



HAL
open science

Les nuages de mi-niveau en Afrique de l'Ouest : observation, caractérisation, modélisation

Elsa Bourgeois

► **To cite this version:**

Elsa Bourgeois. Les nuages de mi-niveau en Afrique de l'Ouest : observation, caractérisation, modélisation. Sciences de la Terre. Institut National Polytechnique de Toulouse - INPT, 2017. Français. NNT : 2017INPT0123 . tel-04226968

HAL Id: tel-04226968

<https://theses.hal.science/tel-04226968v1>

Submitted on 3 Oct 2023

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

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



Université
de Toulouse

THÈSE

En vue de l'obtention du

DOCTORAT DE L'UNIVERSITÉ DE TOULOUSE

Délivré par :

Institut National Polytechnique de Toulouse (INP Toulouse)

Discipline ou spécialité :

Océan, atmosphère, climat

Présentée et soutenue par :

Mme ELSA BOURGEOIS

le jeudi 7 décembre 2017

Titre :

Les nuages de mi-niveau en Afrique de l'Ouest: observation,
caractérisation, modélisation

Ecole doctorale :

Sciences de l'Univers de l'Environnement et de l'Espace (SDUEE)

Unité de recherche :

Groupe de Météorologie Expérimentale et Instrumentale (CNRM-GMEI)

Directeur(s) de Thèse :

MME DOMINIQUE BOUNIOL

MME FLEUR COUVREUX

Rapporteurs :

M. ANDREAS FINK, KARLSRUHE INSTITUTE OF TECHNOLOGY

M. JACQUES PELON, CNRS PARIS

Mme HELENE BROGNIEZ, UNIVERSITE PARIS 6

Membre(s) du jury :

Mme VIRGINIE MARECAL, CNRS TOULOUSE, Président

M. CYRILLE FLAMANT, CNRS PARIS, Membre

Mme DOMINIQUE BOUNIOL, CNRS TOULOUSE, Membre

Mme FLEUR COUVREUX, METEO FRANCE TOULOUSE, Membre

Mme FRANCOISE GUICHARD, METEO FRANCE TOULOUSE, Membre

REMERCIEMENTS

Par où commencer... Ces trois années ont été tellement riches en rencontres que je risque d'oublier de nombreuses personnes, je m'en excuse par avance. Mais vous ! Oui vous ! Qui débutez la lecture de "Ma bible", ce travail de longue haleine, qui m'a fait passer par toutes les phases, je tiens à vous dire merci, merci d'avoir pris le temps de la lire et de vous y être intéressé.

Je tiens à remercier tout d'abord mes encadrantes Dominique Bouniol, Fleur Couvreur et Françoise Guichard pour leurs accompagnements tout au long de cette thèse mais également pour leur soutien dans mes moments de doutes. Je tiens également à les remercier pour toutes les connaissances qu'elles ont pu m'apporter dans les domaines divers et variés qui sont de près ou de loin liés à mon sujet de thèse : plus particulièrement, Dominique pour ses connaissances sur les satellites, Fleur pour ses connaissances sur la physique de l'atmosphère et Françoise pour ses connaissances sur l'Afrique de l'Ouest. Cela m'a permis de progresser et a contribué au maintien de ma passion pour tous ces sujets même si ce n'était pas toujours chose facile après trois ans de grand labeur.

Je tiens également à remercier Benoit Meyssignac, mon tuteur de stage de fin d'études, qui m'a donné goût à la recherche et sans qui je n'aurais jamais fait de thèse.

Je remercie également Virginie Marécal d'avoir accepté de présider mon jury de thèse, Hélène Brogniez, Jacques Pelon et Andreas Fink pour leur travail de rapporteur ainsi que Cyrille Flamant et Marie Lothon pour avoir participé à mon jury.

Je souhaite également remercier l'équipe MOANA au sein de laquelle j'ai passé trois superbes années ! Merci pour les pauses café, les ambiances sportives autour des tournois de beach volley, pour les piques-niques à la Ramée, et pour m'avoir donnée le goût de prendre mon vélo pour venir travailler :) Merci à Jessica et Tiphaine pour avoir toujours été là dans les moments de joies comme de remises en questions durant ces trois ans. Merci également à Cyrielle, Pauline, Julien, Najda, Christophe et Ross pour tous les bons moments passés ensemble mais également pour les prochains. Je souhaite également remercier mon co-bureau Florent pour tous les moments de pause, de complicité, de bonnes rigolades et d'entraide qui m'ont permis de vivre au mieux cette thèse. Merci à Florence également pour toute son aide en informatique, je lui dois tant de progrès !

Je souhaite également remercier tous ceux de Leeds : Doug, John, Cathryn, Luis, Alex, Beth, Phil et toute l'équipe Convection qui m'ont très bien accueillie et m'ont permis de me sentir rapidement à ma place. Merci Beth de m'avoir fait découvrir l'escalade et d'avoir toujours été là pour moi. Je souhaite aussi remercier Rosalind et James pour leur gentillesse lorsqu'ils m'ont accueillie chez eux à Leeds.

Je souhaite également remercier Cyrille Flamant pour m'avoir permis de participer à la campagne de mesures DACCWA au Togo en juillet 2016 ainsi que d'avoir été dans mon comité de thèse avec Marie Lothon.

Merci à mes parents pour avoir essayé de trouver des solutions afin que cette fin de thèse se passe au mieux, merci aussi à mon petit frère Léo et ma grand-mère pour leur soutien et leur écoute. Je souhaite remercier tous mes amis de Périgueux pour leur encouragement et qui n'ont pas douté dans mes capacités à réussir : Pauline, Perrine, Marion, Maéva, Alexandra, Théo, et tous les autres !

Je souhaite dire un grand merci à Mathieu, mon compagnon de tous les instants, pour sa patience et son aide durant tout ce temps et notamment ces trois dernières années qui n'ont pas été les plus faciles !

Je souhaite remercier Amande pour son réconfort lorsque ça n'allait pas et de ne pas avoir déchiré mon manuscrit de thèse ni d'avoir marché sur le clavier de l'ordinateur lorsque le manuscrit était ouvert.

Enfin, merci à tous les gens qui m'ont permis de devenir ce que je suis aujourd'hui et d'en être arrivée là. Merci à vous tous d'avoir cru en moi !

A présent, je vous souhaite une bonne lecture.

RESUME

Les nuages jouent un rôle important dans le cycle de l'eau et de l'énergie au sein de l'atmosphère. De plus, ils représentent l'une des principales sources d'incertitudes dans les projections des modèles de climat en raison notamment de la difficulté à paramétrer les processus qui leurs sont associés ainsi que leurs interactions avec l'environnement. Dans cette thèse nous étudions les nuages de mi-niveau qui ont été beaucoup moins étudiés que les nuages bas et les nuages hauts, en se focalisant sur l'Afrique de l'Ouest.

L'Afrique de l'Ouest se caractérise par une forte saisonnalité des précipitations survenant au Sahel de juin à septembre durant la période dite de mousson. Cette période coïncide également avec le maximum annuel de la couverture nuageuse. Au travers du déploiement de la station mobile ARM (Atmospheric Radiation Measurement) durant une année en 2006 à Niamey (Niger), *Bouniol et al. (2012)* ont documenté les différents types de nuages observés pendant la mousson et ont montré la présence récurrente de nuages vers 6 km d'altitude dont l'impact radiatif est important dans les domaines du visible et de l'infrarouge.

Dans le prolongement de cette étude, l'objectif de cette thèse est donc d'analyser plus en détails ces nuages de mi-niveau en documentant leur occurrence, leur cycle diurne et leurs caractéristiques macro- et microphysiques. Nous analysons également l'environnement thermodynamique dans lequel ces nuages sont observés ainsi que leurs effets radiatifs. D'autre part, en analysant les simulations effectuées dans le cadre du projet CMIP5, *Roehrig et al. (2013)* ont montré une sous-estimation de ce type de nuages dans les modèles de climat. Nous documentons plus précisément ici comment les modèles de climat et les modèles à aire limitée simulent ces nuages de mi-niveau.

Afin de documenter ces nuages, des observations obtenues à partir d'instruments de télédétection active déployés sur deux sites sols : Niamey au Sahel et Bordj Badji Mokhtar au Sahara ont été combinées avec les données satellites de CloudSat et CALIPSO. Ces observations ont révélé une occurrence de ces nuages tout au long de l'année avec une prédominance durant la période de mousson. Ces nuages sont majoritairement observés dans le Sud et l'Ouest de l'Afrique de l'Ouest mais s'étendent jusqu'au cœur du Sahara. Leur présence dans cette zone désertique pourrait s'expliquer par la dynamique de la dépression thermique saharienne (Saharan Heat Low). Ces nuages sont généralement fins (la plupart ont une épaisseur inférieure à 1000 m) et sont principalement composés d'eau liquide. Une méthode de clustering appliquée à ces données nous a permis d'identifier trois types de nuages : le premier avec des bases plus basses, le deuxième avec des bases plus hautes et le dernier avec de plus fortes épaisseurs. Les radiosondages et les mesures de rayonnement nous ont permis de déterminer la stratification thermodynamique dans laquelle ces nuages sont observés ainsi que d'estimer leur impact radiatif. On observe généralement des inversions de température potentielle au sommet des nuages des deux premières familles. Dans les modèles de climat, nous avons mis en évidence une forte dispersion des occurrences des nuages de mi-niveau en termes de fréquence, de position et d'extension sur la verticale et de cycle saisonnier. L'analyse des simulations régionales indique aussi une influence de la résolution spatiale et de la paramétrisation de la convection sur la modélisation des nuages de mi-niveau simulés au Sahel et sur le Sahara.

ABSTRACT

Clouds have an important impact on the water and energy fluxes within the atmosphere. They also represent one of the main sources of uncertainties of climate models projections as a consequence of the difficulty to parametrize their associated processes as well as their interactions with their environment. In this thesis mid-level clouds are studied. Such clouds have been much less studied than low clouds and high clouds and the focus is on the West Africa.

West Africa is characterized by a strong seasonality in precipitation that occur in the Sahel from June to September named the monsoon season. This period also coincides with the annual maximum of the cloud cover. Taking advantage of the one-year ARM Mobile Facility (AMF) deployment in 2006 in Niamey (Niger), *Bouniol et al. (2012)* documented the distinct cloud types observed during the monsoon and showed a frequent occurrence of clouds around 6 km height with an important radiative impact in the surface short-wave and long-wave domains.

In the continuity of this study, the aim of this thesis is therefore to analyse in more details these mid-level clouds by documenting their occurrence, their diurnal cycle as well as their macro- and microphysical characteristics. We also analyse the thermodynamical environment in which these clouds are observed and their radiative effects. In a process-oriented evaluation of CMIP5 climate models, *Roehrig et al. (2013)* showed an underestimation of mid-level clouds. We document more precisely here how climate models and limited-area models simulate these mid-level clouds.

To document those clouds, we combine observational data from active remote sensing instruments deployed at the two ground-based sites : Niamey in the Sahel and Bordj Badji Mokhtar in the Sahara, with merged CloudSat-CALIPSO satellite. These observations reveal an occurrence of those clouds throughout the year with a predominance around the monsoon season. These clouds are preferentially observed in the Southern and Western part of West Africa but extend to the heart of the Sahara. Their presence in this desert zone may be explained by the dynamics of the Saharan Heat Low. Those clouds are usually quite thin (most of them are less than 1000 m deep) and mainly composed of liquid water. A clustering method applied to this data allows us to identify three different types of clouds : one with lower bases, one with higher bases and another with larger thicknesses. Radiosondes and radiation measurements allowed us to determine the thermodynamical stratification in which these clouds are observed as well as to estimate their radiative impact. Potential temperature inversions are generally observed at the top of the clouds of the first two families. In the climate models, we showed a strong dispersion of the occurrences of mid-level clouds in terms of frequency, location and vertical extension and seasonal cycle. Analysis of regional simulations also indicates an influence of spatial resolution and of the convection parametrization on the model ability in simulating mid-level clouds in the Sahel and in the Sahara.

TABLE DES MATIERES

REMERCIEMENTS.....	3
RESUME.....	5
ABSTRACT.....	6
TABLE DES MATIERES.....	7
1 INTRODUCTION.....	10
2 QUE SAIT-ON SUR LES NUAGES DE MI-NIVEAU ?.....	17
2.1 Observations des nuages de mi-niveau.....	17
2.1.1 Climatologie des propriétés des nuages de mi-niveau à l'échelle globale.....	21
2.1.2 Climatologie des propriétés des nuages de mi-niveau dans les régions tropicales.....	24
2.2 Comment sont-ils représentés dans les modèles ?.....	32
2.3 Conclusion.....	34
3 LE CLIMAT EN AFRIQUE DE L'OUEST.....	35
3.1 La région d'étude.....	35
3.2 Le cycle annuel du climat en Afrique de l'Ouest.....	36
3.3 Les structures dynamique et thermodynamique de la basse et moyenne troposphère.	39
3.3.1 Le flux de mousson.....	39
3.3.2 Le flux d'Harmattan.....	40
3.3.3 Le Front Inter Tropical (FIT).....	40
3.3.4 Le Jet d'Est Africain (JEA) (Africa Easterly Jet, AEJ).....	40
3.3.5 La dépression thermique saharienne ou Saharan Heat Low (SHL).....	40
3.4 Les nuages en Afrique de l'Ouest.....	43
3.5 Conclusion.....	47
4 LES OBSERVATIONS, LES METHODES ET LES MODELES.....	48
4.1 Les observations.....	48
4.1.1 Les observation par télédétection active pour la détection des nuages.....	48
4.1.2 Les observations de rayonnement.....	54
4.1.3 Les autres jeux de données.....	55

4.2 Les méthodes.....	57
4.2.1 L'identification des objets nuageux.....	57
4.2.2 Les caractéristiques des nuages de mi-niveau.....	58
4.2.3 Les méthodes de clustering.....	59
4.2.4 Les diagnostics thermodynamiques.....	61
4.2.5 Les effets radiatifs des nuages.....	63
4.3 Les modèles et les simulations.....	65
4.3.1 Les simulations régionales SWAMMA.....	65
4.3.2 Les modèles de climat.....	67
5 L'OBSERVATION DES NUAGES DE MI-NIVEAU EN AFRIQUE DE L'OUEST.....	71
5.1 Climatologie régionale des nuages de mi-niveau en Afrique de l'Ouest.....	71
5.2 L'occurrence moyenne mensuelle à partir des données satellites et des données sol....	75
5.3 Le cycle diurne à partir des données sol.....	78
5.4 Caractéristiques macro- et microphysiques des nuages de mi-niveau.....	81
5.4.1 Caractéristiques macrophysiques en Afrique de l'Ouest.....	81
5.4.2 Caractéristiques macrophysiques à Bordj Badji Mokhtar et à Niamey.....	82
5.4.3 Caractéristiques microphysiques des nuages de mi-niveau.....	85
5.5 Environnements dynamique et thermodynamique.....	88
5.5.1 Sur le site de Niamey.....	88
5.5.2 Sur le site de Bordj Badji Mokhtar.....	92
5.5.3 Comparaisons entre les deux sites.....	94
5.6 Caractéristiques radiatives des nuages de mi-niveau.....	95
5.7 Conclusion.....	99
6 DIVERSITÉ DES NUAGES DE MI-NIVEAU EN AFRIQUE DE L'OUEST.....	101
6.1 L'Analyse en Composantes Principales (ACP).....	101
6.1.1 Définition de l'ACP.....	101
6.1.2 Les différents tests appliqués à la base de données obtenue à Niamey.....	102
6.1.3 Les variables retenues.....	104
6.2 Le clustering appliqué aux nuages de mi-niveau au Sahel et au Sahara.....	104
6.2.1 A Niamey.....	104
6.2.2 Bordj Badji Mokhtar.....	118
6.3 Le clustering appliqué aux nuages de mi-niveau en Afrique de l'Ouest avec les données satellites de CloudSat-CALIPSO.....	119
6.3.1 Caractéristiques macro- et microphysiques en Afrique de l'Ouest.....	119

6.3.2	Caractéristiques macro- et microphysiques sur la maille où se situe Niamey.....	121
6.4	Conclusion.....	123
7	LA REPRESENTATION DES NUAGES DE MI-NIVEAU DANS LES MODELES...	126
7.1	Les modèles de climat.....	126
7.1.1	Le cycle annuel de l'occurrence.....	127
7.1.2	Le cycle diurne.....	130
7.1.3	Les caractéristiques macrophysiques et microphysiques.....	132
7.1.4	L'environnement thermodynamique.....	134
7.1.5	Conclusion.....	136
7.2	Les simulations à fine résolution.....	136
7.2.1	Le cycle mensuel de l'occurrence.....	136
7.2.2	Le cycle diurne.....	139
7.2.3	Les caractéristiques macrophysiques.....	141
7.2.4	L'environnement thermodynamique.....	142
7.3	Conclusion.....	148
8	CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES.....	150
8.1	Conclusions.....	150
8.2	Perspectives.....	152
	ANNEXES.....	155
A.	Synthèse sur les méthodes de regroupement : le clustering.....	155
B.	Article scientifique.....	176
C.	La représentation des nuages de mi-niveau dans les modèles.....	232
	BIBLIOGRAPHIE.....	247
	LISTE DES FIGURES.....	264
	LISTE DES TABLEAUX.....	277

1 INTRODUCTION

Le bilan radiatif de la Terre quantifie l'énergie reçue et l'énergie perdue par l'atmosphère, les océans et les surfaces continentales. L'énergie reçue provient du Soleil. Cette énergie solaire incidente arrivant au sommet de l'atmosphère est absorbée pour moitié par la surface terrestre (cf. flèches jaunes de la Fig. 1.1). L'autre moitié est soit absorbée par la vapeur d'eau, l'ozone, les poussières et les nuages soit réfléchi par ces mêmes composants ainsi que par la surface terrestre. L'énergie solaire incidente à la surface terrestre (les océans et les sols confondus) est transformée en énergie interne. Elle va réchauffer la Terre. L'énergie perdue correspond quant à elle aux rayonnements qui sont ré-émis vers l'espace au travers des rayonnements visible et infrarouge (cf. flèches jaunes et rouges respectivement).

On distingue également deux types de transferts d'énergie qui interagissent entre la surface terrestre et l'atmosphère. Le premier est un transfert d'énergie turbulent qui correspond au flux de chaleur sensible. Il réchauffe les basses couches atmosphériques. Le transport vertical de chaleur est ensuite assuré par les processus convectifs des basses couches vers les couches supérieures de la troposphère. Le second est le flux de chaleur latente associé à l'évaporation de l'eau à la surface de la Terre. Au sein de l'atmosphère, il s'agit des changements d'états de l'eau. Lors de la formation d'un nuage, il y a condensation de la vapeur d'eau en eau liquide induisant une libération de chaleur qui réchauffe l'atmosphère, c'est ce que l'on nomme le relâchement de chaleur latente.



Figure 1.1: Bilan énergétique moyen annuel de l'atmosphère en $W.m^{-2}$. Le rayonnement solaire dans le domaine du visible est représenté par les flèches jaunes et le rayonnement émis par la Terre dans le domaine de l'infrarouge est représenté par les flèches rouges. Les flux de chaleur sensible et latente sont indiqués en orange et en bleu respectivement. (Météo-France)

Les nuages jouent un rôle essentiel dans le bilan radiatif de la Terre puisqu'ils peuvent à la fois absorber, réfléchir et ré-émettre le rayonnement comme le montre la figure 1.1.

D'après *Malardel (2009)*, « un nuage est un amas de minuscules gouttelettes d'eau ou de cristaux de glace, ou les deux à la fois, en suspension dans l'air ». Les fines gouttelettes d'eau qui constituent le nuage proviennent de la condensation de l'eau. Une masse d'air passe de l'état gazeux à l'état liquide car elle ne peut contenir qu'une certaine quantité de vapeur d'eau, qui dépend de la température et de la pression. Plus l'air est chaud, plus la masse d'air peut contenir de la vapeur d'eau. Lorsque ces gouttelettes d'eau sont en nombre suffisamment

important, elles forment les nuages. Pour qu'un nuage précipite, les hydrométéores (c'est-à-dire les particules constituées d'eau qu'elles soient sous forme liquide et/ou solide) doivent atteindre une taille assez grande pour pouvoir chuter sous la force de leur propre poids.

Les nuages sont présents majoritairement dans la troposphère. Cette couche ayant un fort gradient de température se situe entre la surface de la Terre et la tropopause ; son épaisseur varie entre 8 km aux pôles et 16 km dans les Tropiques. Notre perception d'un nuage dépend de plusieurs facteurs : de sa nature, de sa taille et de la quantité ainsi que de la dimension des particules qui le composent mais également de la manière dont il est éclairé. Parfois, nous les voyons blancs presque transparents nous indiquant aucune inquiétude à avoir quant à leur futur évolution, d'autres fois ils sont noirs nous inspirant la venue de fortes précipitations.

La microphysique des nuages regroupe la représentation des particules qui les composent (i.e. les hydrométéores), de leur évolution et de leurs interactions. Elle décrit la phase des hydrométéores, leur forme s'ils sont glacés et leur distribution dimensionnelle. L'évolution en taille et en nature des hydrométéores est complexe et implique des dizaines de processus de transformation tels que la nucléation, la coalescence, la déposition et l'agrégation (cf. Fig. 3 de *Seifert (2011)*).

D'après l'Organisation Mondiale de la Météorologie (OMM), les nuages se classifient en dix genres répartis en quatre grandes familles synthétisées sur la figure 1.2. Cette classification résulte des caractéristiques macrophysiques des nuages, c'est-à-dire de l'altitude de leur base et de leur sommet ainsi que de leur épaisseur. Les dix genres de nuages peuvent se décliner également en fonction (i) de leur espèce qui décrit la forme et la structure interne, (ii) de leur variété qui décrit la transparence et l'agencement des éléments et (iii) de leurs particularités. En tout, il existe une centaine de combinaisons.

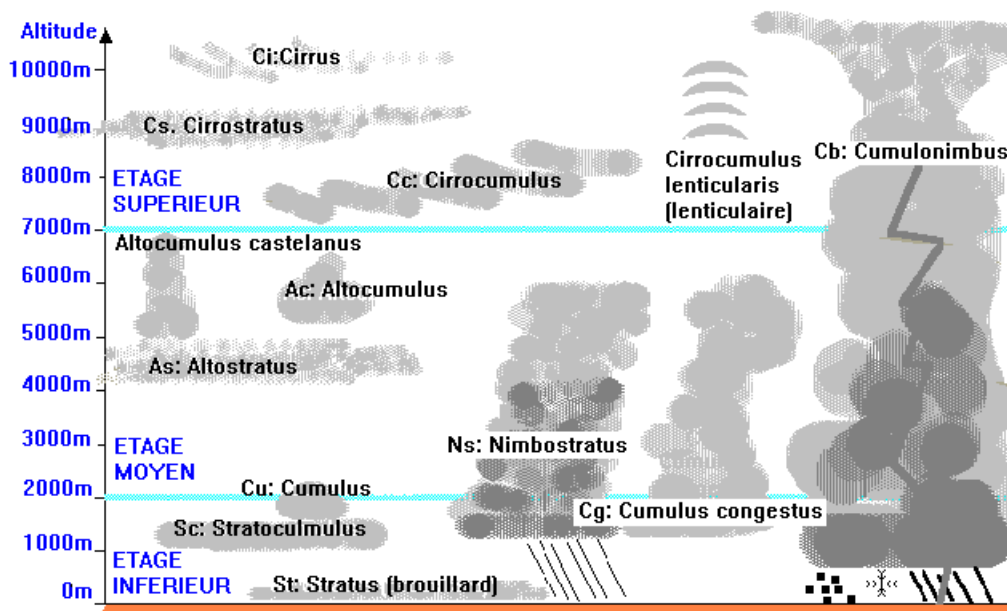


Figure 1.2: Classification nuageuse (<http://cyclonextreme.com>)

L'*Atlas international des nuages*, publié pour la première fois à la fin du 19^{ième} siècle, indique que la première famille s'apparente aux nuages bas, la seconde aux nuages moyens, la troisième aux nuages hauts et la dernière aux nuages ayant un développement vertical important. Les nuages bas correspondent aux stratus et stratocumulus qui sont des nuages stratiformes à développement horizontal mais ils incluent également des nuages cumuliformes

tels les cumulus. Certains nuages peuvent être très épais et occuper plusieurs niveaux tels que les nimbostratus et les cumulonimbus. Ces derniers ont leurs bases dans les basses couches et leurs sommets peuvent atteindre la tropopause, c'est-à-dire entre 9 et 16 km d'altitude. Les nuages moyens ou nuages de mi-niveau correspondent aux altocumulus et altostratus. Les nuages hauts correspondent quant à eux aux cirrus, cirrocumulus et cirrostratus.

