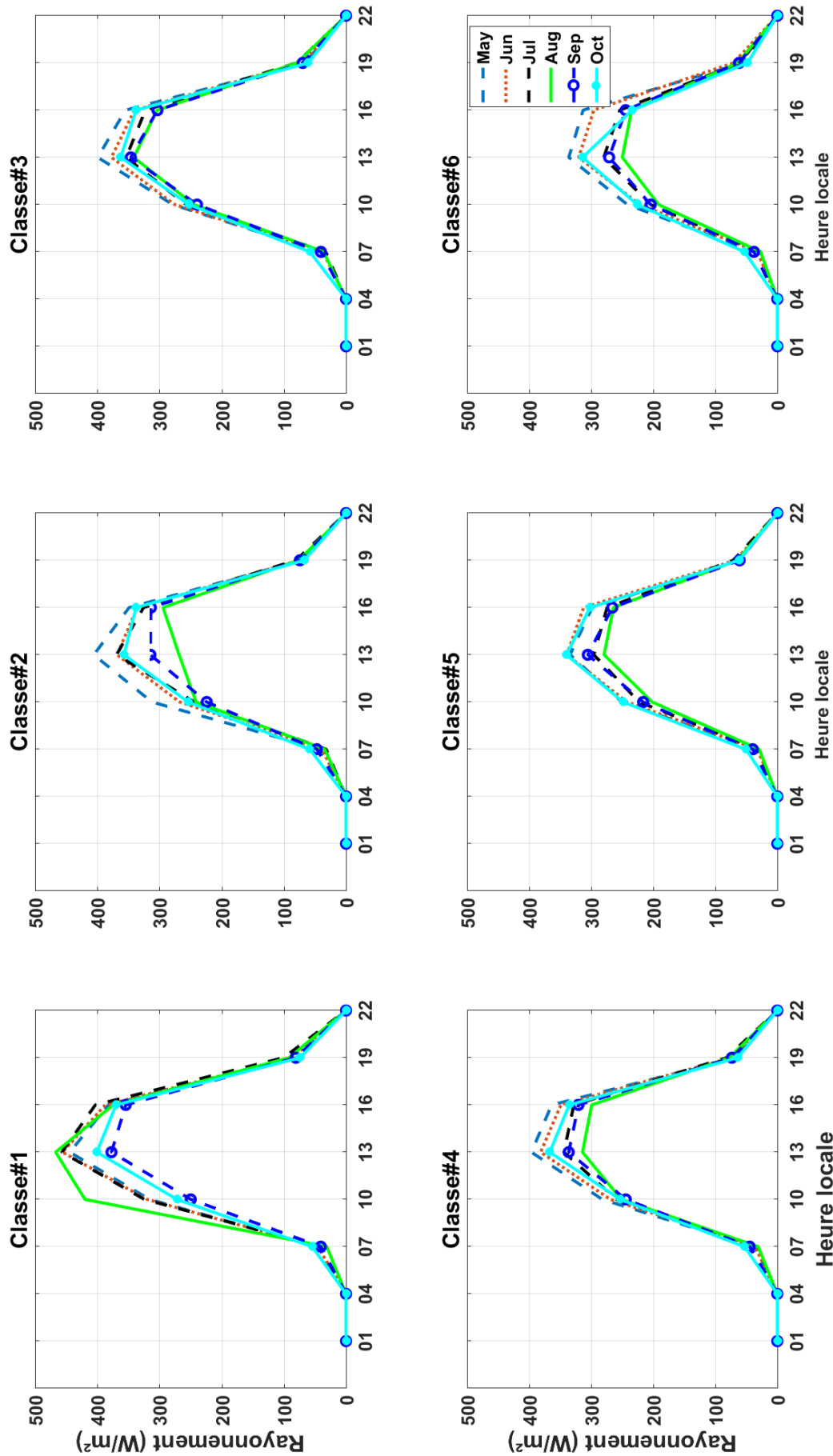


Figure 54 – Cycle diurne du rayonnement DNI (1983-2009) pour chacune des classes de nuages bas EECRA. Pour chaque classe de nuages bas, le cycle diurne de chacun des mois de la saison MJJASO est représenté. Uniquement les pixels (26) du rayonnement DNI au-dessus des stations EECRA ont été utilisés.

La figure 54 représente le cycle diurne du rayonnement solaire pour chacune des classes de nuages bas. Seuls les pixels proches des 26 stations EECRA ont été utilisés pour le tracé de cette figure. L'analyse de cette figure montre que pour chacune des classes, le maximum du cycle diurne de rayonnement est observé à 13 LT. Excepté la classe 1 qui observe le maximum de cycle diurne au mois d'Août, toutes les autres classes observent leur maximum au mois de Mai. L'amplitude des cycles diurnes de rayonnement des classes suit considérablement la distribution des nuages bas EECRA. Cette amplitude va de façon décroissante de la classe 1 (moins nuageuse), vers la classe 6 (plus sombre). Ces résultats corroborent les attentes et répondent à l'hypothèse selon laquelle les nuages modulent le rayonnement solaire incident.

Tableau 5 – Tableau des valeurs représentant la couverture nuageuse (en Octas) pour chaque classe et par mois des nuages bas EECRA.

Classes \ Mois	Mois					
	Mai	Juin	Juillet	Août	Septembre	Octobre
1	3.53	3.49	3.48	3.66	3.64	3.86
2	4.45	4.61	4.66	4.91	4.81	4.70
3	4.68	4.80	4.86	5.10	5.03	4.90
4	4.93	5.16	5.34	5.37	5.29	5.14
5	5.63	5.68	5.90	5.94	5.83	5.66
6	6.07	6.23	6.42	6.52	6.28	6.11

La classification des nuages basée sur les observations in situ EECRA nous a permis d'obtenir une représentation des nuages en 6 classes. Elles vont dans cet ordre des classes moins couvertes (représentant un ciel clair) aux classes les plus nuageuses (ciel couvert, classes 5 et 6). Les analyses composites nous donnent des résultats en quasi-adéquation avec la typologie des classes EECRA pour chacune des classes exception faite de la classe 4. Tout d'abord les composites des nuages ERA5 observent un déficit de couverture en nuages bas à la classe 4 (figure 49) alors que cette classe enregistre en moyenne et pour tous les mois de la saison des quantités de nuages supérieures aux classes 2 et 3 (tableau 2, figure 45) qui enregistrent un excédent en nuages bas (figure 48). En terme de dynamique atmosphérique, les classes 1 et 4 décrivent quasiment le même comportement dynamique (Figure 49) alors que les quantités de nuages varient en moyenne mensuelle (tableau 2) de 3.5 et 5 octas respectivement pour les classes 1 et 4. Une observation des classes 2 et 3 montrent que celles-ci enregistrent dans ERA5 un excédent relatif par rapport à la classe 4 (figure 48). La particularité de la classe 4 à décrire des comportements proches de celles de la classe 1 alors

que cette dernière est la moins nuageuse, questionne non seulement des processus qui pourraient entrés en jeu dans cette classe de nuages bas, mais aussi de la capacité des réanalyses améliorées ERA5 à simuler la couverture nuageuse basse.

3.6.3 Analyse spectrale

Pour identifier les fréquences de variabilité présentes dans la région au cours de la saison, l'analyse spectrale des types de classes obtenus par la méthode des K-means a été réalisée. Les résultats obtenus pour chaque type de classe, grâce à la méthode d'entropie maximale appliquée sur les indices calculés et filtrés sur trois jours glissants sont représentés à la figure 55. À l'échelle saisonnière ou annuelle, l'utilisation des chroniques ayant moins de 5% de données manquantes pour chaque type de classes nous permet de déterminer les gammes de variabilité de périodicité dominantes.