Récemment une nouvelle édition de l'*Atlas international des nuages*, dans lequel des photos des nuages du monde entier sont disponibles, a été publiée (<https://www.wmocloudatlas.org>) faisant état de nouvelles espèces de nuages mais pas de nouveaux genres. On peut notamment citer la nouvelle catégorie de nuages engendrés par l'activité humaine regroupant les traînées de condensation produites par les avions. Une nouvelle espèce se formant au sein des genres altocumulus et stratocumulus a également vu le jour : le volutus ou nuage en rouleau (du latin «roulé») en forme de long tube horizontal.

Suivant les régions : polaires, tempérées et tropicales, les altitudes des bases des nuages varient puisque l'altitude de la troposphère varie en fonction de la latitude. Le tableau 1.1 ci-dessous énumère l'altitude des bases des nuages en fonction de la latitude.

Altitudes	Régions polaires	Régions tempérées	Régions tropicales
Bas	De la surface à 2 km	De la surface à 2 km	De la surface à 2 km
Moyens	De 2 à 4 km	De 2 à 7 km	De 2 à 8 km
Hauts	De 3 à 8 km	De 5 à 13 km	De 6 à 18 km

Tableau 1.1: Altitude de la base des nuages en fonction de la latitude (*Malardel 2009*)

En fonction de leur altitude, de leur épaisseur et de leurs propriétés optiques, les nuages peuvent avoir des impacts radiatifs différents (*Hartmann et al. 1992, Chen et al. 2000*). Par exemple, les nuages bas et épais vont avoir tendance à réfléchir une grande quantité du rayonnement solaire incident dans le domaine du visible vers l'espace car leur albédo est élevé. Ils auront donc un effet refroidissant dans les basses couches, c'est ce que l'on nomme l'effet parasol ou l'effet albédo. Dans le domaine de l'infrarouge, ils auront peu d'impact car la température à leur sommet diffère peu de celle du sol et des premières strates de l'atmosphère. Les nuages hauts et fins tels que les cirrus vont avoir tendance à piéger le rayonnement infrarouge sortant, le renvoyant vers la surface, c'est ce que l'on nomme l'effet de serre des nuages ; ils ont un faible impact sur le rayonnement solaire. Pour ce qui est des nuages moyens, leur impact radiatif est une combinaison des effets de ces deux types de nuages.

De par la stratification thermique de l'atmosphère, ces différentes couches nuageuses ne sont pas composées des mêmes particules. Les nuages bas seront composés d'eau liquide, les nuages moyens d'eau liquide et/ou d'eau surfondue et/ou de glace et les nuages hauts de glace. Ces caractéristiques impliquent notamment des impacts radiatifs des nuages différents comme indiqué précédemment. La figure 1.3 montre que la quantité de nébulosité est très faible en Afrique de l'Ouest (environ 20%) comparée au reste de la planète. Cependant, c'est dans cette région que l'on observe les plus forts impacts radiatifs positifs des nuages de l'ordre de 20 W.m^{-2} . Au sommet de l'atmosphère, l'impact des nuages résulte d'une contribution positive dans le domaine de l'infrarouge et négative dans celui du visible amenant toutefois à une résultante positive dans cette région (cf. Fig 9 de *Roehrig et al., 2013*). Le type de nuages (c'est-à-dire bas, moyen et haut) ainsi que leur composition (gouttelettes d'eau liquide et/ou types de cristaux de glace) impliquent donc des comportements radiatifs différents en Afrique de l'Ouest. C'est donc l'une des raisons de notre intérêt pour cette région dans cette étude.

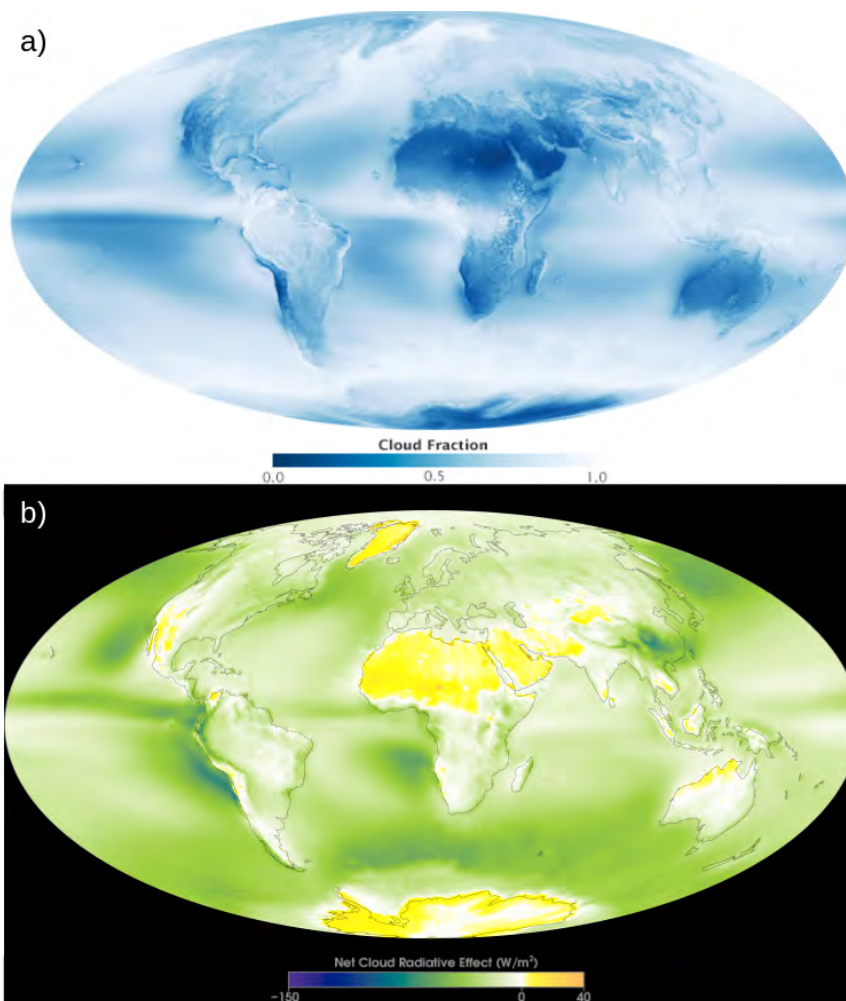


Figure 1.3: (a) Carte de la fraction nuageuse obtenue à partir de MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) de juillet 2002 à avril 2015 (extrait de <https://earthobservatory.nasa.gov/IOTD/view.php?id=85843>) et (b) de l'impact radiatif des nuages au sommet de l'atmosphère obtenu à partir de CERES (Clouds and the Earth's Radiant Energy System) (extrait de <https://svs.gsfc.nasa.gov/30603>) sur la planète.

Le cycle diurne des nuages est également un élément essentiel car il conditionne leur capacité à interagir avec le rayonnement visible. Durant la nuit, les nuages piègent le rayonnement infrarouge et engendrent de l'effet de serre ce qui augmente la température de surface et limite l'émission infrarouge au sommet de l'atmosphère. Au cours de la journée, l'effet parasol peut dominer et accroître l'émission de rayonnement visible vers l'espace ; c'est donc un effet opposé que nous observons.

Des observateurs documentent déjà depuis un certain temps l'ensemble des nuages. Cependant, il est difficile à l'œil nu d'observer ces différentes familles notamment les nuages les plus hauts pouvant être dissimulés par des nuages des couches inférieures : les nuages bas et/ou les nuages moyens. Des instruments permettent des observations plus quantitatives des nuages en particulier les instruments de télédétection déployés sur des sites sols et à bord des satellites. La télédétection est une technique qui permet grâce à un capteur d'obtenir des informations sur une cible sans contact direct avec elle ; elle permet donc de mesurer à distance. C'est également avec l'apparition des premiers satellites dans les années 1960 et notamment avec Tiros-1 équipé de caméras pour la prise d'images infra-rouges et dédié à la météorologie que les nuages ont commencé à être mieux documentés. Dans les années 1982,

les premiers satellites météorologiques géostationnaires ont été lancés avec notamment les satellites MFG (Météosat First Generation), puis s'en est suivi les satellites de seconde génération en 2006 avec MSG (Météosat Seconde Génération). Ces satellites sont équipés d'instruments de télédétection passive ne permettant pas de documenter la stratification verticale. Ces instruments de télédétection passive n'émettent pas de signal mais reçoivent le rayonnement émis par différentes sources dans une gamme de longueur d'onde donnée tels que les radiomètres qui permettent de mesurer le rayonnement à la surface et au sommet de l'atmosphère dans une gamme de longueur d'onde après réflexion ou émission par la surface terrestre, l'atmosphère ou les nuages. En 2006, deux satellites embarquant des instruments de télédétection active ont été déployés ; CloudSat et CALIPSO ont donc rejoint la constellation A-Train. Ces deux satellites embarquent respectivement un radar nuage et un lidar permettant de documenter la structure verticale de la nébulosité. Ce sont des instruments de télédétection active, c'est-à-dire qui émettent des rayonnements électromagnétiques et lumineux respectivement et enregistrent le signal rétrodiffusé par les hydrométéores, et pour lesquels plus de détails se trouvent dans la section 4.1.1. Ces instruments permettent d'avoir une indication des caractéristiques macro- (base, sommet et épaisseur) et microphysiques (composition) des différentes couches nuageuses. Dans la section 2.1, les moyens d'observation des nuages sont présentés plus en détails.

Ainsi, les nuages jouent un rôle majeur dans le cycle de l'énergie et de l'eau au sein de l'atmosphère. Ils représentent également l'une des principales sources d'incertitudes dans les modèles climatiques en raison notamment de la difficulté de paramétrer les processus qui leurs sont associés ainsi que leurs interactions avec l'environnement dynamique et thermodynamique (*Dufresne and Bony 2008*).

Cette thèse se focalise donc sur un type de nuages, les nuages de mi-niveau, dans une région du globe donnée, l'Afrique de l'Ouest caractérisée par un impact radiatif des nuages spécifique (cf. Fig. 1.3). Quelques études se sont intéressées à ces nuages de mi-niveau dans les Tropiques (*Bouniol et al. 2012; Riihimaki et al. 2012*), dans les moyennes (*Heymsfield et al. 1991; Field 1999; Fleishauer et al. 2002; Mace et al. 2006*) et hautes latitudes (*Shupe et al. 2008; Shupe 2011*). Dans le Pacifique Tropical Océanique, *Johnson et al. (1999)* ont mis en évidence une distribution tri-modale des sommets des nuages suivant l'altitude. Le sommet des nuages de la première classe se situe vers 2 km d'altitude et est associé à la couche d'inversion des alizés ; ces nuages correspondent aux cumulus peu profonds. Vers 5 km d'altitude se trouve le sommet des nuages de la deuxième classe, altitude à laquelle sont observés les nuages de mi-niveau, et l'existence de ces nuages est reliée à l'isotherme 0°C. Ils associent ces nuages aux cumulus congestus. La dernière classe nuageuse se caractérise par des sommets de nuages vers 15-16 km ; elle est associée aux cumulonimbus. Généralement, les cumulus d'alizés et les cumulonimbus sont les plus fréquents dans ces régions ; cependant, dans l'étude réalisée par *Johnson et al. (1999)*, ce sont les cumulus d'alizés et les cumulus congestus qui dominent. L'étude de *Bouniol et al. (2012)* a également montré une distribution tri-modale de la nébulosité et en particulier la présence récurrente de nuages de mi-niveau pendant la période de mousson en Afrique de l'Ouest vers 6 km d'altitude, et a pu montrer un impact radiatif important dans les domaines du visible et de l'infrarouge de ces nuages au travers du déploiement de la station mobile ARM durant une année en 2006 à Niamey (Niger). L'Afrique de l'Ouest se caractérise par une forte saisonnalité des précipitations survenant au Sahel de juin à septembre durant la période dite de mousson. Cette période coïncide également avec le maximum annuel de la couverture nuageuse.

Toutefois peu de travaux se sont intéressés à la nébulosité de cette région où un fort effet radiatif des nuages est attendu (cf. Fig. 1.3) et où la contribution des nuages de mi-niveau est non négligeable. C'est pourquoi dans le prolongement de l'étude de *Bouniol et al.*

(2012), l'objectif de cette thèse est donc d'étudier ces nuages de mi-niveau afin de mieux les caractériser via l'analyse de leur fréquence d'occurrence saisonnière, de leur cycle diurne ainsi que de leurs caractéristiques macro- et microphysiques en Afrique de l'Ouest. Nous nous focaliserons également sur l'environnement thermodynamique dans lequel de tels nuages se produisent, et nous estimerons leurs effets radiatifs dans les domaines du visible et de l'infrarouge. Dans le cadre de l'évaluation de modèles de climat du projet CMIP5, [Roehrig et al. \(2013\)](#) ont montré que ces nuages sont mal représentés dans les modèles de circulation générale. Nous analyserons également plus en détails comment les modèles de climat globaux ainsi que les modèles régionaux simulent ces nuages de mi-niveau.

Afin de documenter et de mieux comprendre les processus mis en jeu dans l'occurrence des nuages de mi-niveau en Afrique de l'Ouest, trois jeux d'observations utilisant des instruments de télédétection active seront combinés. Le premier jeu de données a été obtenu au Sahel lors de la campagne de terrain du programme AMMA à la station mobile ARM de Niamey au Niger en 2006. Les données collectées regroupent des informations macro- et microphysiques sur les nuages, obtenues à partir d'un lidar et d'un radar, ainsi que des mesures de profils thermodynamiques obtenues par radiosondages et des estimations de flux radiatifs au sol. Dans un second temps, les observations obtenues au Sahara lors de la campagne Fennec en juin 2011 qui s'est déroulée dans le sud de l'Algérie, à Bordj Badji Mokhtar, seront utilisées en particulier des mesures par lidar, des sondages atmosphériques et des mesures de flux radiatifs au sol. Afin d'avoir une description régionale de ces nuages sur toute l'Afrique de l'Ouest, des observations satellitaires acquises à partir des satellites de l'A-Train : CloudSat et CALIPSO seront traitées et utilisées durant quatre années, de juin 2006 à mai 2010.

Afin d'évaluer la représentation des nuages de mi-niveau dans les modèles, cinq modèles de climat avec pour certains des modifications de leurs paramétrisations physiques ou de leurs configurations (CanAM4, HadGEM2-A, IPSL-CM5A-LR, IPSL-CM5B-LR, MPI-ESM-LR, CNRM-CM5, CNRM-CM6 et CNRM-CM6-nudg) seront utilisés et comparés dans un premier temps aux observations obtenues sur le site sol de Niamey durant la période de mousson. Les sorties des modèles à haute résolution temporelle (i.e. 30 minutes, soit le pas de temps de ces modèles) seront utilisées afin de permettre des comparaisons en adéquation avec les résolutions des observations. Des simulations régionales réalisées dans le cadre du projet SWAMMA sur l'Afrique de l'Ouest à différentes résolutions, beaucoup plus fines que celles des modèles de climat, seront exploitées dans un second temps à Niamey et à Bordj Badji Mokhtar pendant cette même période sur l'année 2011. Quatre simulations sont utilisées. Elles se distinguent par leurs résolutions horizontales et par le fait qu'elles utilisent ou non une paramétrisation de la convection : deux d'entre elles (celles dont la maille horizontale est de 4x4 et 12x12 km²) correspondent à des simulations explicites de la convection et les deux autres (ayant une maille de 12x12 et 40x40 km² respectivement) utilisent une paramétrisation de la convection. Ces simulations utilisent des configurations très proches de celles utilisées dans le cadre du projet Cascade ([Pearson et al. 2013](#); [Marshall et al. 2013b](#); [Birch et al. 2014](#)) réalisé durant la période de mousson également mais sur l'année 2006. Elles permettent d'avoir des informations sur ces nuages entre autre durant une période de cinq mois ; ce qui n'a jamais été regardé auparavant dans de telles simulations.

Ces travaux de thèse s'articuleront autour de sept chapitres ainsi que de trois annexes. Le chapitre 2 fera l'objet d'un état de l'art des connaissances sur les nuages de mi-niveau à différentes échelles géographiques : globale, dans le Pacifique Tropical Océanique et en Afrique de l'Ouest. La représentation de ces nuages dans les modèles sera également évoquée dans ce chapitre. Le chapitre 3 visera à présenter le climat en Afrique de l'Ouest et plus

particulièrement le cycle annuel et les différentes structures météorologiques de cette région ainsi que les nuages qui y sont observés. Les observations et les méthodes utilisées dans ces travaux ainsi que les modèles employés seront introduits dans le chapitre 4. Le chapitre 5 analysera les différentes caractéristiques des nuages de mi-niveau en Afrique de l'Ouest à partir des données satellites de CloudSat-CALIPSO et des deux jeux de données sol. La diversité des nuages de mi-niveau sera étudiée avec des méthodes de clustering dans le chapitre 6. Enfin, la représentation des nuages de mi-niveau dans les modèles de climat et dans des simulations à plus fine résolution sera explicitée dans le chapitre 7. Le dernier chapitre résumera les principaux résultats et discutera des perspectives d'études.

2 QUE SAIT-ON SUR LES NUAGES DE MI-NIVEAU ?

Les nuages ont un rôle majeur à la fois sur la circulation générale des cycles de l'eau et de l'énergie au sein de l'atmosphère (*Zhang and Rossow 1997; Weaver 2003; Stephens 2005; Kato et al. 2008*). Les nuages constituent une des principales sources d'incertitude pour les modèles de prévision mais également pour les modèles de climat en grande partie du fait de la difficulté à paramétrer les processus qui leur sont associés et leurs interactions avec l'environnement dynamique et thermodynamique.

Des Tropiques vers les hautes latitudes, les nuages de mi-niveau ont fait l'objet de moins d'études en comparaison aux nuages bas et hauts. Cela peut s'expliquer par le manque d'observations de ces nuages ainsi que par leur plus faible fréquence d'occurrence à certaines latitudes comparées à celles des deux autres types nuageux (*Jin 2012*). Les caractéristiques de ces nuages sont donc mal connues même si nous pouvons citer certaines études dédiées aux nuages de mi-niveau.

2.1 Observations des nuages de mi-niveau

Suivant les techniques d'observations, les zones d'études géographiques et les objectifs de travail, les nuages de mi-niveau ne sont pas définis de la même manière. Le tableau 2.1 résume un certain nombre des définitions rencontrées dans la littérature pour définir les nuages de mi-niveau. On notera cependant que les études réalisées avec des mesures sols définissent souvent les nuages de mi-niveau à partir de l'altitude de leur base et de leur sommet alors que les études réalisées avec des observations satellites vont avoir tendance à les définir à partir de la pression à leur sommet.

Les nuages de mi-niveau sont souvent considérés comme des nuages ayant une base au-dessus de 2 km et un sommet pouvant atteindre jusqu'à 10 km d'altitude (*Sassen and Wang 2012*). Des critères plus restrictifs ont aussi été utilisés, par exemple *Mace et al. (2006)* considèrent les nuages de mi-niveau avec des bases et des sommets compris entre 3 et 6,5 km pour les plus fins; les plus épais n'ayant pas de contrainte sur leur sommet et pouvant atteindre 8 km d'épaisseur.

Avant l'observation par satellite, les nuages étaient exclusivement documentés par des observateurs terrestres qui se focalisaient principalement sur la base des nuages. D'après l'*Organisation Météorologique Mondiale (1975)*, les nimbostratus, les altostratus et les altocumulus étaient considérés comme des nuages de mi-niveau. Cependant, les nimbostratus traversent généralement les autres étages, c'est-à-dire bas et haut ; ils possèdent généralement des bases de nuages comprises entre le sol et 2 km alors que les altostratus et les altocumulus ont des bases de nuages entre 2 et 6 km. D'après la classification émise par le projet international de climatologie des nuages obtenue à partir des données satellites (ISCCP - International Satellite Cloud Climatology Project) illustrée sur la figure 2.1 (*Rossow and Schiffer 1999*), ces trois types de nuages possèdent des sommets se situant entre 680 et 440 hPa, c'est-à-dire entre ~ 3 et ~ 7 km dans les Tropiques (*McClatchey et al. 1972*).

Références bibliographiques	Définitions des bases	Définitions des sommets	Définitions des épaisseurs géométriques	Zone d'étude géographique	Périodes	Instruments
Poore et al. (1995)	$2 \text{ km} < Z_B \leq 5 \text{ km}$	$3 \text{ km} < Z_T \leq 7.6 \text{ km}$	-	Hémisphère Nord	1975 – 1988	Station sol et radiosondages
Johnson et al (1999)	-	$4.5 \text{ km} < Z_T < 9.5 \text{ km}$	-	Pacifique Tropical Océanique (sol)	Novembre 1992 – Février 1993	Radar et radiosondages (TOGA COARE)
Rossow and Schiffer (1999)	-	$3 \text{ km} < Z_T < 7 \text{ km}$ $440 \text{ hPa} < P_T < 680 \text{ hPa}$ (ISCCP définition)	-	Global	1986 – 1993	AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer)
Wang et al. (2000)	-	$440 \text{ hPa} < P_T < 680 \text{ hPa}$ (ISCCP définition)	-	Global	1976 – 1995	Radiosondages
Fleishauer et al. (2002)	$2.4 \text{ km} < Z_T < 7.2 \text{ km}$	$2.4 \text{ km} < Z_T < 7.2 \text{ km}$	-	Grandes Plaines en Amérique	1999 – 2000	Données aéroportées (CLEX-5)
Warren and Hahn (2002)	$2 \text{ km} < Z_B < 6 \text{ km}$	-	-	Globale	1971 – 1996	Stations sols
Hollars et al. (2004)	-	$2 \text{ km} < Z_T < 6 \text{ km}$	-	Manus dans le Pacifique Tropical Océanique (sol et satellite)	Août 1999 - Octobre 2000	Radar / Radiosondages (Station ARM) et GMS-5
Rossow et al. (2005)	-	$440 \text{ hPa} < P_T < 680 \text{ hPa}$ (ISCCP définition)	-	Tropiques ($\pm 15^\circ$)	1983 – 2004	-
Wylie et al. (2005)	-	$440 \text{ hPa} < P_T < 700 \text{ hPa}$	-	Global	1979 – 2001	HIRS (High Resolution Infrared Radiometer Sounder)
Mace et al. (2006)	$3 \text{ km} < Z_B$ (fins) $3 \text{ km} < Z_B < 6.5 \text{ km}$ (épais)	$Z_T < 6.5 \text{ km}$ (fins) $3 \text{ km} < Z_T$ (épais)	-	Grandes Plaines du Sud en Amérique (sol)	2000	Station ARM
Stubenrauch et al. (2006)	-	$440 \text{ hPa} < P_T < 680 \text{ hPa}$ (ISCCP définition)	-	Global	Juillet 1987 – Juin 1995	Radiomètres
Yasunaga et al. (2006)	$4.5 \text{ km} < Z_B < 6.5 \text{ km}$	-	-	Pacifique Tropical Ouest	9 novembre au 9 décembre 2001	Radar, lidar, radiosondages
Ansmann et al. (2009)	$5 \text{ km} < Z_B < 10 \text{ km}$	$Z_T < 10 \text{ km}$	-	Cap Vert (Océan Atlantique – Tropiques)	Janvier et février 2008	Lidar (SAMUM)
Mace et al. (2009)	$3 \text{ km} < Z_B < 6 \text{ km}$	$3 \text{ km} < Z_T < 6 \text{ km}$	-	Global	Juillet 2006 – Juin 2007	Radar (CPR) et lidar (CALIOP)
Riley et Mapes (2009)	-	$4.5 < Z_T < 10 \text{ km}$	-	Tropiques (satellite)	-	Radar (CPR)
Rossow and Zhang (2010)	-	$440 \text{ hPa} < P_T < 680 \text{ hPa}$ (ISCCP définition)	-	Global	2006 – 2007	Radiosondages Radar (CPR) et lidar (CALIOP)
Seifert et al. (2010)	$2 < Z_B < 6.5 \text{ km}$	$2 < Z_T < 6.5 \text{ km}$	-	Leipzig (Allemagne) Cap Vert (Océan Atlantique – Tropiques)	Février 1997 - Juin 2008 (Leipzig) 2008 (Cap Vert)	Lidar et radiosondages (SAMUM)
D. Zhang et al. (2010)	-	$2.5 \text{ km} < Z_T$ $T_T < -40^\circ\text{C}$	-	Global	Juin 2006 – Mai 2008	Radar (CPR) et lidar (CALIOP)
Stein et al. (2011)	$350 \text{ hPa} < Z_B < 0.7 * p_s$ with p_s the pressure at 600 m above ground	$350 \text{ hPa} < Z_T < 0.7 * p_s$ with p_s the pressure at 600 m above ground	-	Afrique de l'Ouest	2006 – 2009	Radar (CPR) et lidar (CALIOP)
Bouniol et al. (2012)	$3 \text{ km} \leq Z_B \leq 7 \text{ km}$	-	-	Niamey et Afrique de l'Ouest (sol et satellites)	Juin à septembre 2006 (sol) Juin à septembre 2008 (satellites)	Station ARM Radar (CPR) et lidar (CALIOP)
Casey et al. (2012)	-	$3 \text{ km} < Z_T < 9 \text{ km}$	-	Pacifique Tropical (satellite)	2008	Radar (CPR)
Jin (2012)	$2 \text{ km} < Z_B < 5 \text{ km}$	$3 \text{ km} < Z_T < 7 \text{ km}$ $440 \text{ hPa} < P_T < 680 \text{ hPa}$ (ISCCP définition)	-	Global	Juillet 2006 – Décembre 2009	Radar (CPR), lidar (CloudSat), CERES, MODIS, AIRS, radiomètres (ISCCP climatology)
Riihimaki et al. (2012)	-	$4 \text{ km} < Z_T < 8 \text{ km}$	$E < 2 \text{ km}$	Darwin au Nord de l'Australie (sol)	Novembre 2005 – Avril 2010	Station ARM
Sassen et Wang (2012)	$2 \text{ km} < Z_B < 10 \text{ km}$	-	-	Global	2007 – 2008	Radar (CPR) et lidar (CALIOP)
Sutphin (2013)	-	$4 \text{ km} < Z_T < 8 \text{ km}$	-	Pacifique Tropical Océanique (satellites)	Janvier 2007 – Décembre 2010	MODIS, Radar (CPR) et lidar (CALIOP)
Wall et al. (2013)	-	$5 \text{ km} < Z_T < 8 \text{ km}$	$E < 4 \text{ km}$	Tropiques ($\pm 15^\circ$)	2007	Radar (CPR)
Schmidt et al. (2014)	-	$4 \text{ km} < Z_T < 7 \text{ km}$	-	Floride	2010	Station radar Doppler et mesures aéroportées

Tableau 2.1: Définitions des nuages de mi-niveau en fonction de la base, du sommet et de l'épaisseur géométrique. Z_B et Z_T correspondent à l'altitude des bases et des sommets des nuages respectivement. P_T correspond à la pression au sommet des nuages. E correspond à l'épaisseur.

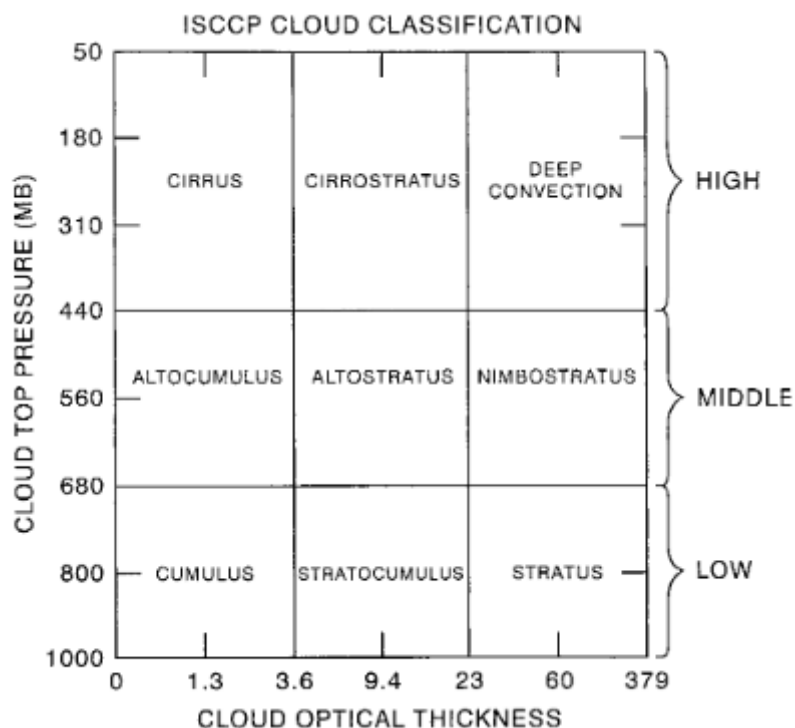


Figure 2.1: Classification nuageuse selon l'ISCCP. Tiré de Rossow and Schiffer (1999)

Les nuages de mi-niveau sont difficiles à échantillonner car ils font très souvent partie de scènes constituées de plusieurs strates nuageuses, c'est-à-dire qu'ils sont cachés soit au niveau de leur base par des nuages bas (i.e. des cumulus) soit au niveau de leur sommet par des nuages hauts (i.e. des cirrus). A l'échelle planétaire, les scènes multi-couches, majoritairement constituées de deux couches, représentent 42% des situations d'après les observations par radiosondages (Wang et al. 2000). Les travaux de Jin (2012), se basant sur les observations satellites fusionnées de CloudSat, CALIPSO, CERES et MODIS ainsi que sur les données du projet ISCCP, de juillet 2006 à décembre 2009, s'intéressent à ces situations multi-couches avec des nuages de mi-niveau beaucoup plus fréquents dans les Tropiques. Généralement, les scènes de multi-couches (tous types confondus) s'observent davantage sur océan que sur continent. Selon lui, les situations de nuages de mi-niveau au-dessus de nuages bas se rencontrent principalement au-dessus des océans dans les moyennes et hautes latitudes. A l'échelle planétaire, les nuages hauts au-dessus de nuages de mi-niveau s'observent beaucoup plus fréquemment, notamment dans les hautes latitudes ainsi que dans les Tropiques. Dans la ceinture tropicale, les scènes multi-couches du type nuages hauts au-dessus de nuages de mi-niveau (représentant environ 6% des scènes multi-couches) sont observés 8 à 9 fois plus que les scènes multi-couches du type nuages de mi-niveau au-dessus de nuages bas (représentant moins de 1%). Cette forte occurrence de nuages hauts au-dessus de nuages de mi-niveau dans les Tropiques a également été observée par Stephens and Wood (2007). Luo and Rossow (2004) expliquent cette particularité par le fait que ce type de nuages, c'est-à-dire les cirrus, se forme à partir de déentraînement de la convection profonde, tout comme les nuages de mi-niveau (Johnson et al. 1999). Jin (2012) note également qu'il existe des multi-couches ayant plusieurs couches de nuages de mi-niveau, davantage observés sur continent que sur océan (Wang et al. 2000), mais moins fréquemment observés que les deux précédentes configurations de multi-couches. Toutefois, excepté pour quelques régions tropicales, les nuages de type mono-couche sont généralement plus fréquents que les nuages multi-couches d'après son étude.

Avec l'arrivée des instruments profileurs situés au sol et/ou à bord des satellites (cf. section 4.1.1), l'altitude des nuages et notamment celles des nuages de mi-niveau a commencé à être documentée de manière plus rigoureuse. On distingue deux types d'instruments de télédétection : les passifs et les actifs.

Les instruments passifs, définis brièvement dans le chapitre 1, reçoivent le rayonnement émis par différentes sources sans rien émettre. Déployés à bord des satellites, ils ont été très longtemps utilisés pour l'observation de la nébulosité, notamment dans le cadre du projet ISCCP. Toutefois, les satellites géostationnaires, tels que Météosat, possédant ce type d'instrument, ne pallient pas aux difficultés rencontrées par les observateurs terrestres puisqu'ils observent les nuages de haut en bas fournissant une information uniquement sur l'altitude et la pression au sommet du nuage le plus haut.

Les instruments actifs tels que le lidar et le radar, définis à la section 4.1.1, permettent d'avoir une visualisation des profils verticaux nuageux à haute résolution. Ils sont capables de détecter les scènes multi-couches si l'instrument est opérationnel et si le nuage est suffisamment épais pour être détecté. La mise en orbite des satellites de l'A-Train de la NASA (National Aeronautics and Space Administration's) a permis d'améliorer nos connaissances sur la stratification nuageuse de l'atmosphère. Le lancement de CloudSat ([Stephens et al. 2002](#)) et de CALIPSO (Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observations) ([Winker et al. 2007](#)), possédant un radar (Cloud Profiling Radar (CPR)) et un lidar (Cloud-Aerosol Lidar with Orthogonal Polarization (CALIOP)) respectivement, a permis de fournir une vue verticale beaucoup plus précise de l'ensemble des nuages à l'échelle mondiale ([Sassen and Wang 2008](#), [Mace et al. 2009](#)). Néanmoins, ces instruments ne fournissent pas une couverture globale de la planète. Les satellites embarquant ce type d'instruments se déplacent suivant une trace de quelques mètres alors que les satellites géostationnaires ont une couverture beaucoup plus large mais d'une unique zone géographique. Toutefois, la force des satellites héliosynchrones en orbite basse est le fait qu'ils donnent la possibilité d'embarquer des instruments de télédétection active permettant la documentation des profils verticaux de nébulosité.

Les nuages de mi-niveau ont également été documentés à partir de mesures sol soit lors de campagnes de mesures soit lors d'observations systématiques comme cela a été le cas sur les sites ARM (Atmospheric Radiation Measurement) ([Hollars et al. 2004](#); [Mace et al. 2006](#); [Bouniol et al. 2012](#); [Riihimaki et al. 2012](#)). Les mesures réalisées au sol par télédétection permettent de fournir des observations des nuages sur de longues périodes de manière continue et à haute résolution ([Hogan et al. 2003b](#)). Cependant ces mesures sont limitées dans l'espace et dans le temps et ne sont pas représentatives de toutes les situations possibles sur l'ensemble du globe.

L'impact radiatif des nuages de mi-niveau est conditionnée par la taille de leurs particules ainsi que par leur épaisseur optique ([Hartmann et al. 1992](#); [Hogan et al. 2003a,b](#)); les effets radiatifs de ces nuages n'étant pas négligeables ([Bouniol et al. 2012](#)). Par exemple, les nuages géométriquement épais ont tendance à être optiquement épais et à réduire le rayonnement solaire entrant et le rayonnement infrarouge sortant. En revanche, des nuages plus fins géométriquement ayant de faibles épaisseurs optiques auront des impacts importants dans le visible et l'infrarouge. Pour avoir une estimation de leur rôle dans le bilan énergétique, il est donc essentiel d'avoir une documentation précise des propriétés microphysiques mais également des distributions spatiales et verticales de ces nuages.

2.1.1 Climatologie des propriétés des nuages de mi-niveau à l'échelle globale

A l'échelle du globe, les nuages de mi-niveau représentent 10 à 30% de la couverture nuageuse. D'après les observateurs terrestres, leur couverture nuageuse est de 26% sur continent (1971-1981; *Warren et al. 1986*) (1971-1996) et de 28% sur océan (1954-1997) (*Warren and Hahn 2002; Warren et al. 2007*) (1952-1981; *Warren et al. 1988*) (Tab. 2.2). Au travers de huit années de mesures (1987-1995), *Stubenrauch et al. (2006)* ont établi, grâce aux instruments TOVS (Observational Vertical Sounder) à bord des satellites TIROS-N (Television Infrared Observation Satellite-N) lancés par la NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration), la couverture nuageuse de différents types de nuages dont les nuages de mi-niveau. La classification établie lors de l'ISCCP (Fig. 2.1) a été reprise dans ces travaux. Ces derniers couvriraient environ 12 % de la surface du globe; dont 17% sur le continent et 10 % sur l'océan. Les données ISCCP quantifiaient la couverture nuageuse des nuages de mi-niveau aux alentours de 19% (*Rossow and Schiffer 1999*) (Tab. 2.2). Ces nuages représentent donc un pourcentage légèrement plus faible comparé à celui des cirrus (27%) et des nuages bas (31%) d'après *Stubenrauch et al. (2006)*. Notons que ces ordres de grandeurs obtenus à partir de mesures satellitaires sont plus faibles que ceux donnés par les observateurs terrestres. A partir de quatre années de mesures du sondeur infrarouge HIRS (High-Resolution Infrared Sounder), de juin 1989 à mai 1993, *Wylie et al. (1994)* ont noté que 27% des nuages observés correspondent à des nuages de mi-niveau. Cette différence de couverture nuageuse des nuages de mi-niveau par rapport à l'ISCCP s'explique par le fait que cet instrument (HIRS) aurait la particularité de détecter davantage de nuages optiquement fins dans la moyenne et haute troposphère contrairement aux instruments utilisés pour l'ISCCP. A partir d'une climatologie des années 1979 à 2001 obtenue avec le même instrument, *Wylie et al. (2005)* obtiennent une couverture nuageuse de ces nuages similaire (26%) après considération des nuages multi-couches (18% sans). A partir des observations de CloudSat, *Sassen and Wang (2008)* estiment que les altostratus, altostratus et nimbostratus, représentent 28% de la couverture nuageuse sur le continent et 27% sur l'océan (Tab. 2.2). Les ordres de grandeurs obtenus à partir des observations collectées à la surface ainsi qu'à partir de HIRS et CloudSat convergent vers une valeur de couverture voisine de 25%. La sensibilité du radar de CloudSat ne lui permet pas de détecter des nuages optiquement fins. Cependant, lorsque les nuages contiennent des précipitations composées de cristaux de glace comme c'est le cas pour les altostratus, le radar peut les détecter. Cela tend donc à augmenter la couverture nuageuse de ces nuages de mi-niveau ainsi que de ceux optiquement épais. En revanche, les travaux réalisés à partir de TOVS et dans le cadre de l'ISCCP tendent à sous-évaluer la couverture nuageuse de ces nuages du fait de leur non prise en compte des scènes de multi-couches.

Type	CloudSat (Sassen and Wang 2008)		Surface (Warren and Hahn 2002; Warren et al. 2007)		ISCCP (Rossow and Schiffer 1999)	
	Continent	Océan	Continent	Océan	Continent	Océan
Altostratus	12,7	12	20,9	22,4	8	7,7
Altostratus	6,8	6,7			8,4	9,8
Nimbostratus	8,6	8,3	5,3	6,1	2,8	1,8
Total	28,1	27	26,2	28,5	19,2	19,3

Tableau 2.2: Fréquence d'occurrence moyenne des nuages de mi-niveau sur continent et sur océan à partir d'observations satellites et sols.

Les nuages de mi-niveau s'observent des Tropiques aux régions polaires. Comme l'ont montré *Rossow et al. (2005)* et *Rossow and Zhang (2010)*, leur fréquence d'occurrence

augmente lorsque l'on se déplace des basses vers les hautes latitudes. Ces études ont également mis en évidence, à partir d'un modèle développé pour l'étude des différents types de nuages utilisant des données satellites du projet ISCCP et des profils de radiosondages d'humidité, qu'ils sont généralement moins fréquents que les nuages bas et hauts excepté dans les régions polaires.

A partir des observations de CloudSat-CALIPSO, *Sassen and Wang (2012)* ont réalisé une climatologie des altocumulus et des altostratus. La classification nuageuse des fichiers 2B_CLDCLASS (disponible sur <http://cloudsat.cira.colostate.edu/dataICDlist.php?go=list&path=/2B-CLDCLASS>) a été utilisée. Cet algorithme de classification prend en compte l'altitude des nuages, leur maximum de réflectivité, leur température et la présence de précipitation atteignant la surface. Ils ont déterminé que les altostratus sont géométriquement épais et composés principalement de glace ou de phase mixte alors que les altocumulus sont géométriquement fins et composés principalement d'eau ou de phase mixte. Ils ont montré, représentée sur la figure 2.2, l'abondance d'altocumulus dans la ceinture tropicale pour les années 2007 et 2008. Les altocumulus sont principalement observés sur le continent : au nord de l'Amérique du Sud, en Afrique de l'Ouest et Central, au nord de l'Australie; mais on les retrouve également sur les océans, notamment dans le Pacifique Tropical Océanique. Toutefois, ils notent une fréquence moins importante d'altostratus dans la ceinture tropicale comparée à celle des altocumulus.

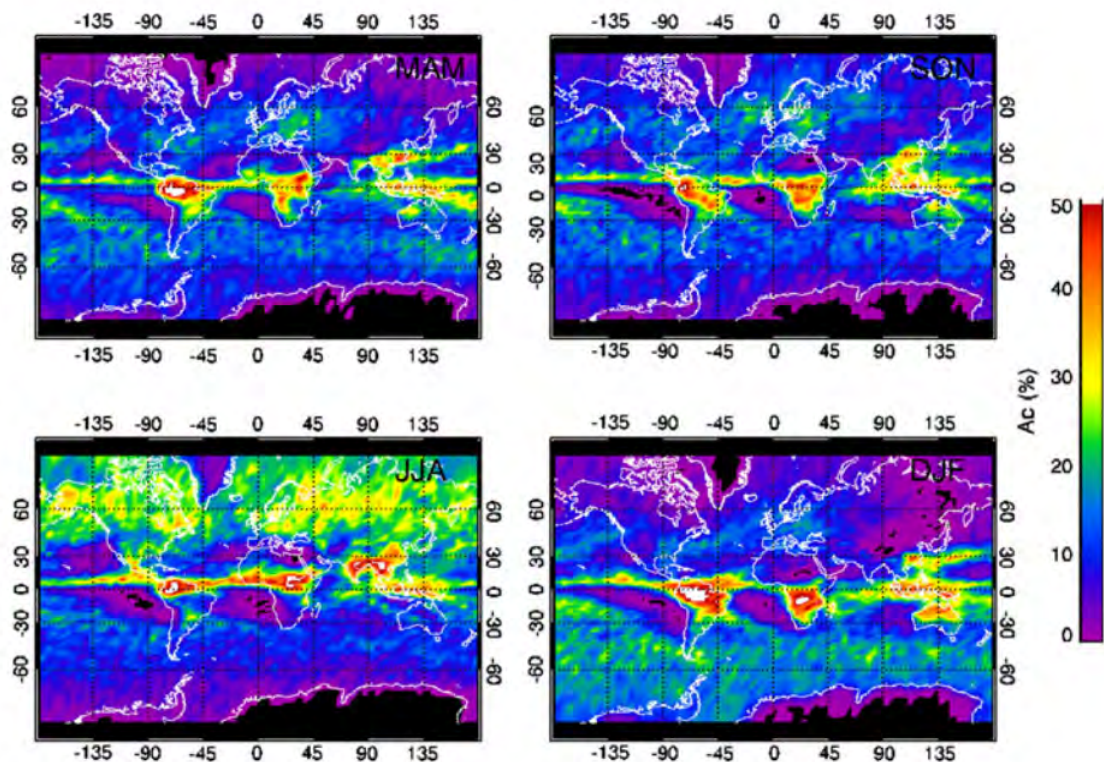


Figure 2.2: Distribution globale des altocumulus à partir des données de CloudSat-CALIPSO (radar-lidar) en 2007 et 2008. (*Sassen and Wang 2012*)

Suivant les régions du globe, les nuages de mi-niveau ne possèdent pas les mêmes caractéristiques. Des études, *Rossow et al. (2005)*, *Rossow and Zhang (2010)*, *Seifert et al. (2010)*, *Zhang D. et al. (2010)*, ont montré des différences de propriétés macrophysiques (épaisseur), microphysiques (composition) et de fréquences entre ceux observés dans les Tropiques (*Bouniol et al. 2012; Riihimaki et al. 2012*), dans les moyennes (*Heymsfield et al.*

1991; Field 1999; Fleishauer et al. 2002; Mace et al. 2006) et hautes latitudes (Shupe et al. 2008; Shupe 2011).

Selon Jin (2012), 70% des nuages de mi-niveau dans les Tropiques, 50% dans les moyennes latitudes et 50% dans les hautes latitudes ont des épaisseurs inférieures à 2 km; même si à l'échelle du globe, il note que les plus fortes valeurs moyennes de sommets de nuages de mi-niveau se trouvent au nord de l'Afrique et au nord-ouest de la Chine.

Les nuages de mi-niveau se composent de gouttelettes d'eau liquide, de cristaux de glace ou de la combinaison de ces deux phases que l'on nomme phase mixte. La classification de l'ISCCP a montré qu'une quantité non négligeable de nuages de mi-niveau possède des températures de sommets de nuages au-dessus de -10°C dans les Tropiques, en-dessous de -10°C dans les hautes latitudes et entre -10 et -50°C dans les moyennes latitudes. Les nuages de mi-niveau sont donc souvent considérés comme étant de phase mixte puisque leurs sommets se situent au-dessus de la zone de fonte. La phase de transition entre phase liquide et phase solide se situeraient entre 0°C et -40°C (Pruppacher and Klett 1997); -40°C étant la température à laquelle la nucléation de la glace homogène¹ se produit. Selon Jin (2012), à l'échelle globale les nuages de mi-niveau sont pour 20% en phase glace, 40% en phase liquide et 40% en phase mixte. Zhang D. et al. (2010), à partir d'une climatologie réalisée avec CloudSat-CALIPSO de juin 2006 à mai 2008, obtiennent $\sim 62\%$ de nuages en phase mixte, leurs nuages de mi-niveau étant définis comme ayant des sommets supérieurs à 2,5 km d'altitude et des températures inférieures à -40°C . Des Tropiques (30°S - 30°N) aux régions polaires (60 - 90°S , 60 - 90°N) (et 30 - 60°S , 30 - 60°N pour les latitudes moyennes), Jin (2012) observe, à partir de CloudSat, que la composition des nuages de mi-niveau varie avec la latitude; la fraction nuageuse de glace dans ces nuages est d'environ 1%, 13% et 30% respectivement et la fraction nuageuse d'eau liquide d'environ 65%, 40% et 30% respectivement. Le faible taux de fraction de glace dans ces nuages dans les Tropiques peut être expliqué par des différences de températures de nucléations de glace et/ou de conditions météorologiques (Seifert et al. 2010). Les nuages de mi-niveau composés majoritairement d'eau se situent donc principalement dans les Tropiques et particulièrement au niveau des océans. Les nuages de phase mixte ont quant à eux une forte occurrence dans les moyennes et hautes latitudes de l'hémisphère nord.

Les données satellites indiquent que dans les Tropiques les nuages de mi-niveau contiennent environ 35 à 90% de phase mixte entre -7 et -30°C (Zhang D. et al. 2010). Les fractions de phase mixte dans ces nuages sont plus élevées dans les moyennes et hautes latitudes. Les nuages de mi-niveau, environ 12%, se composent également de gouttelettes d'eau liquide en surfusion que l'on observe jusqu'à des températures avoisinant les -30°C (Zhang D. et al. 2010). Dans les moyennes latitudes, des observations montrent que ces nuages peuvent être de phase mixte (Amérique du Nord - Heymsfield et al. (1991); Fleishauer et al. (2002); Carey et al. (2008); Europe - Hogan et al. (2003a,b)) ou de glace (Field 1999). Fréquemment, les nuages de mi-niveau stratiformes composés de phase mixte se caractérisent par un sommet constitué de gouttelettes d'eau liquide. Des cristaux de glace se forment au sommet du nuage qui après grossissement précipitent donnant lieu sous le nuage à des virgas (c'est-à-dire des précipitations n'atteignant pas le sol) (Heymsfield et al. 1991). Dans les hautes latitudes, Matveev (1984) rapporte que plus de 30% de ces nuages sont composés de phase mixte entre -8 et -26°C . D'autres observent des nuages à phase mixte dans ces régions tels que Hobbs and Rangno (1998), Wang et al. (2004), Shupe et al. (2008) en Alaska.

¹ Lors de la nucléation homogène, uniquement de l'eau permet de créer des cristaux de glace. En revanche, lors de la nucléation hétérogène, d'autres éléments tels que les aérosols en plus de l'eau permettent de créer des cristaux de glace.

La phase de ces nuages est donc difficile à déterminer du fait de leurs microphysiques complexes mêlant de l'eau, de la phase mixte et de la glace.

Nous allons maintenant nous intéresser plus en détail aux études réalisées dans les Tropiques en s'intéressant dans un premier temps à la région du Pacifique puis dans un second temps à notre zone d'étude: l'Afrique de l'Ouest.