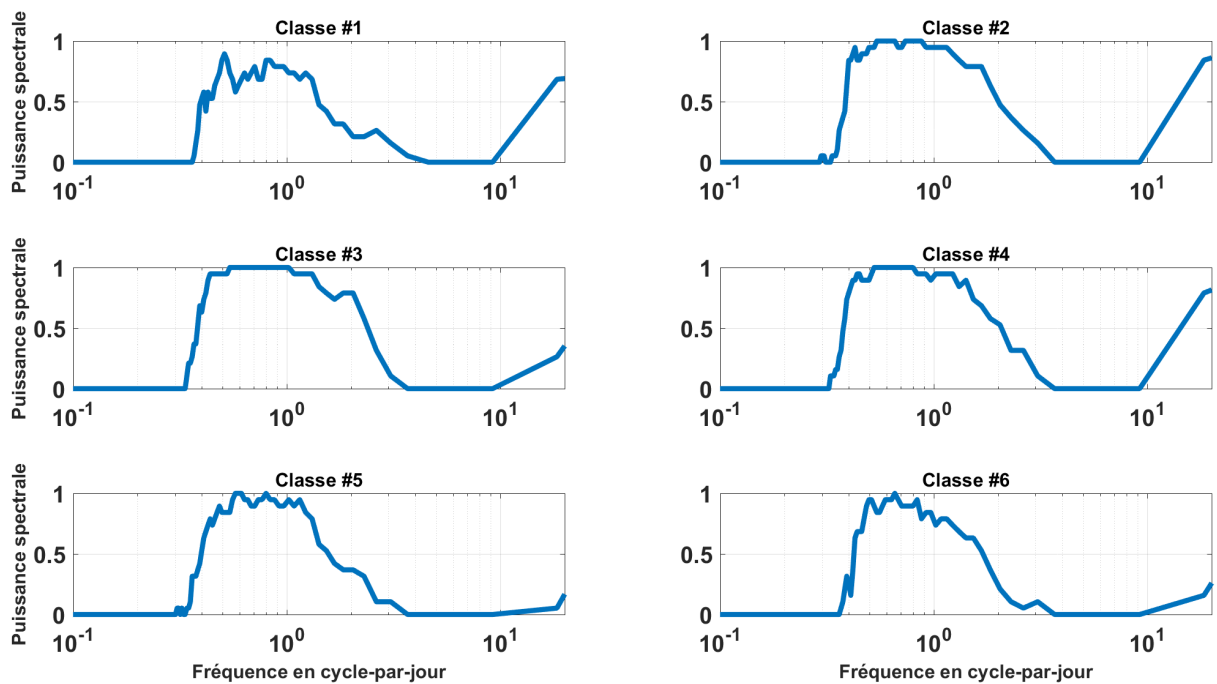


Figure 55 – Spectre de Mai à octobre pour chaque classe de nuages bas pour la période 1974-2009. À l'échelle saisonnière ou annuelle, les chroniques sur trois jours glissants de chaque classe sont calculées et filtrées. Seuls les pics significatifs à 95% du degré de significativité sont représentés.

Les pics significatifs à 95% du degré de significativité sont détectés pour chaque classe. Ils sont particulièrement présents dans une gamme de périodicité allant de 3 à 10 jours. La présence des signaux dans une gamme de périodicité allant de 3-10 jours entre en accord avec les résultats trouvés par Kamsu-Tamo et al. (2014). En effet s'appuyant sur des données d'observations jour-

nalités de convection, de précipitation et des réanalyses, les précédents auteurs ont détecté des structures des gammes de périodicité dominantes de 2-8jours qui traversent l'Afrique Centrale. Outre les signaux de périodicité 2-10jours, on observe également à la figure 56 la présence des signaux saisonniers bien marqués pour les classes 1, 2 et 4.

L'objectif de cette partie était de déterminer et de décrire les différentes signatures spatiales des nuages bas EECRA, d'évaluer la signature des paramètres tels que le vent, le rayonnement, les SSTs et de déterminer les précurseurs pouvant accompagner la formation de ces nuages. Six classes de nuages ont été déterminées. Il ressort que la classe 1 la moins nuageuse observe le maximum de son cycle diurne au mois de Mai entre 16 LT et 22 LT tandis les classes les plus nuageuses (classes 5 et 6) observent leur maximum de cycle à 10 LT entre Juillet et Août. La signature des nuages ERA5 dans les différentes classes montre qu'ils sont fortement contrôlés par la topographie. Caractérisées par des anomalies d'ouest du vent sur les plaines côtières et les versants au vent de la façade Atlantique, les classes les plus nuageuses sont également associées à une remontée d'eaux froides dans l'Atlantique Est. Mais l'analyse des séquences temporelles indiquent plutôt une relative stabilité des températures de surface de la mer. La signature du rayonnement solaire dans les différentes classes respecte à peu près la classification des nuages EECRA. La classe la moins nuageuse (plus nuageuse) de EECRA correspond à la classe la plus éclairée (plus sombre). Le maximum de cycle diurne de rayonnement a lieu à 13 LT. Exceptées les classes 1 et 5 qui observent leur maximum au mois d'août, toutes les autres classes observent leur maximum au mois de Mai. L'amplitude du cycle diurne de la classe 1 est d'environ $475\text{W}/\text{m}^2$ largement au-dessus de $350\text{W}/\text{m}^2$ des classes sombres 5 et 6. L'analyse spectrale montre la présence des signaux de fréquences 2-10jours pour chacune des classes ainsi qu'une forte empreinte de la saisonnalité aux classes 1, 2 et 4.

Conclusion générale et perspectives

Conclusion générale

Ce travail de thèse s'inscrit particulièrement dans le cadre de la documentation de la couverture nuageuse basse en Afrique Centrale. Dans un premier temps, nous avons fait une étude climatologique de la couverture nuageuse sur les trois étages atmosphériques. Cette étude préliminaire nous a permis de déterminer les mois de début de formation des nuages bas, mais aussi de choisir avec objectivité notre saison d'intérêt sur laquelle nous porterons nos analyses. Ainsi :

- ✓ Il ressort que l'extension spatiale des nuages bas diffère selon que l'on soit sur le continent ou sur l'océan. Sur le continent, la distribution des nuages bas en Afrique Centrale suit un gradient ouest/est et sur l'océan un gradient Sud/nord.
- ✓ Sur le continent ces nuages commencent à se former au mois de Mai et se dissipent au mois Novembre. Ils se maintiennent sur l'océan jusqu'au mois de Décembre avec une phase d'intensification de Juillet à Septembre.
- ✓ Les nuages de moyenne altitude bien que très peu fréquent dans le bassin conservent un cycle saisonnier constant
- ✓ Les nuages hauts semi-transparents dominant pour l'essentiel la couverture nuageuse dans la zone.

Nous avons également essayé d'établir au moyen des données de pluies TRMM, des données de rayonnement ou de la combinaison des deux produits, de délimiter la charnière climatique en Afrique Centrale. Cette charnière devrait caractériser la limite climatique entre l'hémisphère nord et l'hémisphère sud. Les données TRMM sont les seuls produits qui nous ont permis de distinguer ces deux grandes régions climatiques, même si la délimitation n'est pas très correcte. Ces deux régions (distinguées en trois zones) sont quasi symétriques par rapport à l'équateur géographique. Elles diffèrent par l'évolution du cycle saisonnier moyen des précipitations mais également par les mécanismes qui engendrent les pluies. Dans l'hémisphère nord, même si les deux zones de cet hémisphère sont sous l'influence du JET et de AEJ-N, nous avons pu distinguer le golfe de

guinée du reste du bassin équatorial. D'abord en raison de son cumul annuel de précipitation (2400mm) et du retard observé dans le timing du premier pic de pluies, mais aussi en raison de l'influence de la topographie et des advections océaniques. La variabilité saisonnière des nuages bas nous montre que ceux-ci sont plus occultants sur la façade Atlantique pendant la saison JJAS. Nous nous sommes focalisés dans la suite sur les nuages bas car les mécanismes de formation de ces nuages sont encore mal connus en Afrique Centrale. Surtout que le maintien de ces nuages pourrait être compromis dans un contexte de changement climatique avec des conséquences sur les forêts du bassin du Congo. Il était question dans cette partie d'étudier finement le cycle diurne des nuages bas, leur étendue spatiale au moyen de plusieurs sources de données, et d'aborder les mécanismes dynamiques qui peuvent accompagner la formation de ces nuages bas. Il ressort donc que :

- ✓ La signature spatiale des nuages bas sur la façade Atlantique, l'amplitude et la phase du cycle diurne sont fortement contrôlées par la topographie. Ainsi nous avons partitionné notre zone d'étude pour distinguer les plaines côtières, les plateaux et les versants dans notre analyse. Une analyse comparée avec les produits EECRA montre que les plaines côtières sont plus nuageuses et présentent un pic de nuages entre 04 et 06 heure locale. Au niveau des plateaux et des versants au vent, l'amplitude du cycle diurne est plus grande et la phase est observée plutôt vers 10 heure locale. Les versants Est des hautes terres sont moins couverts en nuages bas et le pic est observé en fin de matinée.
- ✓ Alors qu'on observe en JJAS un gradient Nord/Sud des SSTs et une remontée des eaux froides dans l'Atlantique Est, la dynamique atmosphérique en présence décrit une circulation de Walker d'échelle régionale qui favoriserait le développement de nuages bas. Des composites visant à sélectionner dans les réanalyses ERA-intérim les jours de SAFNWC couvrants au moins 75% de nuages bas au Gabon sur trois jours consécutifs ont été réalisées. Ces jours nuageux sont associés à une ascendance à 13 heure locale dans le bassin et de la subsidence à la cote à 07 heure locale. L'humidité relative (90%) en présence dans la zone favoriserait les conditions de stabilité et limite l'extension verticale des couches nuageuses. De même l'effet de foehn marqué par une décroissance de la température potentielle favorise la dissipation des nuages bas sur les versants Est des hautes terres.