2.1.2 Climatologie des propriétés des nuages de mi-niveau dans les régions tropicales

Dans les Tropiques, *Zhang D. et al. (2010)* ont montré une plus forte occurrence des nuages de mi-niveau la nuit durant laquelle ils se forment et se développent. Ils notent également dans cette région que les fortes variations d'occurrence entre le jour et la nuit s'observent davantage sur le continent. Comme l'ont noté *Sassen and Wang (2012)* dans les Tropiques, *Sèze et al. (2015)* observent que les nuages de mi-niveau sont davantage présents sur continent que sur océan.

Les nuages de mi-niveau sont particulièrement fins géométriquement et optiquement dans les Tropiques (*Yasunaga et al. 2006; Ansmann et al. 2009; Riihimaki et al. 2012*). *Seifert et al. (2010)* ont constaté durant la campagne SAMUM (Saharan Mineral Dust Experiment) 2008 que les nuages de mi-niveau tropicaux ont tendance à avoir de courtes durées de vie. Ces derniers correspondraient à des altocumulus comme ont pu l'observer *Sassen and Wang (2012)*.

La fréquence d'occurrence des nuages de mi-niveau est généralement maximale au voisinage du niveau de la zone de fonte à 0°C, se situant vers 5 km d'altitude sous les Tropiques (*Johnson et al. 1999; Yasunaga et al. 2006; Zhang D. et al. 2010*). Cette zone de transition entre la phase liquide et la phase de glace est contrôlée par le profil thermique de l'atmosphère. *Riley and Mapes (2009)* ont observé ce pic correspondant aux sommets des nuages de mi-niveau à partir d'une climatologie nuageuse réalisée avec CloudSat sur une année au niveau de la ceinture tropicale (latitude < 20°). Ils mentionnent également un second pic vers 7-8 km d'altitude, c'est-à-dire vers -15°C, illustré sur la figure 2.3. Ces pics sont moins prononcés la nuit sur continent, notamment le plus élevé. *Haynes and Stephens (2007)* observent également une distribution bimodale des nuages de mi-niveau à partir des trois premiers mois (juin, juillet et août) de données radar de CloudSat dans les bassins océaniques tropicaux. Tout comme *Wang et al. (2000)* et *Riihimaki et al. (2012)* qui observent également cette structure bimodale à partir d'observations à la surface. La dernière étude indique un pic se situant vers des températures légèrement plus chaudes : -12,5°C. Plusieurs hypothèses sont proposées pour l'apparition de ce pic dont un renforcement du déentraînement des nuages convectifs (*Riley and Mapes 2009*). *Dessler et al. (2006)* et *Sutphin (2013)* notent une distribution tri-modale des sommets des nuages de mi-niveau dans les Tropiques. Nous reviendrons sur ce dernier résultat dans la section 2.1.2.1.

Des études se sont intéressées à l'impact radiatif de ces nuages dans la ceinture tropicale (*Bourgeois et al. 2016*) et notamment dans le Pacifique (*McFarlane et al. 2013; Burleyson et al. 2015*) ainsi qu'en Afrique de l'Ouest lors de la campagne AMMA (*Bouniol et al. 2012*). *Bourgeois et al. (2016)* observent un léger refroidissement au sommet de l'atmosphère et *Bouniol et al. (2012)* un refroidissement à la surface. Sur le site ARM des Grandes Plaines du Sud aux États-Unis, dans les moyennes latitudes, *Mace et al. (2006)* observent au sommet de l'atmosphère un léger réchauffement. Tout comme *Bouniol et al. (2012)*, ils notent à la surface un refroidissement lors de l'occurrence de nuages de mi-niveau.

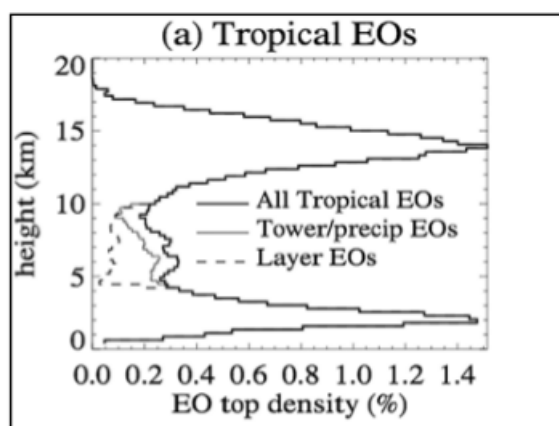


Figure 2.3: Distribution des sommets des nuages observés dans les Tropiques à partir du radar de CloudSat (EOs = Echo Objects). Entre 5 et 6 km d'altitude, distribution bimodale des nuages de mi-niveau. (Riley and Mapes 2009)

2.1.2.1 Pacifique tropical océanique et continent maritime

Différentes études s'intéressent aux nuages de mi-niveau dans le Pacifique Tropical Océanique et sur le continent maritime : *Johnson et al. (1999)*, *Mather et al. (2007)*, *Riihimaki et al. (2012)*, *Sutphin (2013)*.

Avec les données de la campagne TOGA COARE (Tropical Ocean and Global Atmosphere Coupled Ocean-Atmosphere Response Experiment ; *Webster and Lukas (1992)*) dans l'océan Tropical, *Johnson et al. (1999)* montrent l'existence d'une distribution tri-modale de l'altitude des sommets des nuages illustrée sur la figure 2.4. A chaque couche d'inversion est associée une classe de nuages ; l'altitude de la couche d'inversion coïncide à peu près avec le sommet de la classe de nuages. La couche d'inversion des alizés est associée aux cumulus peu profonds vers 2 km d'altitude. Vers 5 km d'altitude sont observés les nuages de mi-niveau, et l'existence de ces nuages est reliée à l'isotherme 0°C. Ces nuages sont de type cumulus congestus. *Mather et al. (1998)* ont également montré dans cette région que ces nuages sont associés à l'isotherme 0°C. La dernière classe nuageuse correspond aux cumulonimbus qui sont générés par une convergence dans les basses couches et qui s'étendent jusqu'à la tropopause vers 15-16 km d'altitude. Dans ces régions, les cumulus d'alizés et les cumulonimbus sont généralement les plus fréquents ; toutefois, d'après *Johnson et al. (1999)*, ce sont les cumulus d'alizés et les cumulus congestus qui dominent.

Johnson et al. (1999) ont montré que les nuages de mi-niveau jouent un rôle non négligeable dans la contribution des précipitations dans les Tropiques. Les cumulus congestus, dont les sommets varient entre 4,5 et 9,5 km, représentent 57% des nuages amenant à des précipitations convectives et 28% de l'ensemble des pluies convectives tropicales. Les cumulus congestus, pouvant provenir de cumulus peu profonds qui auraient continué de croître, sont moins fréquents que les cumulus peu profonds mais beaucoup plus abondants que les cumulonimbus.

Plusieurs facteurs, décrits par *Johnson et al. (1996)* et *Mapes and Zuidema (1996)*, permettent d'expliquer ces couches de plus forte stabilité notamment l'advection de couches d'air sec, les anomalies de chauffage radiatif dans l'infrarouge qui tendent à stabiliser ces couches d'air sec, le refroidissement par fonte de la neige et/ou de la glace de la convection existante créant des résidus d'humidité (mécanisme de fusion-refroidissement) et les ondes de gravité émanant de la convection profonde. Ces couches semblent inhiber le développement

de la convection et entraînent du détrainement dans la moyenne troposphère (*Mapes and Zuidema 1996; Johnson et al. 1996, 1999*), favorisant l'occurrence des nuages de mi-niveau convectifs, les cumulus congestus.

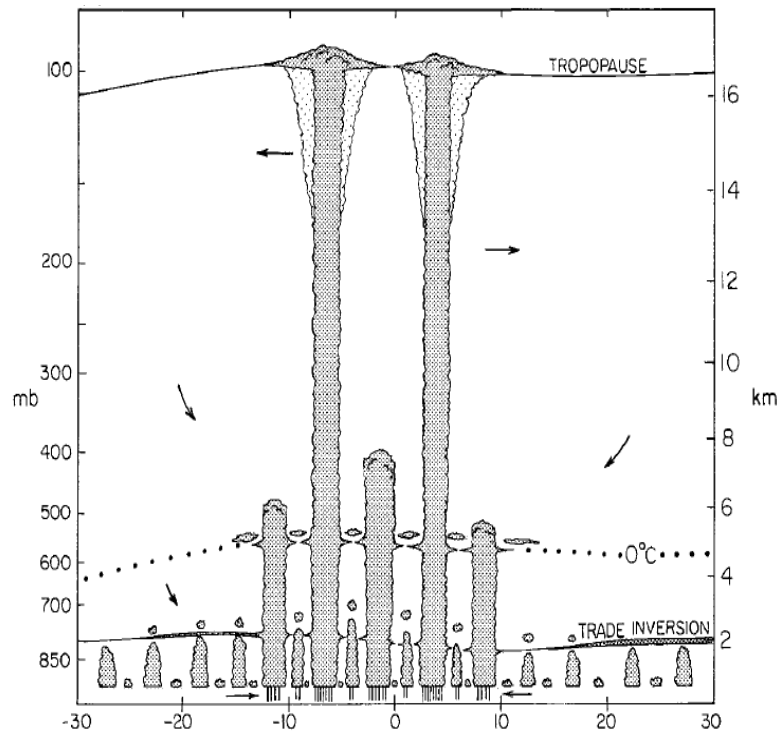


Figure 2.4: Schéma conceptuel de la distribution verticale des nuages convectifs tropicaux au dessus du Pacifique basé sur les données radar et des radiosondages. Trois types de nuages : les cumulus associés à la couche d'inversion des alizés, les cumulus congestus associés à l'isotherme 0°C et les cumulonimbus associés au sommet de la tropopause. Les flèches indiquent une circulation méridienne. (*Johnson et al. 1999*)

Dans les Tropiques, la formation des nuages de mi-niveau dépend fortement de la convection, ce qui diffère des moyennes et hautes latitudes (*Riihimaki et al. 2012*). De nombreuses études émettent l'hypothèse que les nuages de mi-niveau convectifs, les cumulus congestus, vont pré-conditionner l'atmosphère lors de la mise en place et du maintien de l'oscillation de Madden-Julian (MJO) dans la zone de l'océan Indien, c'est-à-dire dans la Warm Pool, en humidifiant les basses couches conduisant au développement d'une convection plus profonde et plus intense (*Kikuchi and Takayabu 2004; Benedict and Randall 2007; Chen and Del Genio 2009; Riley et al. 2011*). L'oscillation Madden-Julian se caractérise par de fortes précipitations se déplaçant vers l'Est le long de l'Équateur dans les océans Indien et Pacifique. Ces études ont également noté avant le pic de précipitations lié à la convection profonde un nombre beaucoup plus important de cumulus congestus. Cependant, les paramétrisations de la convection dans les modèles rencontrent certaines difficultés dans la modélisation de ce processus (*Inness et al. 2001*).

A partir de quatre années de mesures obtenues à partir d'un radar et d'un lidar, déployés sur le site de la station ARM de Darwin (Australie), *Riihimaki et al. (2012)* ont construit une climatologie des nuages de mi-niveau de novembre 2005 à avril 2010. Ils ont proposé une séparation par classe d'épaisseur: 70 % de ces nuages ont une épaisseur inférieure à 2 km et plus de 50 % ont une épaisseur inférieure à 1 km. Ces observations dans l'Ouest du Pacifique Tropical, illustrées sur la figure 2.5, montrent donc une forte occurrence

de nombreux nuages fins avec des sommets de nuages entre 4 et 8 km. La figure 2.6 montre que ces nuages ont également un cycle diurne marqué, avec une fréquence d'occurrence maximale durant la nuit et en début de journée et minimale autour de midi. Ils observent également qu'une quantité non négligeable de ces nuages possèdent de l'eau liquide en surfusion à de faibles températures : ~20% de nuages à -30°C, ~50% de nuages à -20°C, et ~65% de nuages à -10°C.

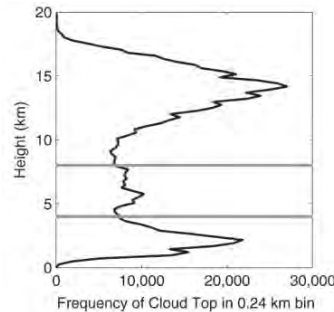


Figure 2.5: Distribution des sommets de nuages sur le site de la station ARM à Darwin en Australie. Les nuages de mi-niveau sont ceux où les sommets sont délimités par des droites grises. (Riihimaki et al. 2012)

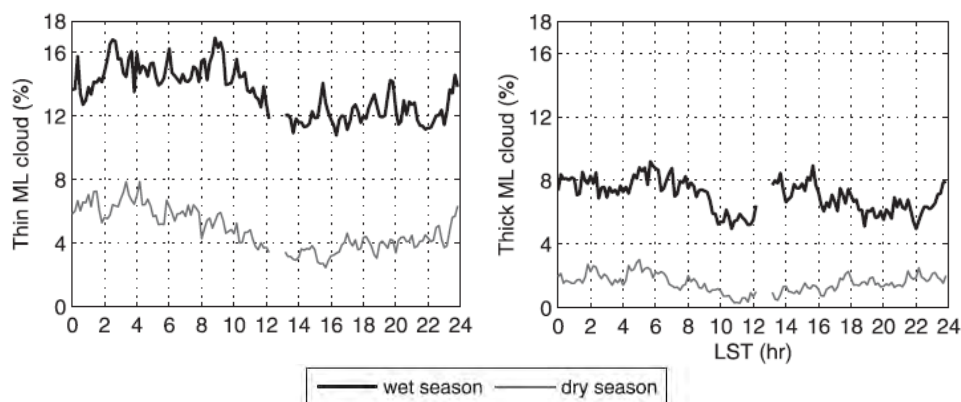


Figure 2.6: Cycle diurne de la fréquence d'occurrence des nuages de mi-niveau fins (à gauche) et des nuages de mi-niveau épais (à droite). La saison humide, de novembre à avril, est représentée en trait épais et la saison sèche, de mai à octobre, est représentée en trait fin. (Riihimaki et al. 2012)

Comme *Johnson et al. (1999)*, *Riihimaki et al. (2012)* émettent des hypothèses quant aux processus de formation et expliquent le développement des nuages de mi-niveau à Darwin par détournement, c'est-à-dire par advection latéral d'hydrométéores, de congestus et de cumulonimbus notamment pendant les phases moins actives de la période de mousson. Pendant les phases actives, les nuages de mi-niveau se formeraient par mécanisme de fusion-refroidissement (*Johnson et al. 1996; Yasunaga et al. 2006*). Lors de ce processus, des précipitations stratiformes composées majoritairement de glace génèrent par le processus de fonte un refroidissement de l'atmosphère et une augmentation de l'humidité relative. L'existence de telle zone froide est donc plus favorable à la condensation facilitant la formation des nuages de mi-niveau fins.

Sutphin (2013) s'intéresse aux nuages de mi-niveau présents la journée dans la région ouest du Pacifique Tropical océanique [125-180°E, 20°S-20°N] à partir de données satellites. Au travers des mesures de MODIS (Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer, *King et al. 1997*), CloudSat et CALIPSO sur quatre années, de janvier 2007 à décembre 2010, elle a classifiée les nuages de mi-niveau en deux catégories : les précipitants et les non-précipitants. Comme *Riihimaki et al. (2012)*, elle a défini les nuages de mi-niveau avec des sommets entre 4 et 8 km; ils représentent dans sa zone d'étude géographique environ 14% des nuages observés. *Sutphin (2013)* a constaté un premier pic correspondant aux sommets des nuages

vers 5-6 km, un second vers 6-6.5 km et un dernier vers 6.5-7.5 km. Tous les trois sont représentés sur la figure 2.7. Elle note que 62% des nuages de mi-niveau, principalement non-précipitants, sont représentés dans ces pics : 26% sur le premier pic, 12% sur le deuxième et 24% sur le troisième. Elle observe également que ces pics sont plus fréquents pendant l'été boréal dans l'hémisphère nord. Chacun de ces pics est associé à une couche stable de température et un minimum d'humidité spécifique. Cependant, elle note que des humidités spécifiques plus importantes sont observées pour les pics plus élevés; soit parce que l'environnement est plus humide dans la haute troposphère, soit parce que les nuages hauts fournissent plus d'humidité à cet environnement. Des nuages contenant une forte quantité en eau liquide sont observés dans les trois pics, néanmoins seul le pic le plus élevé possède quelques nuages contenant de la glace. *Riley and Mapes (2009)* émettent l'hypothèse que cette dernière couche puisse contenir des particules plus réfléchissantes telles que de larges cristaux de glace. Le pic le plus élevé a donc tendance à contenir des nuages géométriquement épais et composés de glace et/ou de phase mixte alors que le pic le plus bas contient plutôt des nuages fins et composés d'eau liquide et/ou de phase mixte.

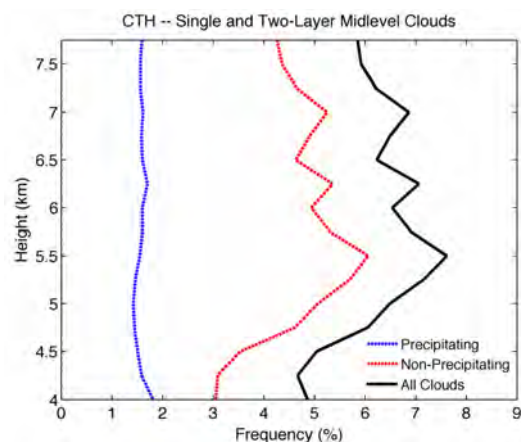


Figure 2.7: Distribution des altitudes des sommets des nuages de mi-niveau mono-couche et bi-couches (en noir), de ces mêmes nuages mais précipitants (en bleu) et non précipitants (en rouge). (*Sutphin 2013*)

Afin de déterminer si les sensibilités des instruments peuvent impacter la détection de ces pics, *Sutphin (2013)* qui a séparé les nuages observés par le radar, le lidar ou les deux instruments montre que si l'on considère l'observation par le radar seulement, deux pics sont observés (i.e. *Haynes and Stephens 2007; Riley and Mapes 2009*). L'ajout du lidar permet de faire apparaître le troisième pic. Les deux pics vus par le radar correspondent à ceux situés aux extrémités en termes d'altitude; il ne perçoit donc pas le pic à 6-6.5 km. Elle note également que les pics observés par le lidar sont légèrement plus bas en altitude que ceux observés par le radar (cf. Fig. 38a de *Sutphin (2013)*). Cela provient sûrement du fait que le radar a tendance à détecter des nuages épais comme des cumulus congestus alors que le lidar a tendance à détecter des nuages plus fins tels que des altostratus et/ou des altocumulus. Cela laisse donc supposer que sur le deuxième pic seuls des nuages fins sont observés.

La figure 2.8 montre que les nuages que *Sutphin (2013)* observe se concentrent principalement là où se développe la convection profonde, c'est-à-dire dans la warm pool du Pacifique, l'ITCZ et la (South Pacific Convergence Zone) SPCZ à l'Est de l'Australie. Elle détecte majoritairement dans cette zone des multi-couches et des mono-couches non-précipitants. Ces derniers sont des nuages géométriquement fins se formant autour de systèmes convectifs sûrement produits par détrainement. De mai à octobre, elle note une forte occurrence de ces nuages. D'après la figure 2.7, 70% des nuages observés sont des nuages

non-précipitants. Bien que les nuages de mi-niveau non-précipitants soient plus fréquents dans les Tropiques, les nuages de mi-niveau précipitants, les cumulus congestus, représentent une part importante de l'ensemble des nuages de mi-niveau (*Johnson et al. 1999*). Ces derniers sont très souvent observés sous des nuages hauts (~65%), en situations de multi-couches. *Sutphin (2013)* observe deux types de nuages de mi-niveau majoritairement : les altostratus ou altocumulus qui sont non-précipitants et fins (< 1 km) et les cumulus congestus qui sont précipitants et géométriquement épais. La première classe nuageuse est de loin majoritaire pour les trois pics d'occurrence des sommets des nuages de mi-niveau. A partir des scènes nuageuses mono-couches, elle a pu évaluer la composition des nuages de mi-niveau : 94,7% du temps les nuages ont des phases liquides et 5,3% des phases de glace. Les nuages précipitants contiennent plus d'eau que les non-précipitants. Pour les mono-couches, *Sutphin (2013)* note qu'il y a fréquemment de l'eau liquide en surfusion au sommet des nuages de mi-niveau précipitants et non-précipitants (forte fraction à des températures de sommets de nuages < 0°C). Cela est en accord avec les résultats de *Riihimaki et al. (2012)*. Pour les nuages mono-couches, 73% des non-précipitants sont inférieurs à 2 km (comme ce qu'avait *Riihimaki et al. (2012)* sans distinction de nuages précipitants et non-précipitants), ils correspondent aux altocumulus et altostratus. En combinant les mono et bi-couches précipitants et non-précipitants, 55% des nuages ont une épaisseur inférieure à 2 km. On peut donc supposer que le site de Darwin observe moins de nuages précipitants et plutôt plus de nuages fins (70% < 2km).

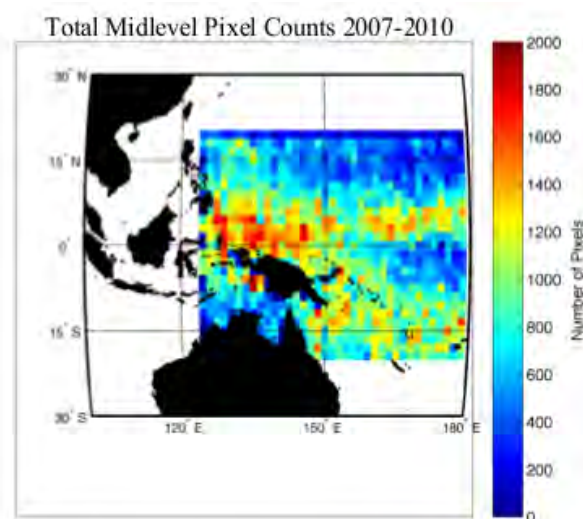


Figure 2.8: Fréquence d'occurrence des pixels de nuages de mi-niveau mono-couche et bi-couches entre janvier 2007 et décembre 2010. (*Sutphin 2013*)

2.1.2.2 Afrique de l'Ouest

Peu d'études ont documenté les nuages de mi-niveau en Afrique de l'Ouest comparé aux autres régions du Monde. Dans les années 80, *Duvel (1989)* a construit une climatologie de la nébulosité sur cette région grâce aux températures de brillances obtenues à partir des observations satellites Météosat durant trois étés consécutifs (de juin à septembre, 1983 à 1985). Au niveau de la région du Sahel et du Sahara (~ 14°W-8°E, ~ 14-22°N), il a noté, illustré sur la figure 2.9, la présence récurrente de nuages vers 500 mb (soit environ 5600 m d'altitude) caractérisée par un maximum d'occurrence en début de journée et un minimum vers midi. Cela est en accord avec ce qu'a mis en évidence *Riihimaki et al. (2012)* à Darwin. Il soulignait dans son étude que l'origine et la nature de ces nuages typiques des régions tropicales étaient mal comprises. Il évoque également que ces nuages contribuent au

réchauffement des régions tropicales au travers de l'effet de serre en raison de leur cycle diurne et de leur forte quantité.

D'après la figure 3.9 illustrée dans le chapitre 3, *Stein et al. (2011)* ont utilisé les données de CloudSat-CALIPSO afin de montrer la forte présence d'une couche nuageuse entre 600 (~ 4200 m) et 400 (~ 7200 m) hPa en Afrique de l'Ouest pendant la période de mousson. Ils ont également montré qu'au Sahel les nuages de mi-niveau se situent au sommet de la couche d'air saharienne (SAL - Saharan Air Layer), comme l'avaient mentionné *Parker et al. (2005)*. Ces nuages s'étendent également sur le Sahara où cette fois-ci ils se situent au sommet de la couche limite convective (CBL - Convective Boundary Layer) ou de la couche résiduelle saharienne (SRL - Saharan Residual Layer) (*Marsham et al. 2013a; Garcia-Carreras et al. 2015*). Les températures à leur sommet sont généralement en-dessous de l'isotherme 0°C, mais ils ne possèdent pas nécessairement de glace (*Ansmann et al. 2008*). Au Cap-Vert, *Ansmann et al. (2009)* ont observé des nuages de mi-niveau ayant des sommets contenant de l'eau liquide à des températures allant jusqu'à -36°C et ayant une faible fraction de glace. *Stein et al. (2011)* ont également noté que le sommet de ces nuages était composé d'eau liquide en surfusion tout comme l'a observé *Riihimaki et al. (2012)* et *Sutphin (2013)*. Au niveau du Sahara, ces nuages peuvent être un élément clé du bilan radiatif de la Saharan Heat Low (*Marsham et al. 2016*).

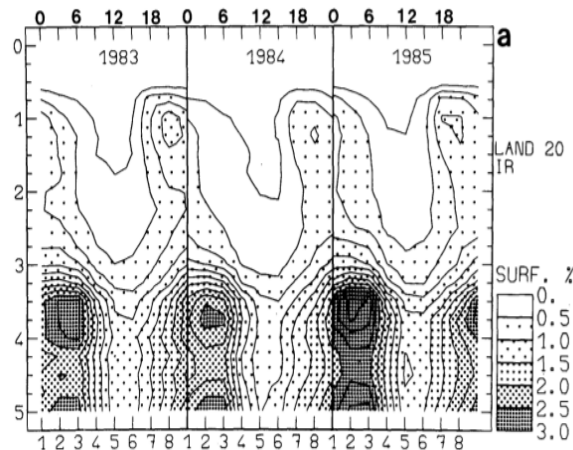


Figure 2.9: Evolution du cycle diurne en moyenne sur les étés 1983, 1984 et 1985. En abscisse est représenté en bas le temps avec des pas de 3 heures (le premier commençant à 0000 UTC) et en haut l'heure locale (LST) en heures. En ordonnée est représenté les niveaux de brillances. (*Duvel 1989*)

Au Sahel, *Bouniol et al. (2012)* ont analysé les observations de la station ARM déployée pendant une année en 2006 à Niamey (Niger) dans le cadre du programme AMMA (*Redelsperger et al. 2006*). Comme lors de la campagne de mesures TOGA COARE, la figure 2.10 montre qu'une distribution verticale tri-modale de la nébulosité est rencontrée entre avril et septembre. Illustrés en bleu foncé sur la figure 2.10, les nuages de mi-niveau, se situant entre 3 et 9 km d'altitude, représentent donc une partie non négligeable de la couverture nuageuse ; tout comme l'a mentionné *Kollias et al. (2009)* à partir des observations de cette campagne. Cela est également confirmé par leur fréquence d'occurrence similaire à celle de la convection profonde (en bleu clair). En raison de cette forte présence et de leurs caractéristiques, il a été souligné d'après la figure 2.11 que ces nuages ont un fort impact radiatif à la surface dans le visible et l'infrarouge.

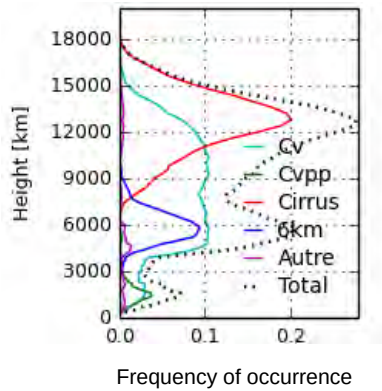


Figure 2.10: Fréquence d'occurrence des différents nuages observés à la station ARM entre avril et septembre 2006

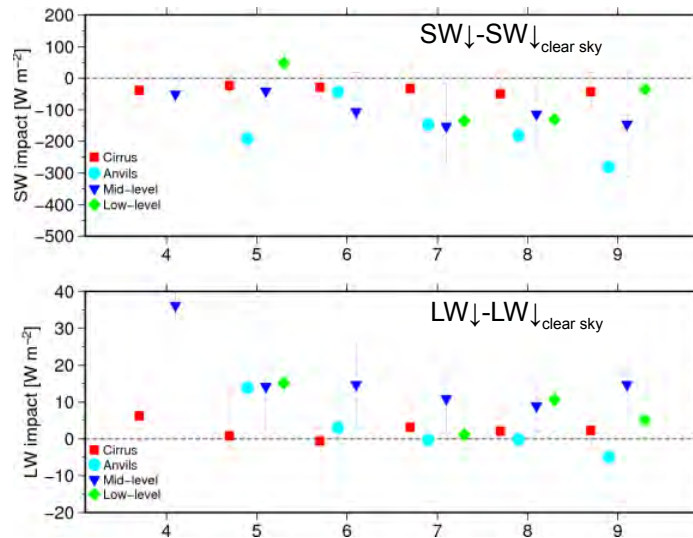


Figure 2.11: Moyennes mensuelles (symboles) et écart-types (trait gris) du forçage radiatif des nuages à la surface déduit des observations à la station ARM pour le visible (au-dessus) et l'infrarouge (en-dessous). (Bouniol et al. 2012)

2.1.2.3 Les processus associés à ces nuages

Heymsfield et al. (1991), Schmidt et al. (2014) et Ansmann et al. (2009) se sont intéressés aux nuages de mi-niveau de type altocumulus et plus particulièrement aux processus impliqués dans leur maintien et leur dissipation. A partir d'un radar Doppler et de mesures aéroportées en Floride, Schmidt et al. (2014) ont observé la structure dynamique et thermodynamique d'un altocumulus, représenté sur la figure 2.12, possédant une couche profonde de virga. Cet altocumulus d'une épaisseur d'environ 300 m s'observe durant 1h30 entre 6.5 et 7 km d'altitude. Les réflectivités au sein du nuage oscillent entre -30 dBZ à sa base et -20 dBZ à son sommet. Les profils verticaux de température montrent une inversion au sommet du nuage pouvant bloquer son développement vertical. Schmidt et al. (2014) mentionnent également un refroidissement radiatif au sommet de ces nuages, plus important la nuit lorsqu'il n'y a pas de rayonnement dans le domaine du visible, favorisant leur maintien. A son sommet, des petits tourbillons liés à l'entraînement sont observés. Le profil d'humidité indique de l'air sec situé au-dessus du nuage engendrant une flottabilité négative et donc des courants descendants favorisant la dissipation du nuage. Dans les Tropiques, Ansmann et al. (2009) notent également un refroidissement radiatif au sommet du nuage après sa formation favorisant des mouvements ascendants conduisant à la formation de gouttelettes d'eau liquide et de cristaux de glace dans le nuage. Sur la figure 2.12, un autre nuage de mi-niveau s'observe à partir de 20h00. Celui-ci est beaucoup plus épais géométriquement que le

précèdent puisqu'il a une épaisseur maximale de 1 km. Les valeurs de réflectivités sont également différentes, elles sont majoritairement comprises entre -15 et -10 dBZ.

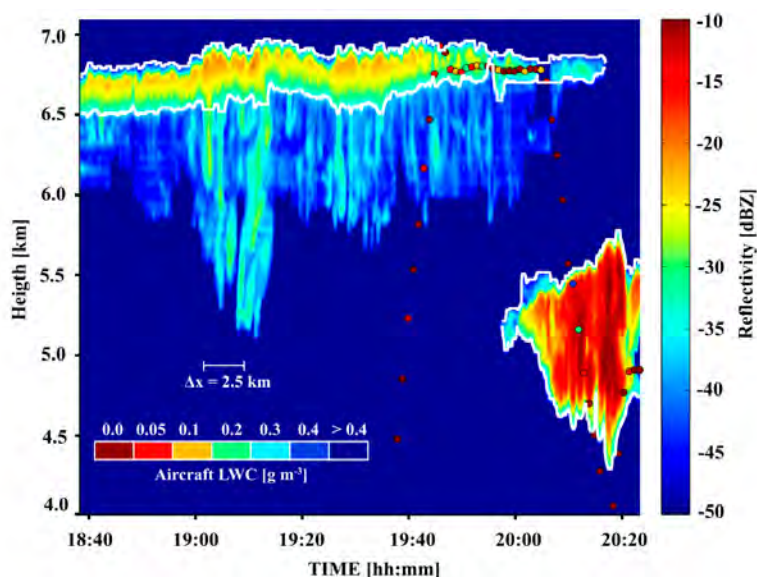


Figure 2.12: Réflectivité (en dBZ) observée dans un plan vertical (temps; altitude) entre 1840 et 2020 UTC le 27 août 2010 en Floride. Deux nuages délimités par un contour blanc sont détectés durant cette période. Le contenu en eau liquide (LWC) (en $g.m^{-3}$) obtenu à partir des mesures aéroportées est représenté par les points de couleur à un intervalle de 1 min. (Schmidt et al. 2014)

Stein et al. (2011) ont également montré la présence de ce type de nuages dans le Sahara. Les poussières désertiques du Sahara pourraient influencer la formation de noyaux glaciogènes au sein de ces nuages d'après Ansmann et al. (2008).

2.2 Comment sont-ils représentés dans les modèles ?

En ce qui concerne la modélisation, ces nuages représentent un véritable défi. En effet, les modèles de climat (Zhang et al. 2005; Cesana and Chepfer 2012; Nam and Quaas 2012) et les modèles de prévision (Bodas-Salcedo et al. 2008) sous-estiment très souvent la fréquence d'occurrence de ces nuages de mi-niveau ainsi que leurs effets radiatifs. Dans les modèles, les fractions nuageuses sont calculées à partir d'un schéma de nuages reposant sur une distribution à priori de l'eau totale dans une maille, dont les caractéristiques sont calculées à partir des propriétés des processus convectifs ou de grande échelle à l'origine de leur formation.

Cesana and Chepfer (2012) ont comparé les observations de CALIPSO avec cinq modèles de climat (IPSL-CM5B-LR, CNRM-CM5, HadGEM2, CanAM4, MPI-ESM). Ils ont observé que la représentation des nuages (bas, moyen et haut) est meilleure en Arctique que dans les Tropiques et les moyennes latitudes. De plus, les modèles de climat ont davantage de difficulté à simuler les nuages continentaux qu'océaniques.

Dans une évaluation axée sur les processus des modèles de climat dans le cadre du projet d'intercomparaison CMIP5, Roehrig et al. (2013) ont montré, en utilisant les observations de la fraction nuageuse obtenue grâce à CloudSat-CALIPSO durant les mois de juillet, août et septembre 2006-2010, la difficulté des modèles de climat (moyennés entre 1979 et 2008) à reproduire l'occurrence des nuages de mi-niveau en Afrique de l'Ouest [$10^{\circ}W-10^{\circ}E$, $5^{\circ}S-45^{\circ}N$] (Fig. 2.13).

Cette sous-estimation des nuages de mi-niveau peut avoir différentes origines. La première concerne les résolutions verticale et horizontale des modèles actuels. Ces résolutions sont souvent très lâches afin de faire tourner beaucoup plus rapidement les modèles sur des temps beaucoup plus longs. Les nuages de mi-niveau, comme nous avons pu le voir au nord de l'Australie (*Riihimaki et al. 2012*) et à l'échelle du globe (*Jin 2012*), peuvent être géométriquement très fins; cela implique donc que la simulation de faibles fractions nuageuses.

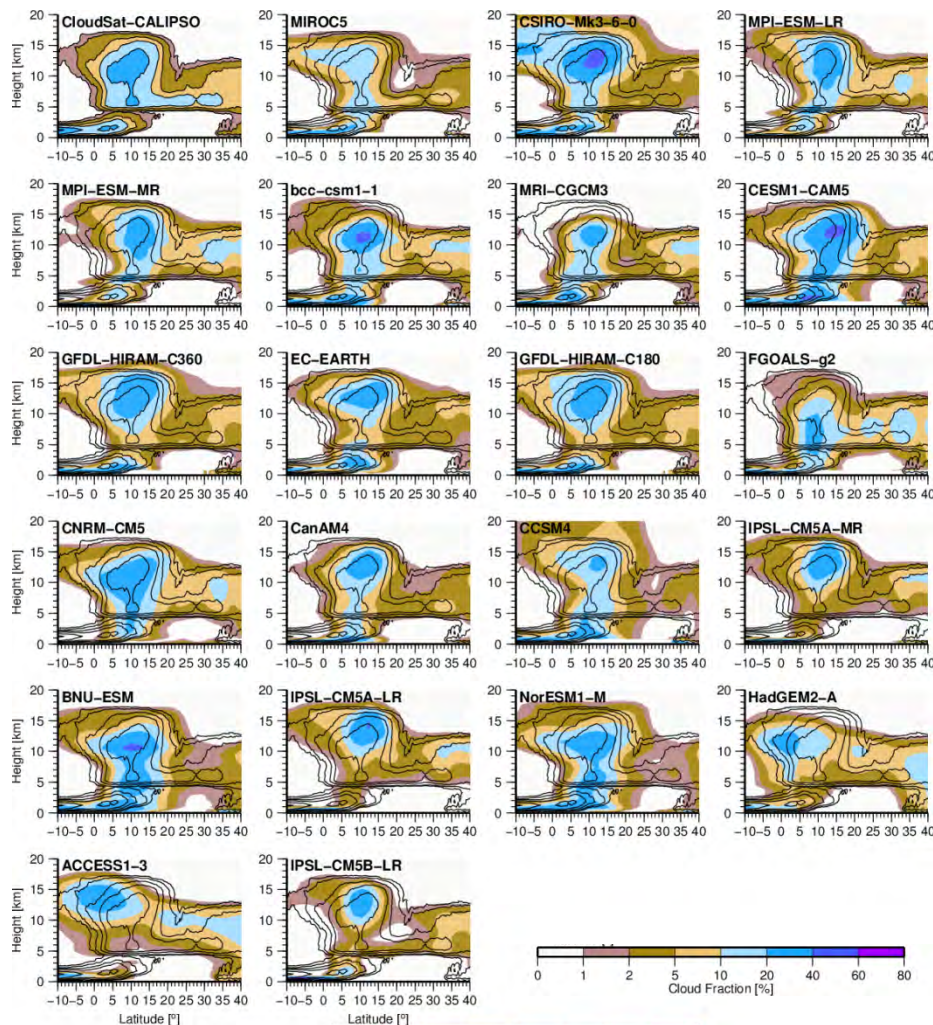


Figure 2.13: Coupes latitude - altitude de la fraction nuageuse moyenne entre 10°W et 10°E pour les mois de juillet, août et septembre entre 2006 et 2010 pour les observations obtenues à partir des données satellites de CloudSat-CALIPSO (panel en haut à gauche) et pour les modèles du projet CMIP5 (moyennés entre 1979 et 2008). (*Roehrig et al. 2013*)

Une autre origine est vraisemblablement la représentation des processus dynamiques et thermodynamiques. Ces processus, c'est-à-dire l'humidité, la température et les vents, sont des composants essentiels dans la formation des nuages. Nous avons vu précédemment que ces nuages se forment vers l'isotherme 0°C c'est-à-dire vers 5 km d'altitude, l'altitude de cette inversion va donc sûrement jouer un rôle important dans la distribution verticale des nuages de mi-niveau. Il est donc important de comprendre les liens entre les nuages de mi-niveau et ces éléments.

Enfin, la représentation des nuages dans les modèles dépend fortement des hypothèses des schémas de nuages et des paramétrisations microphysiques. Ces nuages se situent de part et d'autre de la zone de fonte. Ils peuvent donc être de phase liquide et/ou solide et/ou mixte.

Des observations précises de la thermodynamique et des différentes phases nuageuses sont donc indispensables afin de documenter les nuages pour l'amélioration des modèles et par conséquent leur validation.

Par conséquent, il est important, une fois ces nuages documentés en terme de caractéristiques moyennes, de comprendre de manière plus précise pourquoi les modèles climatiques ne simulent pas correctement les nuages de mi-niveau.

2.3 Conclusion

Dans ce chapitre, nous avons mis en évidence l'importance de l'étude de ces nuages de mi-niveau. Ces nuages s'observant sur la plupart des latitudes sont donc une composante importante du système climatique, bien que leur rôle précis dans le bilan énergétique soit encore incertain. Des estimations précises de la composition des nuages de mi-niveau peuvent améliorer notre compréhension actuelle des effets radiatifs et des rétro-actions de ces nuages et permettre une évaluation plus poussée de leur représentation dans les modèles à différentes échelles.

Grâce aux jeux de données utilisés dans cette thèse, les nuages de mi-niveau dans les Tropiques et plus particulièrement en Afrique de l'Ouest pourront être mieux documentés. Pour cela, nous allons décrire leur fréquence d'occurrence saisonnière, leur cycle diurne et leurs caractéristiques macro- et microphysiques. L'environnement thermodynamique dans lequel de tels nuages se développent sera également analysé et nous estimerons leurs effets radiatifs dans les domaines du visible et de l'infrarouge.

3 LE CLIMAT EN AFRIQUE DE L'OUEST

L'Afrique de l'Ouest est une vaste région de plus de 6 millions de km² marquée par la mousson de juin à septembre faisant intervenir différentes structures météorologiques à des échelles spatiales et temporelles très variées. Grâce à la phase de terrain de la campagne AMMA (Analyses Multidisciplinaires de la Mousson Africaine, *Redelsperger et al. 2006*) et aux observations satellites, la nébulosité affectant cette région a été documentée et a montré la présence de plusieurs types de nuages (*Duvel 1989; Stein et al. 2011; Bouniol et al. 2012; Hill et al. 2016*). Nous présenterons donc dans ce chapitre la région d'étude, les principaux états du climat ainsi que les nuages observés dans cette région.

3.1 La région d'étude

L'Afrique de l'Ouest, bordée par le Golfe de Guinée au sud et par l'Océan Atlantique à l'ouest, s'étend du Niger jusqu'à la Mauritanie sur l'axe est-ouest et de l'Algérie jusqu'au Togo sur l'axe nord-sud. Dans cette étude, nous nous concentrons sur les zones continentales de l'Afrique de l'Ouest. Les régions océaniques et côtières ont donc été écartées excepté le Golfe de Guinée d'où provient le flux de mousson (délimitation en rouge [3.575-31.575°N; 14.78°W-28.47°E] ; Fig. 3.1). En raison des vents provenant de la mer Méditerranée, les régions au nord de l'Afrique de l'Ouest ne sont pas considérées. D'autres pays plus à l'Est sont inclus dans la zone d'étude tels que le Cameroun, l'Égypte, la Libye, la République Centrafricaine, le Soudan et le Tchad.

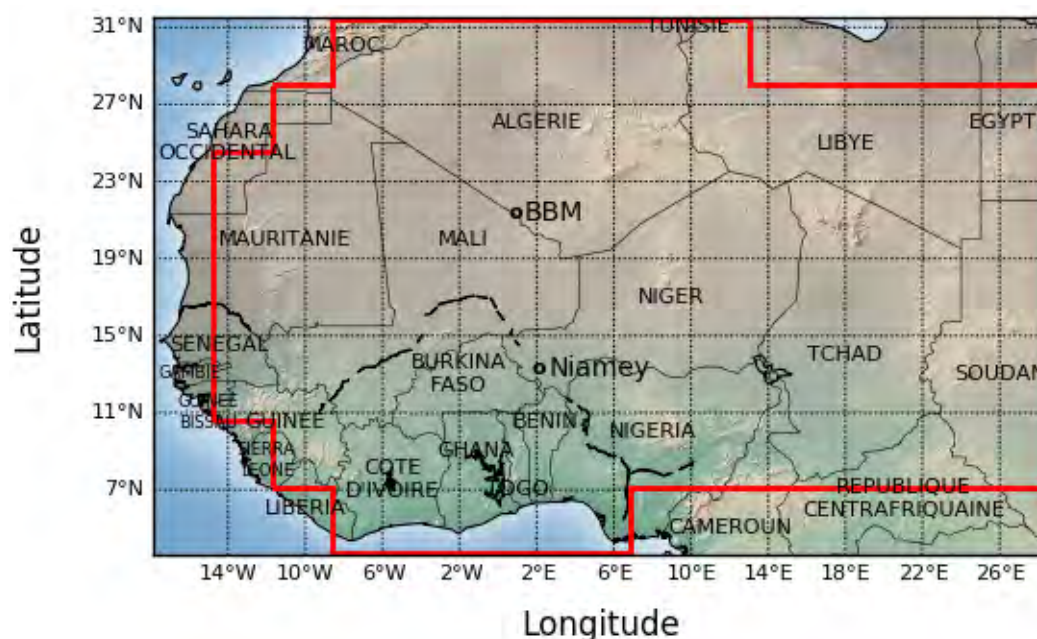


Figure 3.1: Carte de l'Afrique de l'Ouest

La distribution des pluies sur cette région permet de distinguer quatre sous-régions du sud au nord (*Hourdin et al. (2010)* ; Fig. 3.2). La première se situe au niveau de la côte guinéenne, au-dessous de 7,5°N. C'est une zone très humide où les pluies sont présentes quasiment tout au long de l'année. En moyenne, le taux de précipitations annuel est de 1500-2000 mm par an. La deuxième est la zone soudanienne, entre 7,5 et 12,5°N, un peu plus sèche comparée à la côte guinéenne où le taux de précipitations est également plus faible : 1200 mm par an environ. Cette zone est caractérisée par une végétation de type savane. Vient ensuite la région sahéenne, située entre 12,5°N et 17°N, qui est une région semi-aride où les pluies, de

l'ordre de 400 à 600 mm par an pour Niamey (13,5°N; premier site d'observations utilisé dans cette étude), se concentrent seulement pendant la saison de la mousson (juin à septembre). Enfin, on trouve la région du Sahara, au nord de 17°N, où se situe le second site d'observations utilisé dans cette étude Bordj Badji Mokhtar, qui est une région dite aride recouverte par le plus vaste désert chaud du monde et ne recevant quasiment pas de pluie ; le taux de précipitations moyen annuel est inférieur à 200 mm. L'Afrique de l'Ouest est donc fortement contrastée par des climats différents suivant l'axe méridien. *Couvreux et al. (2014)* se sont intéressés à ce gradient notant des conditions différentes entre les régions de Niamey et Bordj Badji Mokhtar.

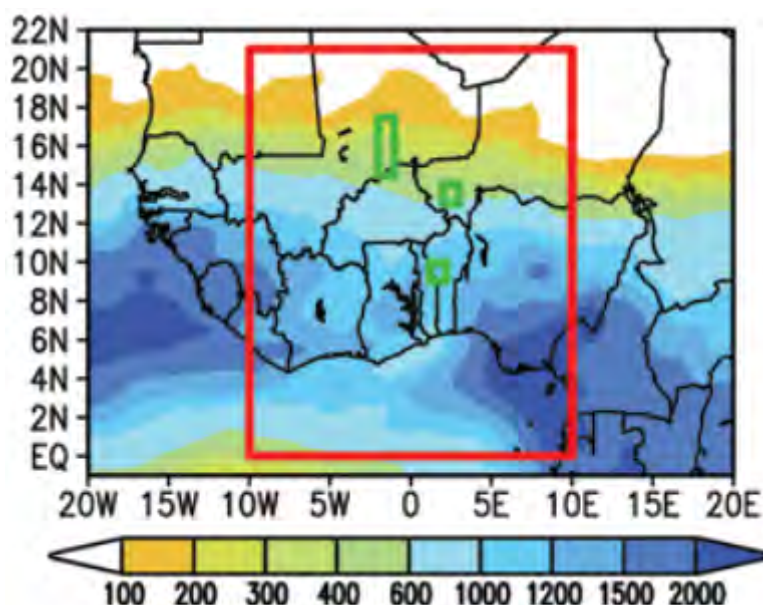


Figure 3.2: Carte des précipitations cumulées sur l'année 2000 (en mm) à partir des données GPCP (Global Precipitation Climatology Project) en Afrique de l'Ouest. Le rectangle en rouge correspond à la zone d'étude du projet AMMA-CROSS et les rectangles verts aux sites de méso-échelle du programme AMMA. (*Hourdin et al. 2010*)

Peu de reliefs élevés sont présents en Afrique de l'Ouest ; la plupart de la région est caractérisée par un plateau d'altitude moyenne de 400 mètres. Certains massifs atteignent cependant les 2000 mètres voire les 3000 mètres d'altitude : l'Aïr au Niger, le Hoggar au sud de l'Algérie et le Tibesti au nord du Tchad. Nous verrons par la suite que certains peuvent jouer un rôle sur la circulation atmosphérique et par conséquent sur la nébulosité.

3.2 Le cycle annuel du climat en Afrique de l'Ouest

L'Afrique de l'Ouest connaît une saison sèche de décembre à mars et une saison humide de juillet à septembre. D'autres territoires proches de la ceinture tropicale tels que le continent asiatique, le nord de l'Australie ainsi que l'Amazonie possèdent également une saison humide dite saison de mousson. Ces régions sont caractérisées par une forte variation annuelle de la position de la zone des pluies. Ce terme de mousson ne désigne pas seulement une période de fortes précipitations durant les mois d'été boréal. Défini dans les années 1970 par *Ramage (1971)*, il s'apparente à un système où (i) les vents de basses couches changent de direction d'au moins 120° entre janvier et juillet, (ii) la fréquence moyenne d'occurrence de chaque régime de vent est supérieur à 40 % en janvier et juillet, (iii) le vent moyen est supérieur à 3 m.s⁻¹ pendant au moins un mois. Ces deux saisons sont séparées par deux autres saisons dites de transition : l'une d'avril à juin et l'autre de septembre à novembre. La période

de transition printanière débute dès les premiers jours du mois de mai et est dénommée "pré-onset". Le passage à la saison humide s'appelle "onset" ou "saut de mousson" et survient typiquement entre fin juin et début juillet (*Sultan and Janicot 2003*).