Nous avons également procédé à la détermination des structures spatiales de la couverture nuages basses des données in situ EECRA. L'idée étant d'analyser la signature des autres composantes atmosphériques comme le vent, les SSTs, le rayonnement et de déterminer les précurseurs potentiels de nuages bas. Ainsi, en appliquant la méthode statistique dite des centres mobiles sur

26 stations EECRA de la façade atlantique, six classes de nuages bas ont été discriminées. Les classes sont caractérisées par leur densité en couverture des nuages bas. Elles sont rangées des classes les moins couvertes (plus éclairées) vers les classes les plus couvertes (plus sombres). Il ressort que :

- ✓ La classe 1 la moins nuageuse observe le maximum de son cycle diurne au mois de Mai entre 16 heure locale et 22 heure locale tandis les classes les plus nuageuses (classes 5 et 6) observent leur maximum de cycle à 10 heure locale entre Juillet et Août. La signature des nuages ERA5 dans les différentes classes montre qu'ils sont fortement contrôlés par la topographie. Concernant les classes les plus sombres (plus nuageuses, classes 5 et 6), elles sont caractérisées sur les plaines et les versants au vent par des anomalies d'ouest du vent ainsi qu'une remontée d'upwelling dans l'atlantique Est. Mais l'analyse des séquences temporelles allant de T0-6 à T0+8 jours montrent que les températures de surface de la mer ne varient presque pas dans temps. La signature du rayonnement solaire dans les différentes classes respecte à peu près la classification des nuages EECRA. La classe la moins nuageuse (plus nuageuse) de EECRA correspond à la classe la plus éclairé (plus sombre). Le maximum de cycle diurne de rayonnement à lieu à 13 heure locale. Exceptées les classes 1 et 5 qui observent leur maximum au mois d'août, toutes les autres classes observent leur maximum au mois de Mai. L'amplitude du cycle diurne de la classe 1 est d'environ $475\text{W}/\text{m}^2$ largement au-dessus de $350\text{W}/\text{m}^2$ des classes sombres 5 et 6. L'analyse spectrale montre la présence des signaux de fréquences 2-10jours pour chacune des classes ainsi qu'une forte empreinte de la saisonnalité aux classes 1, 2 et 4.

Ayant utilisé plusieurs sources de donnée, cette thèse a été aussi l'occasion de faire des comparaisons entre les produits SAFNWC et les observations in situ. L'idée étant de déterminer et d'expliquer les causes de potentiels biais dans les produits SAFNWC. Ainsi les analyses ont montré que les produits SAFNWC sous-estiment les nuages bas de nuit par rapport aux observations in situ EECRA. Cette sous-estimation proviendrait du choix des seuils températures de brillances pour les créneaux horaires nocturnes. Plus plausible reste le choix du maillage spatial ou du nombre de pixel choisi autour d'une station EECRA pour décrire cette dernière. En effet en prenant un espace de 3km (1pixel) ou de 9km (3 pixels) autour des stations, cela n'a pas permis d'améliorer de façon significative la détection des nuages bas dans SAFNWC. Mais pour un seuillage à 21 km (7x7pixels) et en supposant que si un pixel est couvert alors tous les autres sont également couverts, une nette amélioration a été observée et les fréquences du cycle des nuages bas SAFNWC se rapprochent des celles de EECRA. Les analyses jusqu'ici réalisées

ne nous renseigne pas sur les éléments qui pourraient engendrer la formation, le maintien et la dissipation des nuages. Les réanalyses ERA-intérim et ERA5 ne nous ont pas permis de mettre en exergue la présence des jets nocturnes de basses couches comme en Afrique de l'ouest. Bien que nous ayons pu détecter les signaux de 2-10 jours qui seraient présents dans la zone, la nature de ces signaux reste inconnue et leur impact sur la couverture nuageuse basse reste incertaine.

Perspectives

Les perspectives envisageables à l'issue de ce travail sont les suivantes :

- Etudier les processus qui engendrent la formation, le maintien et la dissipation des nuages bas en Afrique centrale.
- Investiguer le rôle joué par les nuages bas dans le climat de la sous-région.

► Sur l'analyse des processus

La climatologie des nuages bas nous a montré que ces derniers sont plus occultants en JJAS. Ils commencent à se former au mois de Mai et se dissipent au mois de Septembre. Utilisant les produits satellitaires et d'observations in situ, le cycle diurne des nuages a également été profondément étudié dans ce travail. Mais les précurseurs de ces nuages bas n'ont pas encore été élucidés. Nous avons essayé de mettre en exergue au moyen des réanalyses la présence des jets nocturnes de basses couches sans succès. L'analyse spectrale à tout de même ouvert une brèche sur la présence des signaux atmosphériques de types d'ondes qui traverseraient la sous-région. Il serait donc indispensable de pousser les analyses afin de schématiser les processus microphysiques, dynamiques et thermodynamiques qui caractérisent les nuages bas en Afrique Centrale afin de décrire les mécanismes qui engendrent la formation des nuages bas et qui les dissipent.

► Sur le rôle joué par les nuages

La plupart des études qui portent sur le climat de l'Afrique Centrale s'intéresse beaucoup plus aux projections climatiques et à l'évaluation des modèles climatiques à simuler efficacement le climat de la sous-région. Les paramètres jusqu'à présent pris en compte sont généralement la convection, les précipitations, le vent, l'humidité ignorant ainsi le rôle que pourrait jouer les nuages et particulièrement les nuages bas. Dans ce travail au travers de la discrimination en types de classe, nous avons essayé de montrer l'impact de la couverture nuageuse basse sur le rayonnement incident. Il serait donc judicieux de pousser les analyses en adoptant d'autres méthodes pour évaluer l'impact des nuages bas sur la température et même les précipitations. L'utilisation d'un modèle climatique prenant en compte ces paramètres pourrait être nécessaire. Etant donné que la

terre est recouverte à 70% de nuages, ces derniers ont tendance à réfléchir le rayonnement solaire incident pendant la journée contribuant au refroidissement de la terre. De même pendant la nuit ils bloquent le rayonnement infrarouge émis par la terre contribuant ainsi au réchauffement de cette dernière et de l'atmosphère terrestre en générale. Dans la même lancée, certains auteurs pensent que la manière dont les nuages couvrent la terre pourrait être entrain de changer en raison du réchauffement global. Les calculs du GIEC sur le changement climatique basés sur une estimation de la couverture nuageuse présentent une marge d'erreur importante, comme souligné dans son rapport de 2013. C'est même la principale marge d'erreur des modèles actuels de prévision. Il s'avère donc nécessaire de poursuivre les études à l'échelle inter annuelle pour évaluer l'impact à long terme des nuages sur le climat.