En Afrique de l'Ouest, la mousson doit son origine à un fort couplage entre l'océan, l'atmosphère et le continent (*Giannini et al. 2003*). Dès le printemps, les rayons du soleil commencent à réchauffer le continent africain. Un fort gradient thermique, à l'origine de la dynamique de la mousson, entre océan et continent est alors notable à ce moment là de l'année du fait des fortes capacités calorifiques de l'océan comparées aux surfaces continentales. L'air commence donc à se réchauffer et à se charger en humidité par augmentation des flux de chaleur latente et sensible au-dessus de l'océan. Ce gradient méridien de température va renforcer le flux de mousson (cf. section 3.3.1). Durant l'été boréal, cet air très humide va alors arriver sur le continent provoquant au Sahel l'apparition de systèmes orageux.

Les pluies de mousson présentent une forte variabilité intra-saisonnière et inter-annuelle. En effet, la saison de mousson comporte une alternance plus ou moins longue de périodes sèches dite "dry spell" et de périodes humides. Suivant les années, les pluies de mousson peuvent être faibles comme cela a été le cas entre les années 1970 et 1990 dans la région du Sahel. Le réchauffement des eaux de l'Atlantique (*Lamb and Pepler 1992*), plutôt que la modification des surfaces continentales (*Charney 1975*), serait la cause principale de ce déficit pluviométrique (*Giannini et al. 2003*). Les populations africaines ont besoin de ces pluies pour l'agriculture et sont donc vulnérables à de grandes périodes de sécheresse ou à des événements trop violents dévastant les récoltes.

Les zones de pluies de mousson sont caractérisées par une bande zonale d'environ 500 km de large que l'on appelle la Zone de Convergence Inter-Tropicale (ZCIT). Elle se caractérise par de basses pressions et de fortes humidités (repérable avec un maximum de température potentielle équivalente). Elle se situe entre 400 et 500 km au sud du FIT (décrit dans la section suivante) ; sa position latitudinale, illustrée sur la figure 3.3, varie donc en fonction de celui-ci au cours de l'année. Au printemps, au niveau de l'Afrique de l'Ouest, la ZCIT arrive sur le continent et le flux de mousson advecte de l'air humide depuis l'océan vers les terres. Lorsque la ZCIT se positionne sur le continent (en mai - 5°N), cela annonce l'arrivée de la saison humide et donc des pluies sur le Sahel. Durant l'été boréal (juillet-août), elle se positionne au-dessus du continent africain vers 10-12°N c'est-à-dire là où l'énergie est maximale pour former la convection (CAPE - Convection Available Potential Energy). Durant l'hiver boréal, elle se positionne au-dessus de l'Océan Atlantique proche de l'Équateur.

La ZCIT est constituée de nuages convectifs épais de méso-échelle (Mesoscale Convective System, MCS). Ces MCS sont des groupements de cumulonimbus reliés entre eux par une partie stratiforme. Ils ont une durée de vie de 12 à 36h ; toutefois il existe des systèmes convectifs qui ont des durées de vie plus courtes. Ils sont parfois organisés en lignes pouvant atteindre 1000 km de long et des centaines de km de large, que l'on appelle lignes de grains. On les observe principalement sur la région du Sahel se déplaçant d'Est en Ouest. Ces structures sont souvent associées aux Ondes d'Est Africaines. La majorité des pluies dans cette région est due à ces lignes de grains localisées dans la ZCIT (*D'Amato and Lebel 1998; Le Barbé et al. 2002; Mathon et al. 2002*). Les MCS donnent parfois naissance à des cyclones une fois sur l'Atlantique et les Caraïbes (*Avila and Pasch 1992; Thorncroft and Hodges 2001*).

La ZCIT peut se détecter grâce au flux infra-rouge émis vers l'espace par le sommet des nuages (Outgoing Longwave Radiation ou OLR). Plus la couverture nuageuse est profonde, plus la température d'émission des nuages sera faible ainsi que la valeur de l'OLR. La ZCIT est déterminée par des valeurs inférieures à 240 W.m⁻².

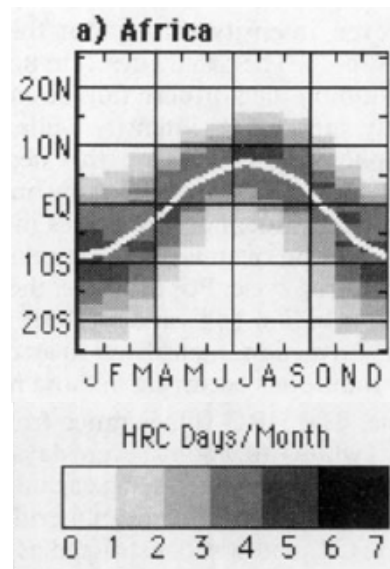


Figure 3.3: Diagramme temps-latitude du cycle annuel de la ZCIT en Afrique. Le cycle annuel a été calculé sur les données de fortes réflectivités de nuages. La courbe blanche correspond à la moyenne mensuelle de la position de la ZCIT (Waliser and Gautier 1993)

Hors de la période de la mousson, en Afrique de l'Ouest, des Plumes Tropicales qui sont des perturbations occasionnelles s'observent au nord principalement durant l'automne, l'hiver et le printemps. Ces Plumes Tropicales, associées au Jet d'Ouest Subtropical (JOS) (Communication personnelle, Florent Beucher, 2017), sont des bandes de plus de 2000 km majoritairement diagonales orientées suivant l'axe sud-ouest nord-est (McGuirk et al. 1987; Knippertz 2005) (cf. Fig. 3.4). Elles sont associées à des dépressions de hautes troposphères provenant des basses latitudes. Elles durent généralement plus de trois heures (Fröhlich et al. 2013). Constituées de nuages hauts et moyens, ces bandes génèrent des précipitations (Knippertz 2005; Fink and Knippertz 2003). En raison de leurs larges extensions, les Plumes Tropicales impactent le bilan énergétique dans cette région (Fröhlich et al. 2013; Knippertz and Fink 2009).

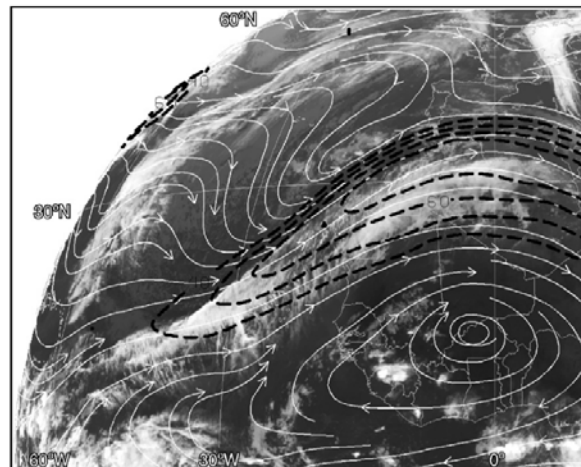


Figure 3.4: Tropical Plume au Nord-Ouest de l'Afrique observé le 31 mars 2002 à 0000 UTC à partir d'une image infra-rouge Meteosat. Les lignes de courant et les isobares du niveau isentropique 345 K (contours en pointillé à 40, 50, 60 et 70 $m.s^{-1}$) sont représentés à partir de l'analyse de ECMWF TOGA. Le niveau 345 K est proche de 200 hPa dans les Tropiques. (Knippertz 2007)

3.3 Les structures dynamique et thermodynamique de la basse et moyenne troposphère

A l'échelle de l'Afrique de l'Ouest, on distingue différentes structures pilotant la circulation de la mousson qui peuvent être décomposées suivant les couches de la troposphère (Fig. 3.5). Ces éléments clés sont structurés par la ZCIT. Dans les basses couches, on observe deux flux opposés qui sont le flux de mousson et le flux d'Harmattan. Dans les moyennes et hautes couches, on observe des mouvements zonaux qui sont le Jet d'Est Africain (JEA), le Jet d'Est Tropical (JET) et le Jet d'Ouest Subtropical (JOST). Dans cette section, nous nous intéresserons aux structures météorologiques se situant dans la basse et la moyenne troposphère ainsi qu'à la dépression thermique saharienne qui est une des structures de grande échelle pilotant la Mousson d'Afrique de l'Ouest (la seconde étant la ZCIT).

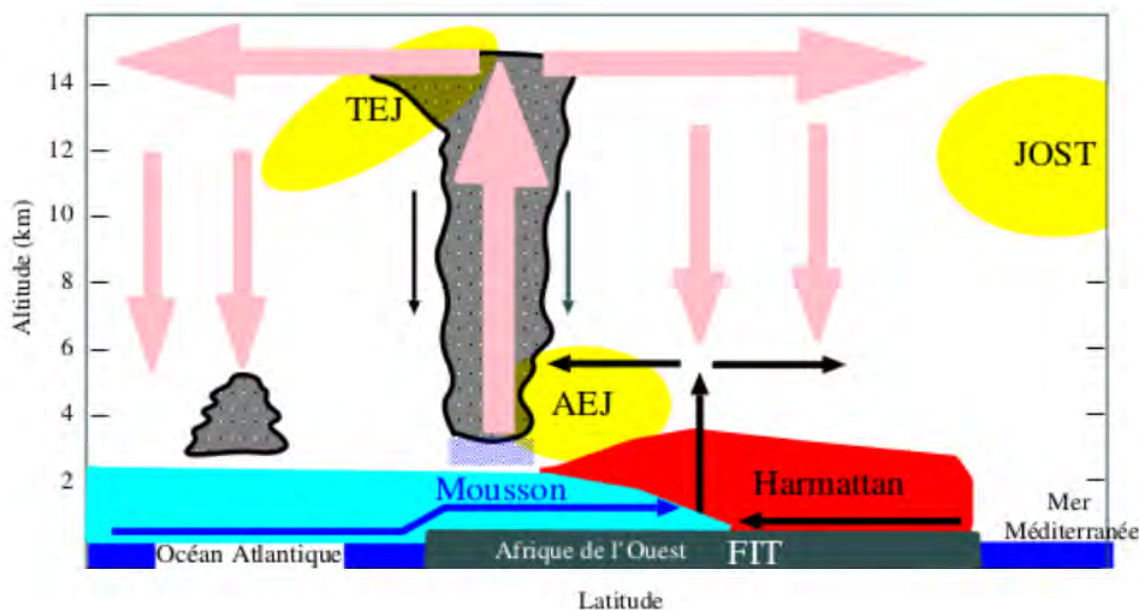


Figure 3.5: Schéma conceptuel représentant une moyenne zonale des éléments clés de la mousson africaine pendant l'été boréal : la circulation méridienne-verticale et les vents zonaux dominants (Peyrille 2006)

3.3.1 Le flux de mousson

Le flux de mousson (représenté en bleu sur la Fig. 3.5) est un vent de sud-ouest dans les basses couches, entre la surface et 800-850 hPa, provenant de l'Océan Atlantique et se dirigeant vers le continent africain. Son épaisseur varie de 3000 mètres sur l'océan à moins de 1000 mètres vers 15-20°N. Son origine provient des alizés (vents de sud-est) de l'hémisphère sud qui vont traverser l'Équateur au printemps. Ils vont ensuite se charger en humidité au-dessus de l'océan et être déviés vers l'est par la force de Coriolis. Cela va donner naissance au flux de mousson qui sera renforcé par la suite par le gradient méridien de température observé dès le printemps entre la mer et la terre. C'est à partir de fin juin - début juillet que le flux s'intensifie avec une vitesse moyenne de l'ordre de 10 m.s^{-1} du fait d'un renforcement du gradient méridien thermique entre l'océan (26°C) et le continent (40°C). Le refroidissement océanique équatorial est dénommé upwelling équatorial. Plus le gradient de température est important, plus le flux mousson pénétrera dans les terres (Eltahir and Gong 1996). Ce flux de mousson, transportant un air frais et humide venant de l'océan vers des terres chaudes et

asséchées, est donc l'initiateur des zones de convection profonde et par conséquent de la saison des pluies.

3.3.2 Le flux d'Harmattan

Le flux d'Harmattan (représenté en rouge sur la Fig. 3.5) est un vent de nord-est provenant des zones désertiques du Sahara et se dirigeant vers le sud-ouest. Il se déplace donc du continent vers l'océan. Cet air chaud et sec, correspondant aux alizés de l'hémisphère nord, est présent durant toute l'année sur l'Afrique du Nord avec une intensité beaucoup plus importante pendant les mois d'hiver que d'été. Dès le printemps, le flux d'Harmattan est associé à une circulation cyclonique au niveau du Sahara.

3.3.3 Le Front Inter Tropical (FIT)

La rencontre du flux de mousson et du flux d'Harmattan forme une zone de convergence près de la surface de la terre que l'on appelle le Front Inter Tropical. Cette zone de basses pressions, s'étendant sur toute l'Afrique de l'Ouest, se déplace latitudinalement. Elle possède une forte amplitude annuelle atteignant sa position la plus au sud durant l'hiver boréal de 5°N et sa position la plus au nord durant l'été boréal de 20°N. Outre sa forte variabilité annuelle, au moment de l'onset, le FIT a également un fort cycle diurne oscillant entre une position très au sud en fin de journée (18:00) et une position très au nord le matin (06:00 et 12:00) en raison du jet nocturne qui favorise une progression vers le nord du flux de mousson, l'amenant à une variation latitudinale de l'ordre de 100 km en 12 heures (*Sultan et al. 2007*). En ce qui concerne la convection profonde, elle se situe en général 400 voire 500 km au sud du FIT.

3.3.4 Le Jet d'Est Africain (JEA) (Africa Easterly Jet, AEJ)

Le Jet d'Est Africain (représenté en jaune sur la Fig. 3.5), orienté d'est en ouest, se situe dans la moyenne troposphère entre 600 et 700 hPa (3-4 km) principalement au sud du FIT. Il s'étend de la Mer Rouge (50°E) jusqu'à l'est de l'Océan Atlantique (40°W). Il est principalement présent durant l'été boréal de fin avril à fin octobre. Durant la période de pré-onset (mai-juin) et en période de retrait (septembre-octobre), il se situe vers 10°N alors que durant la mousson (juillet-août), il se situe plus au nord, c'est-à-dire au niveau du Sahel vers 15°N, avec des vents pouvant atteindre 15 m.s⁻¹ en moyenne. En hiver, le flux se positionne le long de la côte africaine (5°N) et est de faible intensité, il perd donc son nom de Jet d'Est Africain.

Son origine vient du gradient méridien de température et d'humidité entre la surface et 700 hPa qui génère, d'après la règle du vent thermique², un cisaillement vertical de vent d'est.

Ce jet favorise la formation des Ondes d'Est Africaines (*Nicholson et al. 2007*). Il joue également un rôle dans la formation des événements pluvieux de types lignes de grains.

3.3.5 La dépression thermique saharienne ou Saharan Heat Low (SHL)

Le Saharan Heat Low, qui est une structure de grande échelle, est une zone de convection très sèche et très chaude se situant au nord du FIT. Du fait du fort chauffage radiatif net au sol, cette dépression thermique possède un maximum de température et un minimum de pression à la surface, typique des régions désertiques. Le Saharan Heat Low est un élément clé dans le système de la mousson d'Afrique de l'Ouest (*Parker et al. 2005*). La dépression thermique, associée à une circulation cyclonique dans les basses couches aspirant le flux de mousson sur son bord est, peut atteindre une épaisseur de 5 à 6 km (600 à 700 hPa);

² Il laisse les températures les plus élevées sur sa droite dans l'hémisphère nord.

en revanche, son extension verticale est limitée par la subsidence de grande échelle de la cellule de Hadley (*Gamo 1996*).

D'après la figure 3.6 extraite de *Lavaysse et al. (2009)*, le cycle annuel de la dépression thermique saharienne indique un déplacement allant du sud-est au nord-ouest : en hiver, elle se situe sur le sud-est de l'Afrique de l'Ouest, à savoir au-dessus de la République Centrafricaine, du sud du Tchad et du sud-ouest du Soudan, et en été, elle se situe au-dessus du Sahara vers 25°N s'étirant du sud de l'Algérie au nord du Mali.

Le rôle du Saharan Heat Low est d'évacuer verticalement l'excédent d'énergie des basses couches et d'homogénéiser les profils verticaux de température et d'humidité. Il trouve son équilibre grâce à la "couche limite atmosphérique saharienne" (Saharan Atmospheric Boundary Layer - SABL). Cette couche va contrôler le transport et la distribution verticale des poussières, de la chaleur et de l'humidité (*Cuesta et al. 2009*); cela se fera au travers de forts soulèvements par les courants de densités et par le mélange du jet nocturne le matin. Elle est coupée en deux : une couche limite convective (CBL - Convective Boundary Layer) et une couche résiduelle (SRL - Saharan Residual Layer) (Fig. 3.7) (*Cuesta et al. 2008, 2009; Messenger et al. 2010; Garcia-Carreras et al. 2015*). La couche limite convective (CBL - Convective Boundary Layer) sèche bien mélangée, schématisée sur la figure 3.7, se développe entre la surface et 650-700 hPa (*Gamo 1996; Cuesta et al. 2009; Messenger et al. 2010*). Celle-ci perd en extension verticale lorsqu'elle se retrouve sur le Sahara Central et le Sahara Sud. Elle atteint seulement 2 km d'épaisseur au lieu des 4 km observés plus au nord du Sahara (*Gamo 1996*). Au-dessus de celle-ci, on trouve la couche résiduelle saharienne (SRL - Saharan Residual Layer) qui s'étend jusqu'à 500 hPa (6 km). C'est une trace de la CBL suite à une advection. Toutefois, elle peut être soit locale soit provenir de plus loin par advection. Ces deux couches, la SRL et la CBL, échangent des composants atmosphériques tels que la vapeur d'eau et les poussières (*Messenger et al. 2010*). Finalement, ces différentes études ont amené *Messenger et al. (2010)* à faire évoluer le schéma de la figure 3.5 vers celui de la figure 3.7 détaillant les processus en jeu associés au Saharan Heat Low.

Un peu plus au sud de cette région, on trouve la "couche d'air saharienne" (Saharan Air Layer - SAL) (Fig. 3.7). Cette couche se situe entre 1500 et 6000 mètres d'altitude au-dessus du Sahara durant l'été boréal. Cette couche transporte sur des milliers de kilomètres des bancs de poussières qui vont avoir tendance à réduire le rayonnement incident à la surface car ils absorbent une partie du rayonnement solaire.

Cette dépression thermique, oscillant sur l'Afrique de l'Ouest suivant les saisons, laisse supposer un couplage avec le flux de mousson et plus particulièrement au moment de leurs dates d'onset (*Sultan and Janicot 2003; Lavaysse et al. 2009*). Plus la température de surface est forte sur le Sahara, plus la couche de mélange est profonde, induisant un renforcement de la dépression thermique de surface et une propagation de la mousson vers le nord du continent. Cela joue également sur la migration du FIT durant cette période qui n'est pas régulière (*Couvreur et al. 2010*). L'air frais et humide du flux de mousson va en revanche ventiler et affaiblir la dépression thermique (*Peyrille et al. 2007*).

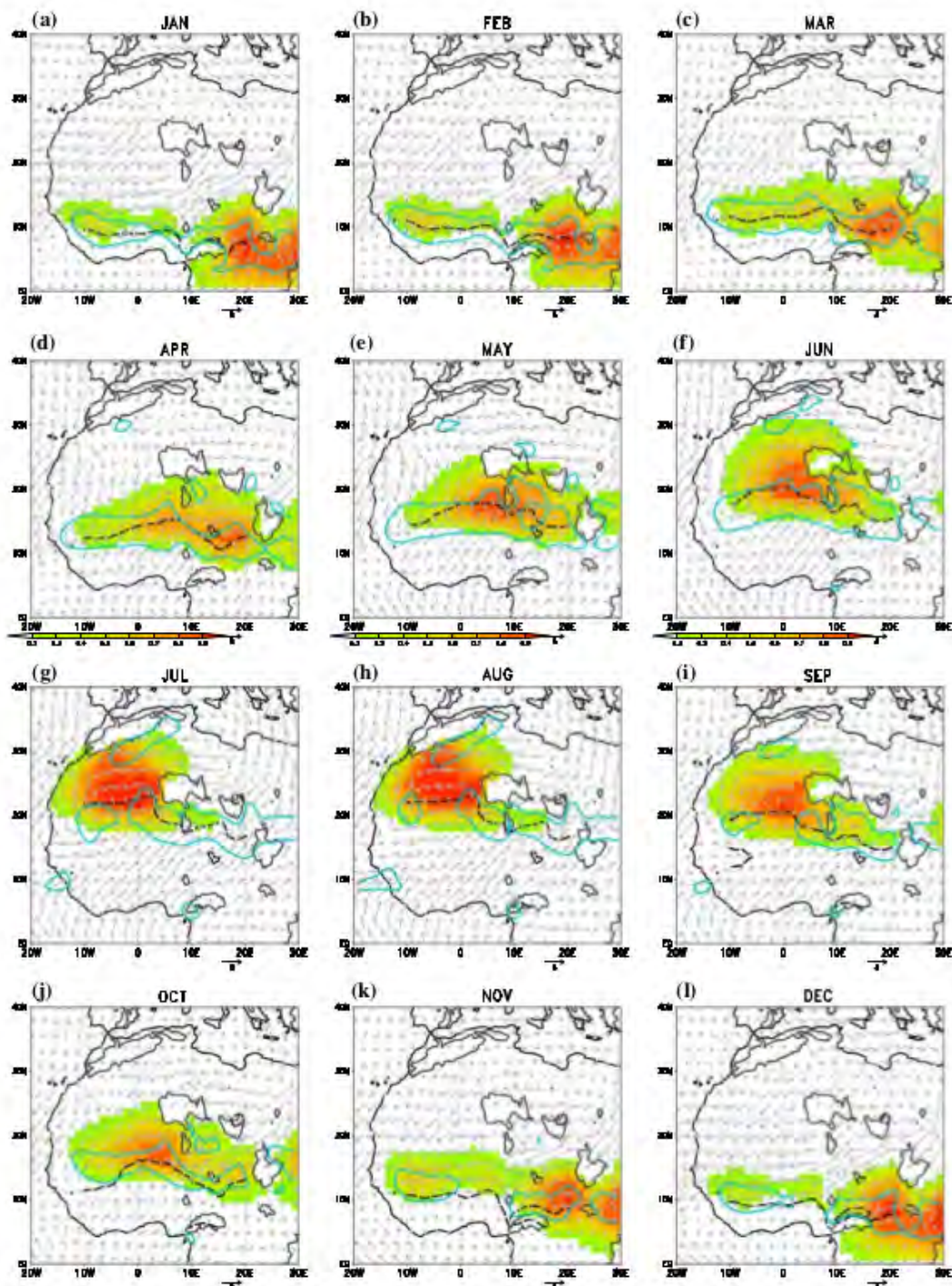


Figure 3.6: Fréquence mensuelle d'occurrence moyenne du Heat Low en Afrique de l'Ouest (couleur) et du champ de vent à 925 hPa (vecteurs, en m.s-1). Les contours cyan indiquent le $8 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ niveau de convergence horizontale et les lignes noires indiquent la position du minimum de géopotential à 925 hPa entre l'Équateur et 28°N (une indication de la position de l'Inter-Tropical Discontinuity (ITD)). Les lignes grises indiquent le contour de l'orographie au-dessus de 925 hPa. (Lavaysse et al. 2009)

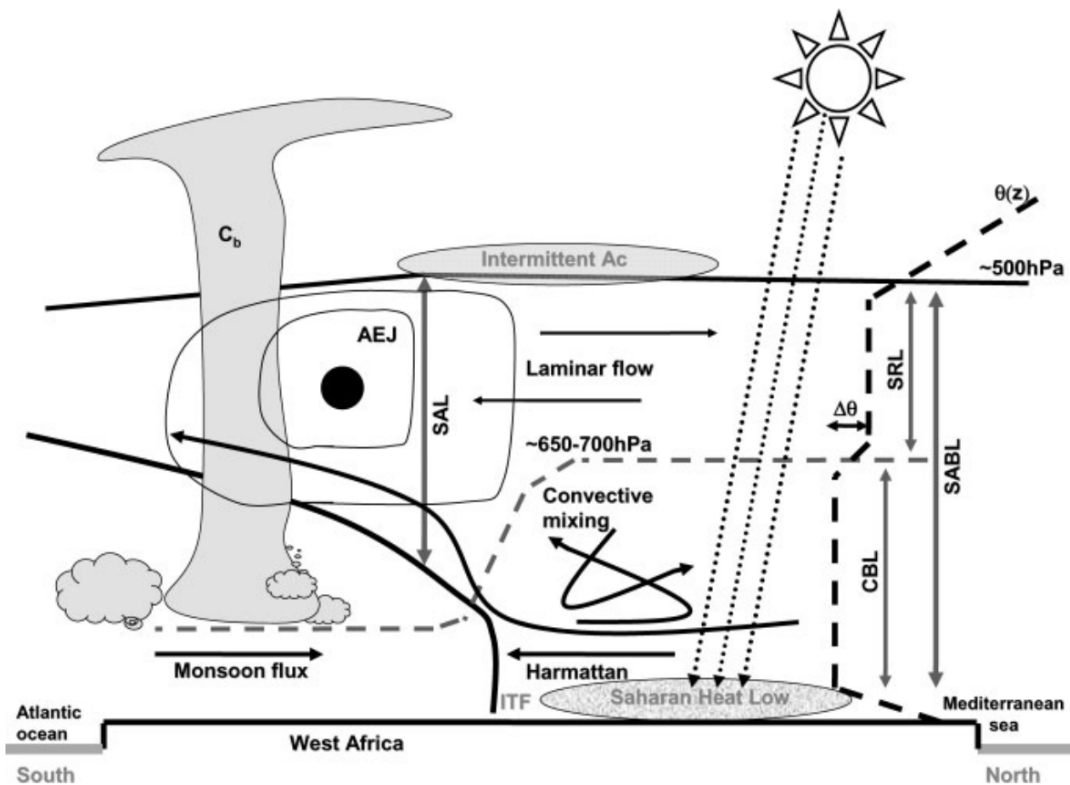


Figure 3.7: Schéma conceptuel d'une coupe verticale sud-nord de la structure et des processus de mélange de la couche limite convective (CBL - Convective Boundary Layer), située au-dessous de la couche résiduelle saharienne (SRL - Saharan Residual Layer). Ces deux couches forment la couche limite saharienne (SABL - Saharan Atmospheric Boundary Layer). La courbe noire, en trait épais, indique les limites de la SABL. La courbe grise, en pointillée, marque le sommet de la CBL et $\Delta\theta$ est la différence de température potentielle observée à travers la fine couche stable séparant la CBL et la SLR. La courbe noire, en trait pointillé épais, montre la forme d'un profil typique de la température potentielle au-dessus du désert (toutefois cela dépend de l'heure de la journée). (Messager et al. 2010)

3.4 Les nuages en Afrique de l'Ouest

En Afrique de l'Ouest, la période de mousson (de juin à septembre) apporte la majorité des pluies annuelles. Ces pluies proviennent de systèmes convectifs, les MCS, qui amènent également une forte nébulosité. Duvel (1989) s'est intéressé à cette nébulosité à partir des observations satellites Météosat de juin à septembre 1983 à 1985. Outre la nébulosité associée aux systèmes convectifs se développant en fin d'après-midi, il note la présence de cirrus sur le continent entre 18h00 LT et 00h00 LT et de nuages de mi-niveau tôt le matin.

Afin de palier les manques d'observations dans cette région et afin de mieux comprendre la mousson d'Afrique de l'Ouest, le programme AMMA (Analyse Multi-disciplinaire de la Mousson Africaine) et sa phase de terrain ont été lancés dans les années 2000 regroupant plus de 145 structures de recherches européennes, africaines et américaines. Ce programme international a pour objectif d'étudier les mécanismes de la mousson ouest-africaine, sa variabilité et ses liens avec les aspects socio-économiques. Grâce aux données recueillies, nous commençons à mieux comprendre ses caractéristiques géographique, météorologique et climatique notamment, et ainsi à améliorer les modèles actuels qui ont du mal à prédire son climat complexe. Le programme AMMA a été un véritable coup d'accélérateur dans les connaissances avec beaucoup d'investissement de la communauté

française et ce travail de thèse se place dans cette continuité, en bénéficiant des recherches communes (*Redelsperger et al. 2006; Level et al. 2010*).

L'étude de *Bouniol et al. (2012)*, basée sur l'année d'observations de la station mobile ARM de Niamey (Niger) en 2006, a également montré que la nébulosité, d'avril à septembre, était loin d'être seulement liée aux systèmes de convection profonde, et que les nuages observés dans cette région se scindent majoritairement en quatre types :

- la *convection peu profonde* avec des bases de nuages entre le niveau de condensation et 500 m au-dessus de celui-ci et des sommets de nuages inférieurs à 3 km,
- les *nuages de mi-niveau* avec des bases entre 3 et 7 km,
- les *cirrus* avec des bases supérieures à 8 km,
- les nuages issus de la *convection profonde* résultant des cumulonimbus et des lignes de grains. Ces nuages se situent au-dessus de la zone de fonte et ont des épaisseurs géométriques supérieures à 5 km.

De précédentes études avaient déjà proposé de scinder les nuages en Afrique de l'Ouest en quatre types (*Hayward and Oguntoyinbo 1987; Slingo 1980*).

Dans *Bouniol et al. (2012)*, les altitudes, les fréquences d'occurrences, les cycles diurnes et les impacts radiatifs à la surface dans le visible et l'infrarouge de ces quatre familles de nuages ont été documentés.

Grâce aux observations satellites de CloudSat-CALIPSO (Figure 3.8), *Bouniol et al. (2012)* ont documenté sur la période d'avril à septembre 2008 la nébulosité observée à l'échelle de l'Afrique de l'Ouest. Ces données ont montré que les quatre types de nuages observés à Niamey ne sont pas spécifiques de la région du Sahel mais de l'ensemble de l'Afrique de l'Ouest. Les cirrus ont une forte occurrence durant la période de pré-mousson. Ils s'étendent de l'Océan Atlantique à la région du Sahel où le site de Niamey se situe. Ce site est positionné en trait pointillé noir sur la figure 3.8. Dès le mois de juin, on remarque la progression des nuages vers le continent, entre 5 et 35°N, et une diminution de ceux que l'on observait sur l'océan en avril et mai. Cela est dû au flux de mousson (cf. 3.3.1) et à la ZCIT (cf. 3.2) qui progressent vers le nord. Pendant la période de mousson, on notera également une forte occurrence des nuages de mi-niveau au-dessus du Sahara. En ce qui concerne la convection peu profonde, pendant la période de pré-mousson, ces nuages se situent principalement sur l'océan et sont de type stratocumulus. Ces nuages bas deviennent plus fréquents sur le continent pendant la période de mousson tout en restant très présents sur l'océan.

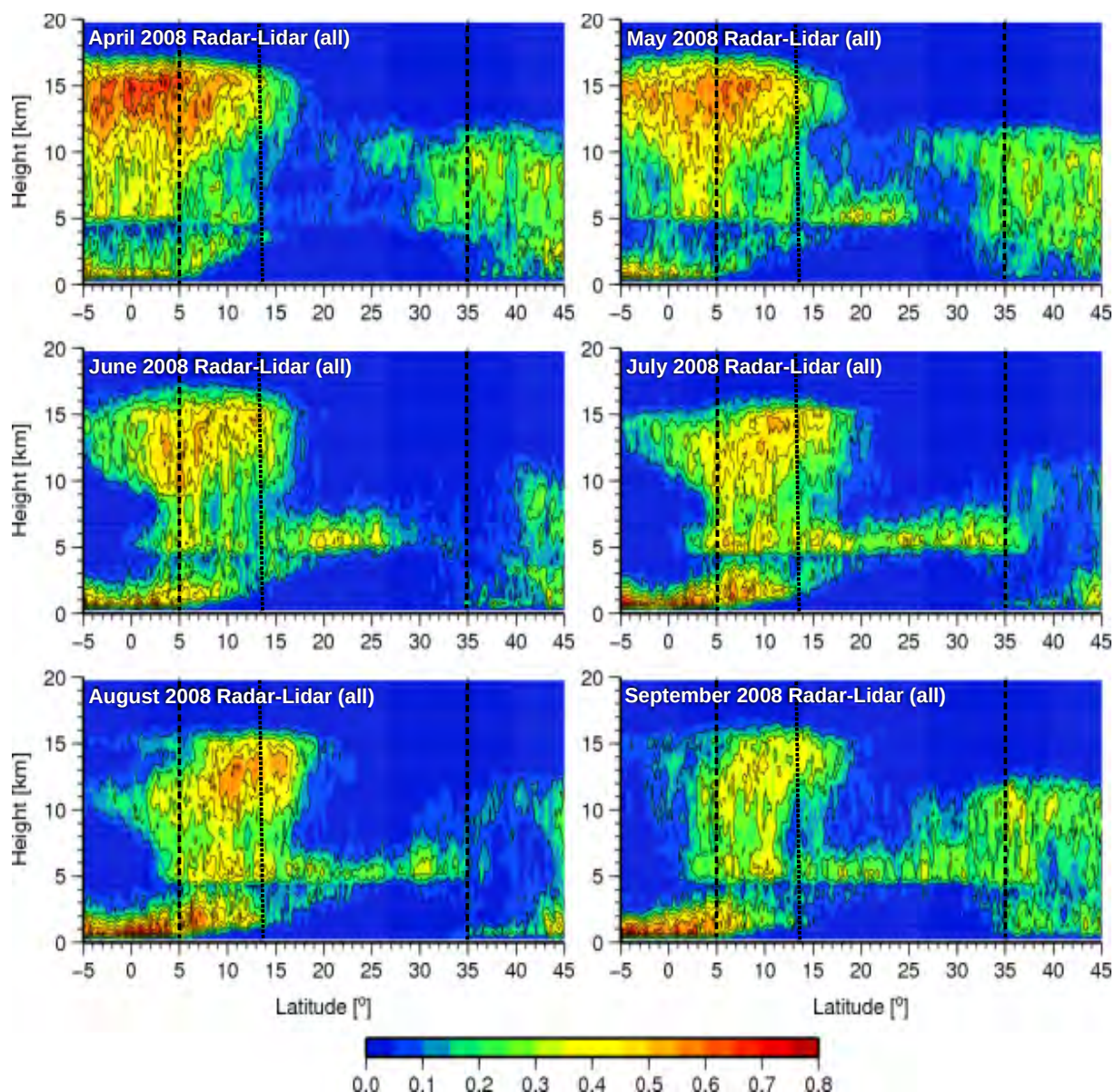


Figure 3.8: Coupe verticale des fréquences d'occurrence des nuages pour les mois d'avril à septembre, en fonction de la latitude. Les lignes verticales en pointillés noirs marquent les positions du golfe de Guinée et de la Méditerranée. Entre 13 et 14°N, la ligne verticale en pointillés noirs indique le site de Niamey au Sahel. Adapté de [Bouniol et al. \(2012\)](#)

[Stein et al. \(2011\)](#) ont également étudié la nébulosité en Afrique de l'Ouest à partir des observations de CloudSat-CALIPSO de 2006 à 2009. Cette climatologie s'intéresse à la période de mousson. Les traces ont été séparées en fonction de leur heure d'acquisition : de jour ou de nuit. Différentes catégories de nuages ont été observées : (i) des cirrus ayant des pressions inférieures à 200 hPa, (ii) des enclumes avec des pressions inférieures à 500 hPa, (iii) des cumulonimbus ayant des pressions comprises entre 900 hPa et un peu plus de 150 hPa, (iv) des nuages de mi-niveau avec des pressions entre 600 et 400 hPa, (v) des congestus ayant des pressions entre 900 et 400 hPa et (vi) des petits cumulus où les pressions à leurs sommets peuvent atteindre 700 hPa (Figure 3.9). Ils définissent donc des types de nuages légèrement différents de ceux identifiés dans [Bouniol et al. \(2012\)](#) notamment en ce qui concerne les enclumes, qui sont des étalements du sommet des nuages associés à la convection profonde, et les congestus. Les enclumes sont une couche nuageuse située sous les cirrus. Ils incluent également les virga qui sont des précipitations n'atteignant pas le sol. Les

congestus se situent à cheval sur le sommet des petits cumulus et les bases des nuages de mi-niveau. Les nuages de mi-niveau sont majoritairement plus fins géométriquement d'après sa figure 3.9 alors que les congestus ont un développement vertical plus important. La base des nuages de mi-niveau définie par [Bouniol et al. \(2012\)](#) est donc plus basse que celle définie par [Stein et al. \(2011\)](#) ; des congestus sont donc inclus dans la définition des nuages de mi-niveau de [Bouniol et al. \(2012\)](#). Durant la nuit, la convection profonde est très présente conduisant à la formation en très grand nombre des cirrus et des enclumes (cf. Fig. 2 (a-c) de [Stein et al. \(2011\)](#)). Dans les régions tropicales, d'autres études ont montré que les cirrus sont prédominants par rapport aux autres types de nuages ([Jin 2012](#)). Le jour, en revanche, est marqué par la présence de davantage de convection peu profonde et de congestus (cf. Fig. 2 (b-d) de [Stein et al. \(2011\)](#)). Les nuages de mi-niveau sont présents à la fois le jour et la nuit avec une occurrence beaucoup plus forte la nuit sur la région de l'Afrique de l'Ouest (cf. Fig. 3.9).

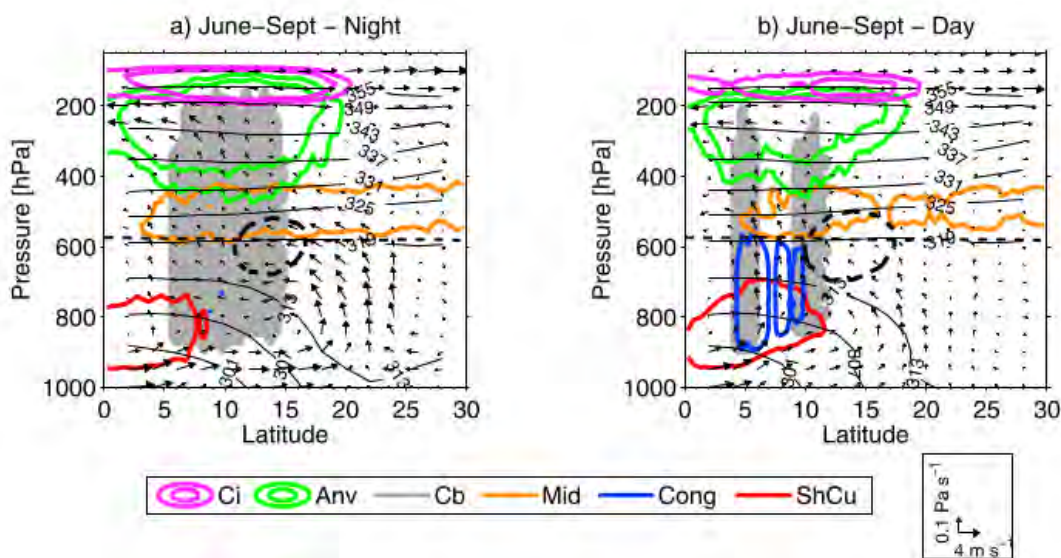


Figure 3.9: Coupe verticale des contours des nuages et des précipitations pour différentes catégories de nuages pour la saison de mousson Juin-Septembre (a) nuit et (b) jour. Les contours contiennent des fractions de nuages pour les cirrus (fraction de nuage supérieure à 5% et 10%, magenta), enclumes (5% et 10%, vert), altocumulus (5%, orange), congestus (5%, bleu), cumulus peu profonds (5%, rouge) et cumulonimbus (5%, gris sombre). Une ligne pointillée noire indique la couche de fusion. Les lignes fines noires indiquent les contours de température potentielle avec des intervalles de 6 K. Le contour en trait pointillé épais noir correspond aux vents zonaux inférieurs à -10 m.s^{-1} . Il indique la position de l'AEJ. Les vecteurs de vent sont échantillonnés de façon à avoir une distance d'advection de 12h. ([Stein et al. 2011](#))

A partir d'un large panel de données satellites dont CloudSat, CALIPSO, MODIS et MSG, des réanalyses ERA-Interim et de quatre modèles de climat en configuration AMIP (CanAM4, CNRM-CM5, HadGEM2-A et MRI-CGCM3), [Hill et al. \(2016\)](#) ont réalisé une climatologie de la nébulosité ainsi que des impacts radiatifs au sommet de l'atmosphère et des précipitations dans la région du Golfe de Guinée ($8^{\circ}\text{W}-8^{\circ}\text{E}$; $5-10^{\circ}\text{N}$) durant les mois de juin et juillet lorsque les données étaient disponibles entre les années 2000 et 2015 (cf. Tableau 1 de [Hill et al. \(2016\)](#)). Ils ont classifié les nuages en trois catégories : les nuages hauts avec des sommets inférieurs à 440 hPa, les nuages de mi-niveau avec des sommets entre 440 et 800 hPa et les nuages bas avec des sommets supérieurs à 800 hPa. Ils ont observé dans l'ensemble de leurs jeux de données que les nuages hauts représentent la plus forte couverture nuageuse

(entre 0.54 et 0.94) suivis des nuages de mi-niveau (entre 0.29 et 0.74) puis des nuages bas (entre 0.06 et 0.21). Ils notent un maximum d'occurrence des nuages hauts durant la nuit, des nuages de mi-niveau entre 1000 UTC et 1400 UTC et des nuages bas vers 1000 UTC.

3.5 Conclusion

L'Afrique de l'Ouest est donc une région particulière d'une part en raison des différentes bandes zonales que l'on y rencontre associées à des climats différents et d'autre part en raison de sa géographie. De plus, elle est caractérisée par un fort cycle annuel. La période de mousson que l'on rencontre en Afrique de l'Ouest de juin à septembre est marquée par des vents amenant de l'humidité sur le continent engendrant de fortes précipitations. C'est également durant cette période que la couverture nuageuse est maximale. Des études se sont intéressées à la nébulosité dans cette région durant cette saison mettant en évidence la présence de cirrus, de convection profonde et de nuages de mi-niveau. Dans cette thèse, nous documenterons plus en détails ces derniers types de nuages dans cette région afin de mieux comprendre leurs caractéristiques telles que leur occurrence, leur cycle diurne et leurs propriétés macro- et microphysiques, l'environnement thermodynamique dans lequel ces nuages sont observés ainsi que leurs effets radiatifs.

4 LES OBSERVATIONS, LES METHODES ET LES MODELES

Dans ce chapitre, nous allons décrire dans un premier temps les observations utilisées afin de caractériser les nuages de mi-niveau en Afrique de l'Ouest, puis dans un second temps nous discuterons des méthodes appliquées à ces observations. Enfin, nous aborderons les différents modèles utilisés : les modèles de climat et les modèles régionaux.

4.1 Les observations

Différents instruments de mesures permettent d'échantillonner les nuages afin de décrire leurs propriétés et celles de leur environnement. Ce travail s'appuie particulièrement sur trois jeux de données dont deux in-situ récoltés dans le cadre des expériences internationales AMMA (2006, Niger; *Redelsperger et al. (2006)*) et Fennec (2011, Algérie; *Marsham et al. (2013a)*) et des observations satellites (CloudSat et CALIPSO ; *Stephens et al. (2002)*; *Winker et al. (2007)*). Leur particularité est d'être constitués de mesures de télédétection active : radar et/ou lidar que nous décrivons dans la suite.

4.1.1 Les observation par télédétection active pour la détection des nuages

La télédétection active est une technique qui permet de mesurer à distance en utilisant des sources artificielles de rayonnement. Le radar (RADio Detection And Ranging) et le lidar (LIght Detection And Ranging) sont les principaux instruments de télédétection active. Ils sont équipés d'un émetteur et d'un récepteur. Ils émettent des rayonnements électromagnétiques et lumineux dans une direction donnée. Ce rayonnement peut entrer en interaction avec des cibles, des hydrométéores dans notre cas. Une partie du rayonnement peut alors être réfléchi vers le récepteur. Pour le radar, la puissance rétrodiffusée est convertie en réflectivité Z (en dBZ) et pour le lidar, en coefficient de rétrodiffusion β (en $\text{m}^{-1}\text{s}^{-1}$).

La réflectivité Z , de son vrai nom facteur de réflectivité, se calcule à partir de l'équation suivante :

$$Z = \frac{\lambda^4}{\pi^5 |K_w|^2} 10^{18} \int N(D) \sigma(\lambda, D) dD \quad [\text{mm}^6 \text{m}^{-3}]$$

avec λ la longueur d'onde d'émission,

D le diamètre,

N la distribution dimensionnelle des hydrométéores,

σ la section efficace de rétrodiffusion de la cible. Elle est définie en m^2 par

$$\pi D^2 \frac{P_r}{P_i} \quad \text{avec } P_r: \text{ la puissance rétrodiffusée vers l'antenne et } P_i: \text{ la puissance}$$

incidente.

$|K_w|^2$ le facteur diélectrique de l'eau associé à l'indice de réfraction n du milieu (eau ou glace). A 94 GHz, pour un radar nuage, ce facteur est égale à environ 0.8 pour l'eau liquide et 0.17 pour la glace (*Lhermitte 1987*).

Lorsque les hydrométéores sont des particules de glace et non d'eau liquide, on définit la réflectivité équivalente qui se note de cette manière :

$$Z_e = \frac{\lambda^4}{\pi^5 |K_w|^2} 10^{18} \int N(D_{eq}) \sigma(\lambda, D_{eq}) dD_{eq} \quad [\text{mm}^6 \text{ m}^{-3}]$$

La réflectivité s'exprime généralement en dBZ au travers de l'équation suivante :

$$Z = 10 \log_{10}(Z [mm^{-6} m^{-3}])$$

La réflectivité permet donc de fournir des informations sur la quantité d'eau sous forme liquide ou solide dans le volume sondé.

Grâce à la réflectivité, il est possible de connaître le contenu en glace d'un nuage (*Liu and Illingworth 2000*) au travers de l'équation suivante : $IWC = 0.137 * Z^{0.643}$ à 94 GHz avec IWC en $g.m^{-3}$.

Lorsque le radar est de type Doppler comme c'est le cas à la station ARM de Niamey, l'instrument mesure également la vitesse Doppler ($m.s^{-1}$). La vitesse Doppler V_D permet de mesurer la vitesse de déplacement des hydrométéores dans la direction de visée. En incidence verticale, c'est donc la résultante de la vitesse verticale de l'air (w) et de la vitesse terminale de chute des hydrométéores (V_{TZ}). La différence de vitesse de chute entre les hydrométéores glacés et liquides permet d'utiliser le signal Doppler pour détecter les précipitations liquides.

$$V_D = w - V_{TZ} \quad [m.s^{-1}]$$

Suivant la taille respective de la longueur d'onde et des hydrométéores, les ondes rétrodiffusées peuvent être modélisées par les théories de Mie et de Rayleigh.

Lorsque le diamètre des hydrométéores est plus petit que celui de la longueur d'onde utilisée, on est dans le régime de la diffusion de Rayleigh. On a donc dans ce cas-là :

$$\frac{2\pi}{\lambda} D \ll 1 \quad (\text{Doviak and Zrnić 1984}) \quad \text{avec} \quad \sigma = \frac{\pi^5}{\lambda^4} |K|^2 D^6$$

La section efficace de rétrodiffusion est donc proportionnelle à la longueur d'onde du radar ($1/\lambda^4$). Plus la longueur d'onde sera petite (c'est-à-dire plus la fréquence sera grande), plus le radar pourra observer des hydrométéores de petites tailles (*Lhermitte 1987*).

En revanche, dans la diffusion de Mie, le diamètre des hydrométéores est plus grand que celui de la longueur d'onde utilisée. Cette théorie s'applique aux particules sphériques uniquement, pas aux particules de glace. La section efficace de rétrodiffusion radar σ_r se calcule de la manière suivante:

$$\sigma_r = \frac{\lambda^2}{4\pi} \left| \sum_{l=1}^{\infty} (-1)^l (2l+1) (a_l - b_l) \right|^2$$

avec l un entier positif,

a_l et b_l les coefficients de Mie qui sont des fonctions de la taille radioélectrique $\alpha = 2\pi r/\lambda$ de la particule et de l'indice du milieu n . Ils s'expriment grâce aux fonctions de Bessel.

Dans le cas des radars nuage à 94 GHz, la section efficace de rétrodiffusion dans le régime de la diffusion de Mie oscille engendrant une saturation du signal radar par rapport à des fréquences plus faibles (cf. Fig. 9 de *Lhermitte (1987)*).