Références bibliographiques

- Allen, C.D., A.K. Macalady, H. Chenchouni, D. Bachelet, N. McDowell, M. Venne-
tier, T. Kitzberger, A. Rigling, D.D. Breshears, E.T. Hogg, P. Gonzalez, R. Fen-
sham, Z. Zhang, J. Castro, N. Demidova, J.H. Lim, G. Allard, S.W. Running,
A. Semerci, and N. Cobb, 2010 : A global overview of drought and heat-induced tree
mortality reveals emerging climate change risks for forests. *Forest Ecology and Manage-
ment*, **259**, 660–684.
- Barry, R., and R. Chorley, 1992 : *Identification of processes driving low-level westerlies in
West Equatorial Africa*. 6th ed. Routledge, 392 pp.
- Barry, R., and R. Chorley, 2005 : *Intertropical convergence zone (ITCZ)*. J. E. Oliver, Ed.,
Springer, 429–432.
- Bartholomew, D.J., 1987 : *Latent Variable Models and Factor Analysis*. London : Charles
Griffin & Co. Ltd.
- Bony, S., and J.L. Dufresne, 2007 : Processus régissant la sensibilité climatique. *La Météoro-
logie*, **8**, 29.
- Brooks, C.P., and H. Braby, 1921 : The clash of the trades in the Pacific. *Quart. J. Roy.
Meteor. Soc.*, **47**, 1–13, <https://doi.org/10.1002/qj.49704719701>.
- Burg, J.P., 1978 : Maximum entropy spectral analysis, paper presented at the 37th annual inter-
national meeting of the society of exploration geophysicists, oklahoma city, okla. *Published
in Modern Spectrum Analysis*, **37**, 42–48.
- Cermak, J., 2012 : Low clouds and fog along the south-western african coast — satellite-based
retrieval and spatial patterns. *Atmospheric Research*, **116**, 15–21.
- Chandrasekhar, S., 1960 : *Radiative Transfer, second English edition*,. 393 pp., Dover Publi-
cation, Inc., New York,.
- Chen, C., and W.R. Cotton, 1987 : The physics of the marine stratocumulus-capped mixed
layer. *J. Atmos. Sci.*, **44**, 2951–2977.
- Chepfer, H., G. Cesana, D. Winker, B. Getzewich, M. Vaughan, and Z. Liu, 2013 :

- Comparison of two different cloud climatologies derived from CALIOP-attenuated backscattered measurements (level 1) : The CALIPSO-ST and the CALIPSO-GOCCP. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **30**, 725–744.
- Childers, D.G.**, 1978 : Modern spectrum analysis. *IEEE Press, Piscataway, N. J.*, **331**.
- Cook, K.H., and E.K. Vizzy**, 2016 : The Congo Basin Walker circulation :Dynamics and connections to precipitation. *Climate Dyn.*, **47**, 697–717. DOI : 10.1007/s00382–015–2864–y.
- de Wasseige, C., D. Devers, P. de Marcken, R. Eba’a Atyi, R. Nasi, and M. P.**, 2009 : The forests of the congo basin : state of the forest 2008.
- Dee, D.P., S.M. Uppala, A.J. Simmons, P. Berrisford, P. Poli, S. Kobayashi, U. Andrae, M.A. Balmaseda, G. Balsamo, P. Bauer, P. Bechtold, A.C.M. Beljaars, L. van de Berg, J. Bidlot, N. Bormann, C. Delsol, R. Dragani, M. Fuentes, A.J. Geer, L. Haimberger, S.B. Healy, H. Hersbach, E.V. Hólm, L. Isaksen, P. Kállberg, M. Köhler, M. Matricardi, A.P. McNally, B.M. Monge-Sanz, J.J. Morcrette, B.K. Park, C. Peubey, P. de Rosnay, C. Tavalato, J.N. Thépaut, and F. Vitart**, 2011 : The ERA-interim reanalysis : configuration and performance of the data assimilation system. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **137**, 553–597.
- del Val, E., J.J. Armesto, O. Barbosa, D.A. Christie, A.G. Gutiérrez, C.G. Jones, P.A. Marquet, and K.C. Weathers**, 2006 : Rain forest islands in the chilean semiarid region : Fog-dependency, ecosystem persistence and tree regeneration. *Ecosystems*, **9**, 598–608.
- Derrien, M.**, 2012 : *Product user manual for “cloud products”, SAF/NWC/CDOP/MFL/SCI/PUM/01*. Issue 3, Rev. 2, Météo France, Lannion, France.
- Derrien, M., and H. Le Gléau**, 2005 : MSG/SEVIRI cloud mask and type from SAFNWC. *Int. J. Remote Sens.*, **26**, 4707–4732, <https://doi.org/10.1080/01431160500166128>.
- Derrien, M., and H. Le Gléau**, 2010 : Improvement of cloud detection near sunrise and sunset by temporal-differencing and region-growing techniques with real-time SEVIRI. *Int. J. Remote Sens.*, **31**, 1765–1780, <https://doi.org/10.1080/01431160902926632>.
- Donlon, C.J., M. Martin, J. Stark, J. Roberts-Jones, E. Fiedler, and W. Wimmer**, 2012 : The operational sea surface temperature and sea ice analysis (OSTIA) system. *Remote Sensing of Environment*, **116**, 140–158.
- Eastman, R., and S.G. Warren**, 2014 : Diurnal cycles of cumulus, cumulonimbus, stratus, stra-

- tocumulus, and fog from surface observations over land and ocean. *Journal of Climate*, **27**, 2386–2404.
- Fotso-Nguemo, T.C., R. Chamani, Z.D. Yepdo, D. Sonkoué, C.N. Matsaguim, D.A. Vondou, and R.S. Tanessong**, 2018 : Projected trends of extreme rainfall events from CMIP5 models over central africa. *Atmospheric Science Letters*, **19**, e803.
- Fotso-Nguemo, T.C., D.A. Vondou, C. Tchawoua, and A. Haensler**, 2016 : Assessment of simulated rainfall and temperature from the regional climate model REMO and future changes over central africa. *Climate Dynamics*, **48**, 3685–3705.
- García-Santos, G., M.V. Marzol, and G. Aschan**, 2004 : Water dynamics in a laurel montane cloud forest in the garajonay national park (canary islands, spain). *Hydrology and Earth System Sciences*, **8**, 1065–1075.
- Gilman, D.L., F.J. Fuglister, and J.M. Mitchell**, 1963 : On the power spectrum of “red noise”. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **20**, 182–184.
- Grodsky, S., J. Carton, and S. Nigam**, 2003 : Near surface westerly wind jet in the Atlantic ITCZ. *Geophys. Res. Lett.*, **30**, 2009. doi.org/10.1029 /2003GL017867.
- Hersbach, H., P. de Rosnay, B. Bell, D. Schepers, A. Simmons, C. Soci, S. Abdalla, M. Alonso-Balmaseda, G. Balsamo, P. Bechtold, P. Berrisford, J.R. Bidlot, E. de Boissésou, M. Bonavita, P. Browne, R. Buizza, P. Dahlgren, D. Dee, R. Dragani, M. Diamantakis, J. Flemming, R. Forbes, A. Geer, T. Haiden, E. Hólm, L. Haimberger, R. Hogan, A. Horányi, M. Janiskova, P. Laloyaux, P. Lopez, J. Munoz-Sabater, C. Peubey, R. Radu, D. Richardson, J.N. Thépaut, F. Vitart, X. Yang, E. Zsótér, and H. Zuo**, 2018 : Operational global reanalysis : progress, future directions and synergies with nwp.
- Holton, J., J. Wallace, and J. Young**, 2014 : On boundary layer dynamics and the ITCZ. *J. Atmos. Sci.*, **28**, 275–280. doi.org/10.1175/1520-0469 (1971)028<0275 :OBL-DAT>2.0.CO ;2.
- Holton, J.R.**, 2004 : *An introduction to Dynamic Meteorology*. Elsevier Academic Press, New York, USA, London, fourth Edition.
- Holton, J.R., and R.S. Lindzen**, 1968 : A note on kelvin waves in atmospheres. *Mon. Wea. Res.*, **96**,, 385–386.
- Huffman, G.J., D.T. Bolvin, E.J. Nelkin, D.B. Wolff, R.F. Adler, G. Gu, Y. Hong, K.P. Bowman, and E.F. Stocker**, 2007 : The TRMM multisatellite precipitation analysis (TMPA) : Quasi-global, multiyear, combined-sensor precipitation estimates at fine scales.

- Journal of Hydrometeorology*, **8**, 38–55.
- ITTO, F.**, 2011 : *The state of forests in the Amazon Basin, Congo Basin and Southeast Asia*. Rome : FAO-ITTO.
- Jackson, B., S.E. Nicholson, and D. Klotter**, 2009 : Mesoscale convective systems over western equatorial africa and their relationship to large-scale circulation. *Monthly Weather Review*, **137**, 1272–1294.
- Janiga, M.A., and C.D. Thorncroft**, 2008 : The influence of African easterly waves on convection over tropical Africa and the east Atlantic. *Mon. Wea. Rev.*, **144**, 171–192, <https://doi.org/10.1175/MWR-D-14-00419.1>.
- Kamsu-Tamo, P.H., S. Janicot, D. Monkam, and A. Lenouo**, 2014 : Convection activity over the guinean coast and central africa during northern spring from synoptic to intra-seasonal timescales. *Climate Dynamics*, **43**, 3377–3401.
- Klein, S.A., and D.L. Hartmann**, 1993 : The seasonal cycle of low stratiform clouds. *Journal of Climate*, **6**, 1587–1606.
- Knippertz, P., A.H. Fink, R. Schuster, J. Trentmann, J.M. Schrage, and C. Yorke**, 2011 : Ultra-low clouds over the southern west african monsoon region. *Geophysical Research Letters*, **38**, n/a–n/a.
- Koteswaram, P.**, 1958 : The easterly jet stream in the tropics. *Tellus.*, **10 (1)**, 43–57., doi : 10.3402/tellusa.v10i1.9220.
- Lawrence, N., and A. Hyvärinen**, 2005 : Probabilistic non-linear principal component analysis with gaussian process latent variable models. *Journal of Machine Learning Research*, **6**, 1783–1816.
- Lewis, S.L., G. Lopez-Gonzalez, B. Sonké, K. Affum-Baffoe, T.R. Baker, L.O. Ojo, O.L. Phillips, J.M. Reitsma, L. White, J.A. Comiskey, M.N.D. K, C.E.N. Ewango, T.R. Feldpausch, A.C. Hamilton, M. Gloor, T. Hart, A. Hladik, J. Lloyd, J.C. Lovett, J.R. Makana, Y. Malhi, F.M. Mbago, H.J. Ndangalasi, J. Peacock, K.S.H. Peh, D. Sheil, T. Sunderland, M.D. Swaine, J. Taplin, D. Taylor, S.C. Thomas, R. Votere, and H. Wöll**, 2009 : Increasing carbon storage in intact african tropical forests. *Nature*, **457**, 1003–1006.
- Li, J., J. Huang, K. Stamnes, T. Wang, Q. Lv, and H. Jin**, 2015 : A global survey of cloud overlap based on CALIPSO and CloudSat measurements. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **15**, 519–536.
- Liang, X.Z.**, 2005 : Evaluation of a GCM subgrid cloud-radiation interaction parameterization

- using cloud-resolving model simulations. *Geophysical Research Letters*, **32**.
- Liou, K.N.**, 1986. : Review – Influence of cirrus clouds on weather and climate process : A global perspective,. *Mon. Wea. Rev.*, **114**,, 1167–1199,.
- Liou, K.N.**, 1992. : Radiation and cloud processes in the atmosphere, Theory, Observation, and Modeling,. *Oxford University Press, New York*,, 487 pp.,.
- Lorenz, E.N.**, 1956 : Empirical orthogonal functions and statistical weather prediction. *Statistical Forecasting Project Department of Meteorology, MIT, Cambridge*.
- Matsuno, T.**, 1966 : Quasi-geostrophic motions in the equatorial area. *J. Meteorol. Soc.*, **44**,, 25–43.
- Mayaux, P., J.F. Pekel, B. Desclée, F. Donnay, A. Lupi, F. Achard, M. Clerici, C. Bodart, A. Brink, R. Nasi, and A. Belward**, 2013 : State and evolution of the african rainforests between 1990 and 2010. *Philosophical Transactions of the Royal Society B : Biological Sciences*, **368**, 20120300.
- Maynard, K., and J.F. Royer**, 2004 : Effects of ?realistic? land-cover change on a greenhouse-warmed african climate. *Climate Dynamics*, **22**, 343–358.
- McGill, M.J., M.A. Vaughan, C.R. Trepte, W.D. Hart, D.L. Hlavka, D.M. Winker, and R. Kuehn**, 2007 : Airborne validation of spatial properties measured by the CALIPSO lidar. *Journal of Geophysical Research*, **112**.
- Mekonnen, A., C.D. Thorncroft, A.R. Aiyyer, and G.N. Kiladis**, 2008 : Convectively coupled Kelvin waves over tropical Africa during the boreal summer : Structure and variability. *J. Climate*,, **21**, 6649–6667, <https://doi.org/10.1175/2008JCLI2008.1>.
- Michelangeli, P.A., R. Vautard, and B. Legras**, 1995 : Weather regimes – recurrence and quasi-stationnarity,. *J. Atmos. Sci.*, **52**,, 1237–1256.
- Mpounza, M., and M.J. Samba-Kimbata**, 1990 : Aperçu sur le climat de l’Afrique centrale occidentale. Paysages quaternaires de l’Afrique centrale atlantique,. *Neufchateau : Weyrich*,, **67**,, ORSTOM, pp. 31.
- Mueller, R., T. Behrendt, A. Hammer, and A. Kemper**, 2012 : A new algorithm for the satellite-based retrieval of solar surface irradiance in spectral bands. *Remote Sensing*, **4**, 622–647.
- Mueller, R., C. Matsoukas, A. Gratzki, H. Behr, and R. Hollmann**, 2009 : The CM-SAF operational scheme for the satellite based retrieval of solar surface irradiance — a LUT based eigenvector hybrid approach. *Remote Sensing of Environment*, **113**, 1012–1024.
- Nasi, R., A. Taber, and N.V. Vliet**, 2011 : Empty forests, empty stomachs? bushmeat and

- livelihoods in the congo and amazon basins. *International Forestry Review*, **13**, 355–368.
- Nesbitt, S.W., and E.J. Zipser**, 2003 : The diurnal cycle of rainfall and convective intensity according to three years of TRMM measurements. *J. Climate*,, **16**, 1456–1475, <https://doi.org/10.1175/1520-0442-16.10.1456>.
- Neupane, N.**, 2016 : The congo basin zonal overturning circulation. *Advances in Atmospheric Sciences*, **33**, 767–782.
- Newell, R.E.**, 1979 : Climate and the ocean.,. *American Scientist*,, **67**.
- Nicholson, S.E.**, 2018 : The ITCZ and the seasonal cycle over equatorial africa. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **99**, 337–348.
- Nicholson, S.E., and J.P. Grist**, 2003 : The seasonal evolution of the atmospheric circulation over West Africa and equatorial Africa. *J Clim*, **16**, 1013–1030, DOI : 10.1175/1520-0442(2003)016<1013 :TSEOTA>2.0.CO;2.
- Nieuwolt, S.**, 1977 : Tropical Climatology : An Introduction to the Climates of the Low Latitudes. *John Wiley and Sons*,, **10 (1)**, 297 ..
- Oort, A.H., and J.P. Peixoto**, 1993 : Interhemispheric comparisons based on a 15 year atmospheric data set. In first International Conference on Southern Hemisphere Meteorology., *Boston, MA : Amer. Meteor. Soc.*,, 12–16.
- Paltridge, G.W.**, 1980. : Cloud-radiation feedback to climate., *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*,, **106**,, 895–899.
- Perez, R.**, 1998 : The strength of satellite-based solar resource assessment. In : *In : Production of Site/Time-specific Irradiances from Satellite and Ground Data, Report 98-3. New York State Energy Research and Development Authority, Corporate Plaza West, 286 Washington Avenue Extension*, pp. 12203–6399.
- Pilié, R.J., E.J. Mack, C.W. Rogers, U. Katz, and W.C. Kocmond**, 1979 : The formation of marine fog and the development of fogstratus systems along the california coast. *J. Appl. Meteor.*, **18**, 1275–1286.
- Pokam, W.M., C.L. Bain, R.S. Chadwick, R. Graham, D.J. Sonwa, , and F.M. Kanga**, 2014 : Identification of processes driving low-level westerlies in west equatorial Africa. *J. Climate*,, **27**,, 4245–4262, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-13-00490.1>.
- Pokam, W.M., L.T. Djiotang, and F.K. Mkankam**, 2012 : Atmospheric water vapor transport and recycling in equatorial central africa through ncep/ncar reanalysis data. *Climate dynamics*,, **38 (9-10)**, 1715–1729. doi :10.1007/s00382-011-1242-7.
- Pokam, W.M., G.N.T. Longandjo, W. Moufouma-Okia, J.P. Bell, R. James, D.A.**

- Vondou, A. Haensler, T.C. Fotso-Nguemo, G.M. Guenang, A.L.D. Tchotchou, P.H. Kamsu-Tamo, R.R. Takong, G. Nikulin, C.J. Lennard, and A. Dosio, 2018 : Consequences of 1.5 °c and 2 °c global warming levels for temperature and precipitation changes over central africa. *Environmental Research Letters*, **13**, 055011.
- Press, W. H., B.P.F.S.A.T., and W.T. Vettering, 1988 : *Numerical Recipes : The Art of Scientific Computing*. Cambridge Univ. Press, New York, 818 pp.
- Ramanathan, V., R.D. Cess, E.F. Harrison, P. Minnis, B.R. Backstrom, E. Ahmad, , and D. Hartmann, 1989. : Cloud-radiative forcing of climate : Results from the Earth Radiation Budget Experiment,. *Science*,, **243**,, 57–63,.
- Roberts, G., M.J. Wooster, and E. Lagoudakis, 2009 : Annual and diurnal african biomass burning temporal dynamics. *Biogeosciences*, **6**, 849–866.
- Roeckner, E., U. Schlese, J. Biercamp, and P. Loewe, 1987 : Cloud optical depth feedbacks and climate modelling. *Nature*,, **329**, 138–140.
- Schrage, J.M., S. Augustyn, and A.H. Fink, 2006 : Nocturnal stratiform cloudiness during the west african monsoon. *Meteorology and Atmospheric Physics*, **95**, 73–86.
- Schrage, J.M., and A.H. Fink, 2012 : Nocturnal continental low-level stratus over tropical west africa : Observations and possible mechanisms controlling its onset. *Monthly Weather Review*, **140**, 1794–1809.
- Schuster, R., A.H. Fink, and P. Knippertz, 2013 : Formation and maintenance of nocturnal low-level stratus over the southern West African monsoon region during AMMA 2006. *J. Atmos.Sci*, **70**, 2337–2355, <https://doi.org/10.1175/JAS-D-12-0241.1>.
- Sèze, G., J. Pelon, M. Derrien, H.L. Gléau, and B. Six, 2014 : Evaluation against CALIPSO lidar observations of the multi-geostationary cloud cover and type dataset assembled in the framework of the megha-tropiques mission. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **141**, 774–797.
- Shannon, C., 1949 : Communication in the presence of noise. *Proceedings of the IRE*, **37**, 10–21.
- Soares-Filho, B.S., D.C. Nepstad, L. Curran, G.C. Cerqueira, R.A. Garcia, C.A. Ramos, E. Voll, A. McDonald, P. Lefebvre, and P. Schlesinger, 2006 : Modelling conservation in the amazon basin. *Nature*, **440**, 520–523.
- Spracklen, D.V., S.R. Arnold, and C.M. Taylor, 2012 : Observations of increased tropical rainfall preceded by air passage over forests. *Nature*, **489**, 282–285.
- Sultan, B., and S. Janicot, 2000 : Abrupt shift of the ITCZ over West Africa and intra-seasonal variability. *Geophys. Res. Lett.*,, **27**, 3353–3356, <https://doi.org/10.1029/1999GL011285>.

- Tanessong, R.S., D.A. Vondou, P.M. Igri, and F.M. Kamga**, 2012 : Evaluation of eta weather forecast model over central africa. *Atmospheric and Climate Sciences*, **02**, 532–537.
- Taylor, J.W., S.L. Haslett, K. Bower, M. Flynn, I. Crawford, J. Dorsey, T. Choularton, P.J. Connolly, V. Hahn, C. Voigt, D. Sauer, R. Dupuy, J. Brito, A. Schwarzenboeck, T. Bourriane, C. Denjean, P. Rosenberg, C. Flamant, J.D. Lee, A.R. Vaughan, P.G. Hill, B. Brooks, V. Catoire, P. Knippertz, and H. Coe**, 2019 : Aerosol influences on low-level clouds in the west african monsoon. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **19**, 8503–8522.
- Tipping, M.E., and C.M. Bishop**, 1999 : Mixtures of probabilistic principal component analyzers. *Neural Computation*, **11**, 443–482.
- Tomas, R.A., and P.J. Webster**, 1997 : The role of inertial instability in determining the location and strength of convection. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **123**, 1445–1482, doi.org/10.1002/qj.49712354202.
- Torregrosa, A., C. Combs, and J. Peters**, 2016 : GOES-derived fog and low cloud indices for coastal north and central california ecological analyses. *Earth and Space Science*, **3**, 46–67.
- Torres, O., P.K. Bharta, J.R. Herman, A. Sinyuk, P. Ginoux, and B. Holben**, 2002 : A long-term record of aerosols optical depth from TOMS observations and comparison to AERONET measurements. *J. Atmos. Sci.*, **59**, 398–413, https://doi.org/10.1175/1520-0469(2002)059<0398:ALTROA.2.0.CO;2.
- Tsalefac, M., H.F. Hiol, G. Mahe, A. Laraque, D. Sonwa, P. Scholte, W. Pokam, A. Haensler, T. Beyene, F. Ludwig, F.K. Mkankam, V.M. Djoufack, M. Ndjat-sana, and C. Doumenge**, 2015 : Climat de l’Afrique Centrale : passe, present et futur. In : De Wasseige Carlos (ed.), Tadoum Martin (ed.), Eba’a AtyiRichard (ed.), Doumenge Charles (ed.). Les forêts du Bassin du Congo - Forets et changements climatiques. *Neufchateau : Weyrich*, **67**, 37–52.
- van der Linden, R., A.H. Fink, and R. Redl**, 2015 : Satellite-based climatology of low-level continental clouds in southern west africa during the summer monsoon season. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, **120**, 1186–1201.
- Vautard, R., and M. Ghil**, 1989 : Singular spectrum analysis in nonlinear dynamics, with applications to paleoclimatic time series. *Physica D : Nonlinear Phenomena*, **35**, 395–424.
- Vennetier, M., and C. Ripert**, 2010 : Flore méditerranéenne et changement climatique : la course-poursuite est engagée. forêt méditerranéenne. , **XXXVI (1)**, 15 – 24.
- Vizy, E.K., and K.H. Cook**, 2001 : Mechanisms by Which Gulf of Guinea and Eastern North

- Atlantic Sea Surface Temperature Anomalies Can Influence African Rainfall. *Journal of Climate*, **14**, 795–821. DOI : 10.1175/1520-0442(2001)014<0795 :MBWGOG>2.0.CO ;2.
- Vizy, E.K., and K.H. Cook**, 2009 : A mechanism for African monsoon breaks : Mediterranean cold air surges. *Journal of Geophysical research*, **114**, D01104. doi :10.1029/2008JD010654.
- Waliser, D.E., and C. Gautier**, 1993 : A satellite-derived climatology of the ITCZ. *J. Climate*, **6**, 2162–2174, doi.org/10.1175/1520-0442(1993)006<2162 :ASDCOT>2.0.CO ;2.
- Wallace, J.M., and P.V. Hobbs**, 2006 : *Atmospheric Science : An Introductory Survey*. Academic Press, University of Washington, Second Edition.
- Wang, C.**, 2002 : Atlantic climate variability and its associated atmospheric circulation cells. *J. Climate*, **15**, 1516–1536, DOI :10.1175/1520-0442(2002)015<1516 :ACVAIA>2.0.CO ;2.
- Wayne, R.P.**, 2000. : *Chemistry of Atmospheres*,. Oxford University Press, New York,, 775 pp.
- Winker, D.M., M.A. Vaughan, A. Omar, Y. Hu, K.A. Powell, Z. Liu, W.H. Hunt, and S.A. Young**, 2009 : Overview of the CALIPSO mission and CALIOP data processing algorithms. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **26**, 2310–2323.
- Xie, S.P., and J. Carton**, 2004 : Tropical atlantic variability : Patterns, mechanisms, and impacts. *Geophys. Monogr.*, **147 (AGU)**, 121–142. DOI : 10.1175/1520-0442(2002)015<1516 :ACVAIA>2.0.CO ;2.

Annexe

A Compléments sur l'Analyse en Composante Principale Probabiliste

A.1 Modèles à variables latentes, analyse factorielle

A.1.1 Analyse factorielle

Un modèle de variable latente cherche à relier un modèle de dimension d à un vecteur de dimension q correspondant aux variables latentes (ou non observées) x . Le modèle le plus courant de ce type est l'analyse factorielle (Bartholomew, 1987) où la relation est linéaire :

$$y = Wx + \mu + \varepsilon \quad (3.1)$$

La matrice W de dimension $d \times q$ relie les deux ensembles de variables, tandis que le paramètre μ permet au modèle d'avoir une moyenne non nulle. l'objectif est que, avec $q < d$, les variables latentes offriront une explication plus succincte des dépendances entre les observations. Par convention, $x \sim N(0, I)$, et les variables latentes sont définies comme indépendantes et gaussiennes avec une variance unitaire. En spécifiant en outre que le modèle d'erreur, ou de bruit, doit être également gaussien $\varepsilon \sim N(0, \Psi)$, l'équation (3.1) induit une distribution gaussienne correspondante pour les observations $y \sim N(WW^T + \Psi)$. Les paramètres du modèle peuvent donc être déterminés par le maximum de vraisemblance, bien que, comme il n'existe pas de solution analytique pour W et Ψ , leurs valeurs doivent être obtenues par une procédure itérative. En faite l'hypothèse clé du modèle d'analyse factorielle est que, en limitant la covariance d'erreur Ψ est une matrice diagonale dont les éléments i sont généralement estimés à partir des données, les variables observées t_i sont conditionnellement indépendantes étant donné les valeurs des variables latentes x . Ces variables latentes visent donc à expliquer les corrélations entre l'observation tandis que i représente la variabilité propre à un t_i particulier. C'est ici que l'analyse factorielle diffère fondamentalement de l'ACP standard qui traite effectivement la covariance et la variance de manière identique.

A.1.2 De l'analyse factorielle à l'ACP

En raison de la distinction faite entre variance et covariance dans le modèle standard d'analyse factorielle, le sous-espace défini par les estimations du maximum de vraisemblance des colonnes de W ne correspondra généralement pas au sous-espace principal des données observées. Cependant, certains liens entre les deux méthodes ont été établis, et sont centrés sur le cas particulier d'un modèle d'erreur isotrope, où les variances résiduelles $\Psi_i = \sigma^2$ sont contraintes d'être égales. Ainsi, la variance résiduelle σ^2 est présumée connue. Dans ce cas, le maximum de vraisemblance est équivalent à un critère des moindres carrés, et une solution en composantes principales émerge de manière simple.

A.2 Modèles probabilistes

L'utilisation du modèle de bruit isotrope gaussien $N(0, \sigma^2 I)$ pour en conjonction avec l'équation (A.1) implique que la distribution de probabilité conditionnelle sur l'espace y est donnée par :

$$y|x \sim N(Wx + \mu, \sigma^2 I) \quad (3.2)$$

La distribution marginale sur les variables latentes est gaussienne et définie de manière conventionnelle par $x \sim N(0, I)$, la distribution marginale pour les données observées y est facilement obtenue en intégrant les variables latentes et est également gaussienne : $y \sim N(\mu, C)$, où C est la covariance du model d'observation définie par :

$$C = WW^T + \sigma^2 I \quad (3.3)$$

et

$$W = U_q(\Lambda_q - \sigma^2 I)^{1/2} R \quad (3.4)$$

U_q est une matrice de dimension $d \times q$ contenant sur les colonnes les vecteurs propres de la matrice de covariance S des observations y .

$$S = \frac{1}{N} \sum_{n=1}^N (y_n - \mu)(y_n - \mu)^T \quad (3.5)$$

Λ_q représente la matrice carrée diagonale des q valeurs propres $(\lambda_1, \dots, \lambda_q)$ des vecteurs propres de S et R est une matrice orthogonale arbitraire de dimension $q \times q$.

B Compléments sur la régionalisation

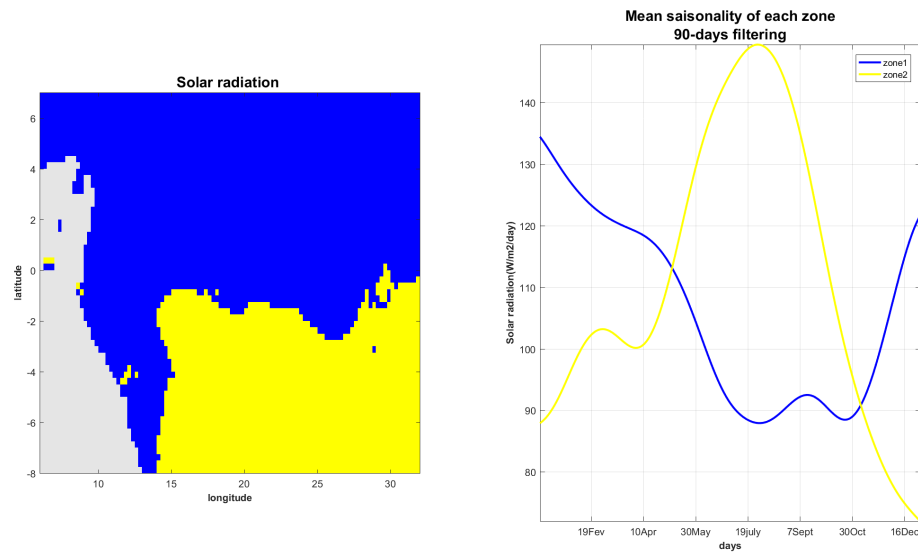


Figure 56 – Partitionnement en deux Régions au moyen de la méthode k-means appliquée sur 5424 pixels continentaux du rayonnement direct DNI pour la période 2000 – 2013. A gauche les différentes zones obtenues. A droite le cycle saisonnier moyen (W/m^2) de chaque zone filtrée à 90 jours

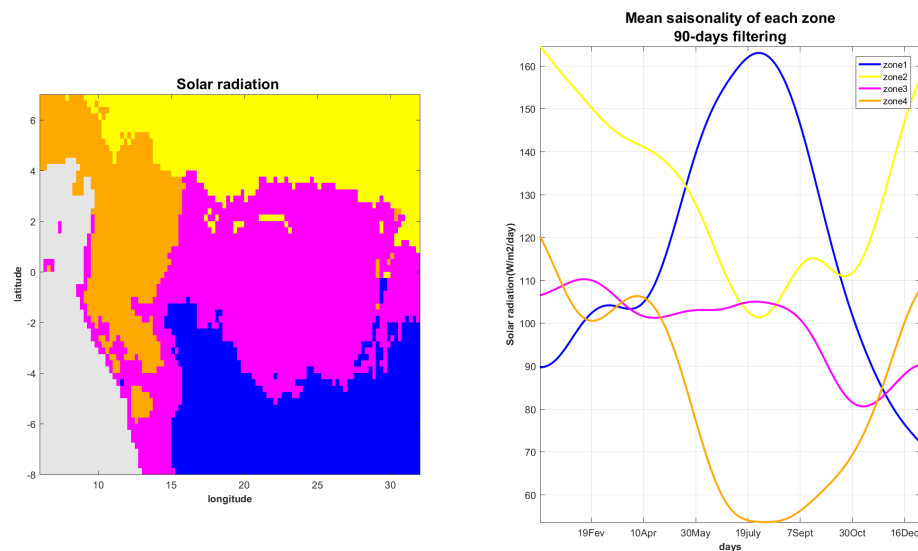


Figure 57 – Partitionnement en quatre Régions au moyen de la méthode k-means appliquée sur 5424 pixels continentaux du rayonnement direct DNI pour la période 2000-2013. A gauche les différentes zones obtenues. A droite le cycle saisonnier moyen (W/m^2) de chaque zone filtrée à 90 jours

Liste de publication

A Publications dans les journaux scientifiques

1. **A. DOMMO**, N. PHILIPPON, Derbetini A. Vondou, G. SÈZE and R. EASTMAN. (2018) : **The June–September Low Cloud Cover in Western Central Africa : Mean Spatial Distribution and Diurnal Evolution, and Associated Atmospheric Dynamics**. *Journal of Climate* 31, **9585–9603**. doi.org/10.1175/JCLI-D-17-0082.1. (*Impact Factor : 4.805*);

The June–September Low Cloud Cover in Western Central Africa: Mean Spatial Distribution and Diurnal Evolution, and Associated Atmospheric Dynamics

A. DOMMO

Laboratory of Environmental Modeling and Atmospheric Physics, University of Yaoundé 1, Yaoundé, Cameroon

N. PHILIPPON

IGE, University of Grenoble Alpes, CNRS, IRD, Grenoble INP, Grenoble, France

DERBETINI A. VONDOU

Laboratory of Environmental Modeling and Atmospheric Physics, University of Yaoundé 1, Yaoundé, Cameroon

G. SÈZE

LMD, IPSL, UPMC, CNRS, EP, ENS, Paris, France

R. EASTMAN


Department of Atmospheric Sciences, University of Washington, Seattle, Washington

(Manuscript received 15 February 2017, in final form 23 March 2018)

ABSTRACT

Western central Africa (WCA) was recently shown to be one of the cloudiest areas of the tropics. Analyzing an ensemble of satellite products and surface cloud observations, we show that in June–September, WCA cloud cover is dominated by single-layered low stratiform clouds. Despite an underestimation of low cloud frequency in satellite estimates at night, comparisons with surface observations bring insights into the spatial distribution and diurnal cycle of low clouds. Both appear strongly influenced by orography: to the west, the coastal plains and the ocean-facing valleys have the largest cloud cover and a lower-amplitude diurnal cycle with a maximum cloud phase at 0400 local time (LT). To the east, across the windward slopes, plateaus, and downwind slopes, the cloud cover becomes progressively reduced and the diurnal cycle has a larger amplitude with a maximum cloud phase at 1000 LT. In terms of atmospheric dynamics, the east/west gradient observed in low cloud frequency and amount is related to a foehn effect without substantial rainfall on windward slopes. The diurnal cycle of low clouds on the windward slopes and plateaus is related to the reversal, from mean subsidence at 0700 LT over the Atlantic and inland to rising motion inland at 1300 LT. In addition, the airmass stability in low levels prevents the vertical development of cloud cover. Last, we could not detect in the European reanalyses any nocturnal jet as observed in southern West Africa (SWA), suggesting different mechanisms triggering low cloud formation in WCA compare to SWA.

 Denotes content that is immediately available upon publication as open access.

 Supplemental information related to this paper is available at the Journals Online website: <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-17-0082.s1>.

Corresponding author: A. Dommo, dmmatanas@gmail.com

1. Introduction

Clouds are important components of weather and climate. Clouds modulate water and energy budgets through rainfall and solar/terrestrial radiation. However, clouds are one of the most challenging aspects for climate modeling (Bony et al. 2015). Simulated cloud fields still present large biases as compared to satellite observations, and models show wide intermodel spread

DOI: 10.1175/JCLI-D-17-0082.1

© 2018 American Meteorological Society. For information regarding reuse of this content and general copyright information, consult the [AMS Copyright Policy \(www.ametsoc.org/PUBSReuseLicenses\)](http://www.ametsoc.org/PUBSReuseLicenses).

(Jiang et al. 2012; Lauer and Hamilton 2013). The unrealistic representation of cloud cover is the main source of uncertainty in global warming projections (Dufresne and Bony 2008). This is particularly so for low stratiform clouds, which are among the least well-simulated clouds by climate models. Low stratiform clouds play a critical role in energy budgets, as they emit longwave radiation at a similar temperature to the land surface, but they also scatter visible solar radiation. Their importance combined with their poor representation in models induces large biases in simulated energy budgets [see Cheng and Xu (2015), and references within].

In the tropics low stratiform clouds are common over the eastern basins of the subtropical oceans (Klein and Hartmann 1993; Eastman and Warren 2014), where sea surface temperatures are cold and the thermal inversion that caps the planetary boundary layer (PBL) is strong. They are also frequently observed over the neighboring arid coastal areas, for example, in California (Pilié et al. 1979; Torregrosa et al. 2016), Chile (Muñoz et al. 2016), and Namibia (Cermak 2012), where they are particularly important from an ecosystem perspective. Indeed, by lowering the temperatures and bringing a substantial amount of water (in the form of fog mainly) to these arid coastal areas, clouds sustain forests where they otherwise would not be observed (García-Santos et al. 2004; Del-Val et al. 2006). The annual cycle of low clouds is closely tied to the annual cycle of static stability, while their diurnal cycle usually shows a peak near sunrise and moderate amplitude (Eastman and Warren 2014).

Apart from these abovementioned areas (eastern basins of the subtropical oceans and their coastal margins), low stratiform clouds are not the dominant cloud type in the tropics. This especially holds true over tropical land areas (Eastman and Warren 2014). Therefore, most of studies dedicated to cloud cover over tropical land—and Africa in particular—focus on the high opaque clouds (e.g., cumulonimbus) and the related mesoscale convective systems (MCSs; e.g., Jackson et al. 2009; Kamsu-Tamo et al. 2014; Laing et al. 2008; Sassen et al. 2009; Vondou et al. 2010). Indeed, these systems and associated clouds bring much of the yearly rainfall to the tropics, so year-to-year variations in amount are critical for ecosystem viability and societies. However, in tropical Africa a region has been shown to stand apart from this general pattern: southern West Africa (SWA), that is, the region extending from Ivory Coast to Nigeria and up to 9°N. During July–September (JAS), SWA is regularly covered by low stratiform clouds (Knippertz et al. 2011; Schrage and Fink 2012; van der Linden et al. 2015). The latter studies, based on a

combination of satellite estimations and in situ observations, point to a specific spatial evolution of this cloud cover along the diurnal cycle. It is at its minimum at 1800 LT, with the largest frequencies of occurrence [20%–30% according to Meteosat Second Generation (MSG) retrievals] confined to the coast (south of 6°–7°N). After sunset the cover thickens and extends northward through 10°N until the next day at around 1000 LT (with frequencies of occurrence reaching ~40%). After 1000 LT the cover thins out, opens (or even breaks up into fair-weather cumuli along its northern edge), and dissipates in the afternoon. This diurnal evolution is different from that of the maritime stratus over the Gulf of Guinea: there, the stratiform clouds dissipate more rapidly in the early morning. The formation of a nocturnal low-level jet (NLLJ) is a key factor for the nighttime development of low clouds in SWA (Schrage et al. 2007; Schrage and Fink 2012; Schuster et al. 2013): the associated wind shear enhances mechanically the vertical mixing of the air mass. The impact of cloud cover on the water budget is significant. Low stratiform clouds are usually nonprecipitating, contributing to the relative dryness of the JAS season in SWA (locally referred to as “the little dry season”). They also substantially impact the incoming solar and outgoing terrestrial radiation (e.g., SWA receives only 150 W m^{-2} in JAS; i.e., half as much radiation as the Sahel region farther north), and therefore surface temperature (Knippertz et al. 2011; Schuster et al. 2013). A correct simulation of this cloud cover by climate models is therefore of importance. However, Hannak et al. (2017) analyzing simulations from an ensemble of models participating in CMIP5 noted large biases and a large spread between models in the simulation of the cover of low clouds as compared to ERA-Interim. The simulated cloud cover is too high and displays a too-weak diurnal cycle. Most of the models also overestimate the NLLJ, and the associated dry and cold advection.

In this study we show that the neighboring region of western central Africa (WCA; Fig. 1) is also frequently blanketed by low stratiform clouds from June to September.

WCA is the region extending from ~6°S–5°N, 8°–18°E, bounded to the south by the Congo River, to the north by the Cameroonian volcanic rift, to the west by the Atlantic, and to the east by the Congo and Ubangi Rivers. It encompasses part of Cameroon, the Central African Republic (CAR), the Democratic Republic of the Congo (DRC), the Republic of Congo, Equatorial Guinea, and Gabon. The topography is dominated by plateaus (e.g., Batéké) and massifs (e.g., Chaillu, Crystal) of medium altitude (~500–900 m MSL) incised by rivers such as Sanaga and Ogooué. These plateaus are relatively close to the coast, particularly in Cameroon