Les rayonnements électromagnétique et lumineux vont également être atténués au sein de l'atmosphère soit par absorption, c'est-à-dire que l'onde est absorbée par les particules atmosphériques, soit par diffusion, c'est-à-dire que l'onde se propage dans l'atmosphère dans des directions autres que celles du récepteur.

Pour le lidar, le rayonnement est rétrodiffusé par les aérosols et par les hydrométéores. Les interactions des hydrométéores sont régies par la diffusion de Mie. En plus du coefficient de rétrodiffusion β , le signal analysé se caractérise par le coefficient d'extinction α (en m^{-1}). Ce coefficient se scinde donc en une partie moléculaire (α_m) et en une partie particulaire (α_p). Le premier peut être obtenu à partir d'un radiosondage. En revanche, le second peut être relié à la distribution dimensionnelle des hydrométéores au travers de l'équation suivante :

$$\alpha_p = \frac{\pi}{4} \int Q_e N(D) A(D) dD$$

avec Q_e l'efficacité d'extinction,

$N(D)$ la distribution dimensionnelle des hydrométéores par intervalle de diamètre,

$A(D)$ l'aire géométrique des hydrométéores.

L'extinction du signal sera donc fonction de la concentration. Plus la concentration sera forte, plus le signal sera atténué.

Les radars émettent dans le domaine des micro-ondes (cf. Fig. 4.1). Les bandes de fréquence utilisées sont désignées par des lettres (W (75-110 GHz, 2.7-4 mm), K (24-28 GHz, 1 cm), X (8-10 GHz, 3 cm), C (5.2-5.3 GHz, 5 cm), S (2-3 GHz, 10 cm), L (1.2-1.4 GHz, 25 cm) et P (0.3-1 GHz, 50 cm)). Grâce à ces différentes longueurs d'ondes, le radar pourra observer différents types et tailles de particules (cf. Fig 4.1) : plus les fréquences seront élevées, plus le radar pourra détecter des particules fines. Les bandes P, L, S, C et X seront principalement utilisées pour détecter les précipitations alors que les bandes K et W sont utilisées pour détecter les nuages de glace. Les lidars émettent dans les longueurs d'onde de l'ultraviolet, du visible et de l'infrarouge. Les lidars dédiés à l'observation des nuages vont de 355 nm à 1024 nm.

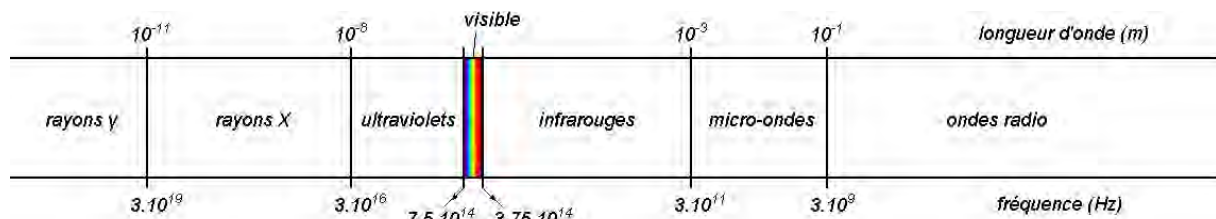


Figure 4.1: Longueurs d'ondes

Ces instruments permettent donc de mesurer un profil vertical. Ils donnent des indications sur les caractéristiques macro- (base, sommet et épaisseur) et microphysiques (composition) des différentes couches nuageuses. Nous reviendrons sur l'ensemble des caractéristiques que ces deux instruments permettent de nous fournir dans la suite de ce chapitre.

Ces deux instruments sont complémentaires pour l'échantillonnage d'un nuage (cf. Fig 4.2). Les profils verticaux nuageux obtenus soit à partir d'un radar soit à partir d'un lidar fournissent une vue différente de la structure verticale du nuage. Comme on le voit sur la figure 4.2, le signal lidar peut être atténué par une forte concentration de particules. Par conséquent, lorsque le lidar est le seul instrument sur les sites sol, la hauteur des sommets des

nuages pourra être sous-estimée. Cependant, le lidar est le seul instrument capable de détecter les nuages optiquement fins (comme le montre *Ansmann et al., 2009*); par conséquent, même lorsque le radar fonctionne certains nuages sont uniquement détectés par le lidar. Dans des situations particulières, par exemple dans le cas des nuages en phase liquide, les radars nuage (bandes Ka et W) peuvent subir une forte atténuation et, par conséquent, l'altitude des sommets des nuages peut également ne pas être détectée avec précision par les radars sur les sites sol. C'est par exemple le cas lorsque des précipitations sont présentes associées à des systèmes convectifs. Toutefois, les radars sont capables de pénétrer dans des couches nuageuses plus épaisses à l'inverse des lidars mais ils n'ont pas la capacité à détecter les nuages fins contenant de fines particules tels que les cirrus fins. Pour les équipements spatiaux, l'altitude du sommet des nuages peut être détectée avec précision. En revanche, l'atténuation le long de la trace, à la fois du radar et du lidar, peut impliquer une détérioration de l'altitude de la base du nuage. Finalement, la complémentarité de ces deux instruments maximise la détection nuageuse (*Mace et al. 1998; Hogan et al. 2001*). De plus, ces deux instruments de télédétection active sont capables de détecter sans ambiguïtés les situations constituées de plusieurs strates nuageuses, chose impossible à partir des instruments passifs.

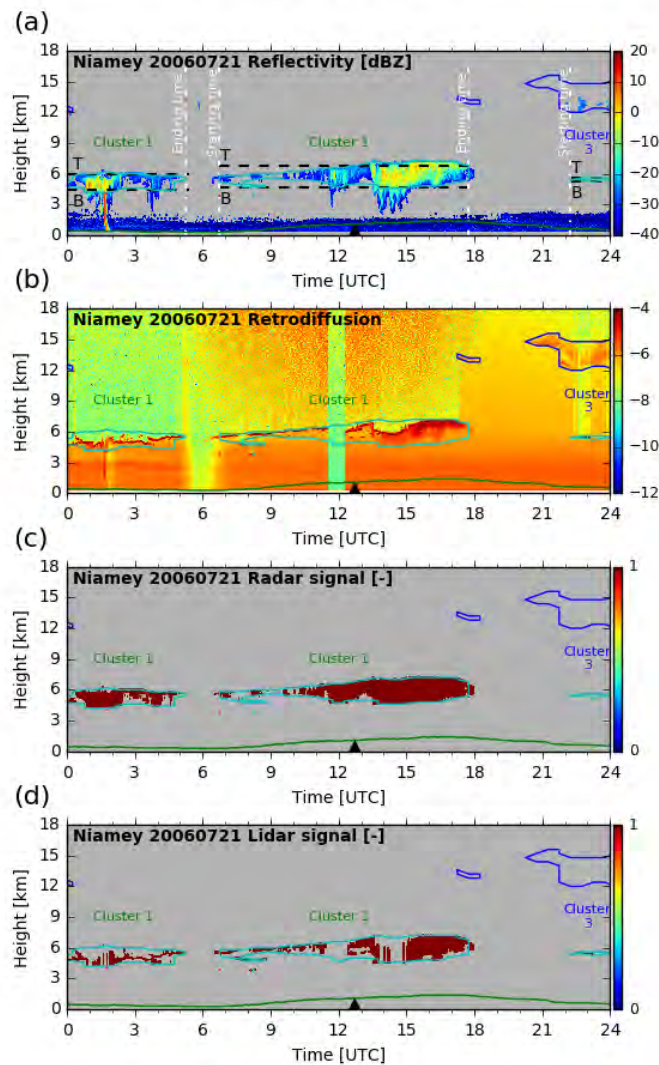


Figure 4.2: Échantillonnage en visée verticale (temps/altitude) de la structure nuageuse de l'atmosphère le 21 juillet 2006 à Niamey (a) par le radar nuage à 95 GHz : réflectivité (en dBZ), (b) par le lidar à 532 nm: coefficient de rétrodiffusion atténué en log10 (en sr-1 m-1), (c) masque nuageux construit à partir du radar (soit 1 soit 0), (d) masque nuageux construit à partir du lidar (soit 1 soit 0) à Niamey (Niger).

Dans ce travail, nous utilisons plusieurs dispositifs d'observations actives. Le premier site est situé au Sahel à Niamey (13.58°N, 2.38°E, environ 200 m au-dessus du niveau moyen de la mer, Niger (cf. Fig. 4.3), où la station mobile ARM (ARM Mobile Facility - AMF) a été déployée pendant un an en 2006. Cette station comprend différents instruments dont un radar Doppler de 95 GHz, un lidar à une longueur d'ondes de 523 nm, des radiosondages et des radiomètres (incluant un pyrgéomètre et un pyranomètre) (Miller and Slingo 2007). Le radar Doppler est opérationnel à partir du mois d'avril 2006. Tous ces équipements fournissent des informations à haute fréquence sur les caractéristiques macro- et microphysiques des nuages, les précipitations, les flux radiatif de surface et les aérosols (Stokes and Schwartz 1994).

Le second site sol utilisé dans cette étude se trouve à l'aéroport de Bordj Badji Mokhtar (BBM, 21.38°N, 0.92°E, environ 420 m au-dessus du niveau moyen de la mer, Algérie (cf. Fig. 4.3) dans le Sahara. Il a été déployé lors de la campagne Fennec en Juin 2011 (Marshall et al. 2013a). Cette campagne avait pour objectif de documenter les aérosols désertiques. Plusieurs instruments dont un lidar Doppler de 1.55 μm a été déployé du 2 juin au 1 juillet 2011, des radiosondages, un mât équipé d'un radiomètre mesurant les flux radiatifs et une station d'échantillonnage d'aérosols automatisée ont permis de documenter les conditions météorologiques rencontrées sur le site.

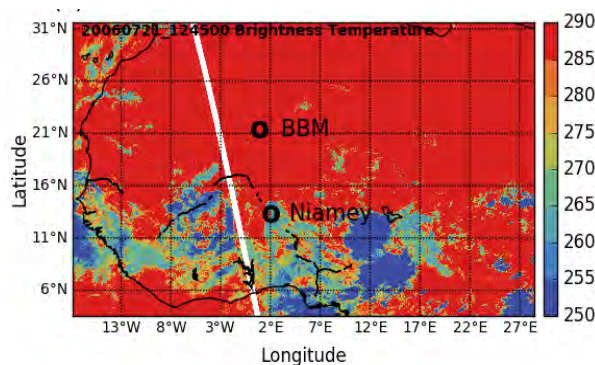


Figure 4.3: Température de brillance dans l'infrarouge (10,8 μm) mesurée par SEVIRI (en K) du 21 juillet 2006 à 12h45. La trace de CloudSat-CALIPSO est représentée en blanc. Niamey et BBM sont indiqués par des cercles noirs.

Grâce à la combinaison des mesures des profils verticaux de ces deux instruments et à l'application de l'algorithme de catégorisation Cloudnet (Hogan and O'Connor 2004; Illingworth et al. 2007), chaque pixel (défini sur une grille temps/altitude commune aux deux instruments) nuageux est caractérisé en termes de phase (liquide et/ou solide) c'est-à-dire de composition (cf. Fig. 4.4 et 4.5). La catégorisation indique également la présence d'insectes, d'aérosols ou de ciel clair. La température est aussi utilisée dans cet algorithme. Les hydrométéores en phase solide sont d'abord détectés à partir de leur localisation par rapport à l'isotherme 0°C et de leur vitesse de chute. L'extinction totale du signal lidar renseigne également sur cette phase. Le coefficient d'atténuation de rétrodiffusion du lidar β , la réflectivité du radar Z ainsi que l'altitude de l'isotherme 0°C permettent de distinguer les nuages potentiellement en phase liquide. Les insectes pouvant être confondus avec des nuages de phase liquide et/ou solide ayant une vitesse de chute importante sont identifiés à partir du signal radar dans les très basses couches. Les aérosols sont quant à eux détectés avec le signal lidar. Finalement, cette algorithme comprend 11 classes : (1) ciel clair, (2) gouttelettes d'eau liquide nuageuses, (3) bruine ou pluie, (4) bruine ou pluie et gouttelettes d'eau liquide nuageuses, (5) glace, (6) glace et gouttelettes d'eau liquide surfondues, (7) glace fondue, (8) glace fondue et gouttelette d'eau liquide nuageuses, (9) aérosols, (10) insectes et (11) aérosols et insectes.

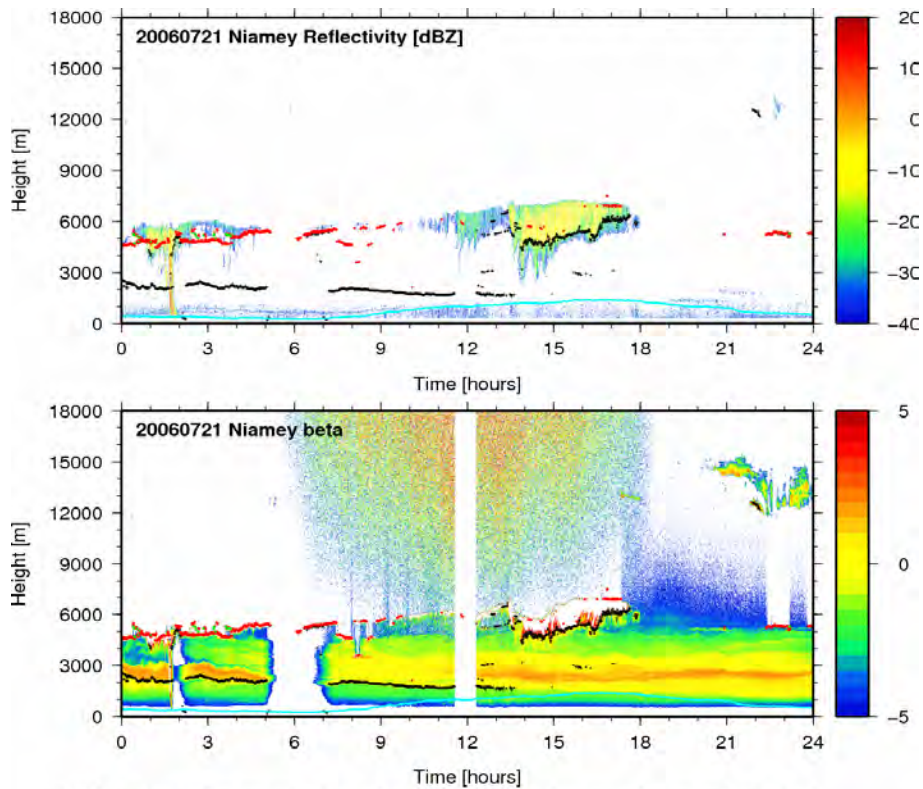


Figure 4.4: Données radar et lidar brutes à Niamey (Niger) le 21 juillet 2006

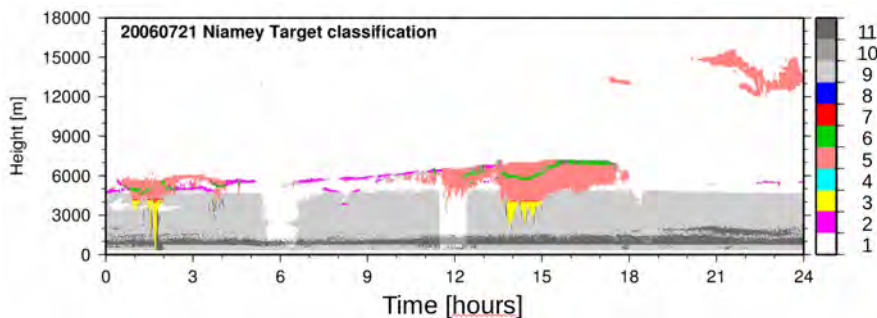


Figure 4.5: Classification nuageuse pour le 21 juillet 2006 établie par (Hogan and O'Connor 2004)

Lorsque seul le lidar est disponible, sur le site de BBM ou entre le 1^{er} et le 31 mars 2006 à Niamey (cf. Tab. 4.1), le masque nuageux a été construit directement à partir des mesures du lidar. Dans ce cas-là, aucune information sur la phase nuageuse et sur les propriétés microphysiques n'est disponible puisque ces informations sont fournies par le radar uniquement.

Les observations actives des satellites de CloudSat-CALIPSO ont également été utilisées dans ces travaux. Lancés en avril 2006, CloudSat et CALIPSO appartiennent à la constellation de satellites « A-Train » comptant sept satellites. Sur une orbite basse héliosynchrone, cette constellation traverse chaque jour l'équateur à 1h30 (nuit) et 13h30 (jour) heure locale (LT). Tous les 16 jours, elle passe au même endroit. CloudSat et CALIPSO fournissent des données provenant de différents instruments; dans ces travaux, nous nous intéresserons aux données récoltées uniquement par le radar et le lidar (cf. Tab. 4.1).

Le radar (Cloud Profiling Radar – CPR), embarqué sur CloudSat, est un instrument pointant à la verticale sous le satellite utilisant la fréquence de 94 GHz (bande W) (*Stephens et al. 2002*). Il a une sensibilité de l'ordre de -31 dBZ (*Haynes and Stephens 2007; Stephens et al. 2008*). Grâce à cette sensibilité, le radar détecte la majorité des nuages qui affecte significativement le bilan radiatif (*Stephens et al. 2008*). Le lidar (Cloud-Aerosol Lidar with Orthogonal Polarization - CALIOP) embarqué sur CALIPSO (Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observations) possédant deux longueurs d'ondes de 532 et 1064 nm est aussi un instrument pointant à la verticale sous le satellite (*Winker et al. 2007*). Le lidar, et plus particulièrement la mesure à 532 nm, est davantage sensible aux nuages optiquement fins tels que les cirrus ou les aérosols (*Winker et al. 2003; Winker 2006*).

La combinaison des mesures radar et lidar du produit CloudSat 2B-CLDCLASS-LIDAR est utilisée ici pour obtenir les profils nuageux atmosphériques les plus complets. Ce produit est obtenu sur la grille de CloudSat fournissant une coupe transversale espace/altitude ayant une empreinte radar de 1,5 km le long de la trace et 2,5 km perpendiculairement à la trace et 240 m verticalement avec une résolution temporelle de 0,16 seconde.

Le produit 2B-CLDCLASS-LIDAR fournit déjà une classification nuageuse (*Sassen and Wang 2008*) ; cependant, dans un souhait d'homogénéité entre les différents jeux de données, cette classification n'a pas été utilisée. Par conséquent, le même principe de classification des nuages à partir des caractéristiques macrophysiques, utilisé à Niamey, a été appliqué à la combinaison des satellites CloudSat-CALIPSO en Afrique de l'Ouest. Ces produits ont été extraits entre 0 et 45°N et entre 20°W et 50°E. Nous nous sommes intéressés à quatre années complètes : de juin 2006 à mai 2010 ; car depuis janvier 2011 seulement des mesures de jour sont disponibles pour le radar de CloudSat.

De plus, notons que les instruments utilisés n'ont pas des caractéristiques identiques entre les sites sols de Niamey, Bordj Badji Mokhtar et sur les satellites CloudSat-CALIPSO même s'ils utilisent tous les principes de la télédétection active. Ils n'ont donc pas les mêmes sensibilités, cela aura donc une incidence sur la comparaison des propriétés des nuages (épaisseur géométrique par exemple).

4.1.2 Les observations de rayonnement

Les données de rayonnement ont été collectées sur les deux sites de mesures à BBM et à Niamey. Équipés de différents instruments situés à 2 mètres d'altitude, les flux radiatifs dans les domaines du visible et de l'infrarouge ont permis d'analyser l'impact des nuages de mi-niveau dans ces deux parties du spectre. Le site de Niamey est équipé de deux radiomètres : le SKYRAD (Sky Radiometers on Stand for Downwelling Radiation) pour les flux reçus et le GNDRAD (Ground Radiometers on Stand for Upwelling Radiation) pour les flux réfléchis. Chacun de ces instruments possède un pyranomètre mesurant les flux dans le visible et d'un pyrgeomètre mesurant les flux dans l'infrarouge (*Miller and Slingo 2007*). Ces données sont disponibles sur l'ensemble de l'année 2006. Le site de BBM est équipé quant à lui d'un seul radiomètre de type CNR4 Kipp et Zonen mesurant les flux entrant et sortant dans les domaines du visible et de l'infrarouge dont les données sont disponibles du 6 au 30 juin 2011 (*Marsham et al. 2013a*). Ces données ont permis d'acquérir une mesure directe des flux à la surface avec une résolution temporelle de 1 minute sur le site de Niamey et de 1 seconde sur le site de BBM.

En ce qui concerne les flux au sommet de l'atmosphère, nous avons utilisé les données du satellite GERB (Geostationary Earth Radiation Budget) (*Mueller et al. 1999*). GERB est un radiomètre composé de deux canaux à large bande, l'un couvrant le spectre solaire et l'autre une surface plus étendue du spectre électromagnétique. GERB, déployé sur le

satellite Météosat-8, mesure le rayonnement émis par la Terre ainsi que le rayonnement solaire réfléchi toutes les 17 minutes. Les données sont ensuite ré-interpolées à 15 minutes. Il a une résolution spatiale de 50 km. Durant la campagne de mesures AMMA, GERB n'a pas collecté de données entre le 24 septembre et le 9 octobre 2006.

4.1.3 Les autres jeux de données

4.1.3.1 Les radiosondages

Les radiosondages fournissent des profils verticaux de la température, de l'humidité, de la pression et du vent depuis la surface jusqu'à la stratosphère.

Sur les deux sites de mesures, les radiosondages sont de type Vaisala RS-92. A Niamey, ils ont été lancés toutes les 6 heures excepté pour deux périodes d'observations en juin et en août où des radiosondages ont été lancés toutes les 3 heures (*Miller and Slingo 2007*). A BBM, les radiosondages ont été lancés entre la surface et 200 hPa toutes les 3 à 6 heures du 8 au 30 juin 2011 (*Marsham et al. 2013a*).

Les radiosondages ont été interpolés sur une grille régulière ayant une résolution verticale de 40 m.

4.1.3.2 Les mesures en surface

A Niamey, d'autres instruments fournissent des informations météorologiques (température, humidité, pression, vent) en continu proche de la surface permettant notamment la détermination du niveau de condensation par ascension (Lifting Condensation Level (LCL) en anglais). Le LCL indique le niveau au-dessus duquel l'humidité relative peut atteindre 100% et donc où les nuages peuvent commencer à se former.

Pour conclure, nous avons résumé sous forme de tableau (cf. Tab. 4.1) l'ensemble des données utilisé au cours de ces travaux.

Instruments	Measured parameters	Computed parameters	Temporal and spatial resolutions	Deployment duration
AMMA (ARM-Mobile Facility Niamey) - 2006 - Sol				
Cloud radar (WACR) (95-GHz)	Reflectivity (Z) Doppler velocity Depolarisation ratio	Cloud occurrence and cloud classification and cloud masks and macro and microphysics properties	30 s / 40 m	1 April - 31 December 2006
Micropulse lidar (523 nm wavelength)	Backscattering coefficient (β) Depolarisation ratio	Cloud occurrence and cloud classification and cloud masks and macrophysics properties	30 – 60 s / 30 m	1 January - 31 December 2006
Radiosondes (RS92 GPS / Vaisala)	θ , T, q, p	Thermodynamics properties and inversions	6 hourly	1 January - 31 December 2006
Microwave Radiometer (MWR)		Cloud classification	20 s	1 January - 31 December 2006
Microwave Radiometer Profiler (MWR-P)		Cloud classification	5 min	1 January - 31 December 2006
Rain gauge		Cloud classification		1 January - 31 December 2006
Downwelling radiation (SKYRAD)	SW, LW	Radiation	1 min	1 January - 31 December 2006
Surface meteorology		Lifting condensation level	1 min	1 January - 31 December 2006
Fennec (Bordj Badji Mokhtar) - June 2011 - Sol				
Doppler lidar (1550 nm wavelength)	Backscattering coefficient (β)	Cloud occurrence and cloud classification and cloud masks and macrophysics properties	30 s / 30 m	2 June - 1 July 2011
A-Train - CloudSat-CALIPSO - June 2006 to May 2010 - Satellites				
Cloud Profiling Radar (CPR) (94-GHz)	Reflectivity (Z)	Cloud occurrence and cloud classification and cloud masks and macro and microphysics properties	Cross-track : 1.4 km Along-track : 3.5 km / 480 m	June 2006 – May 2010
Cloud-Aerosol Lidar with Orthogonal Polarization (CALIOP) (532 and 1064 nm wavelength)	Backscattering coefficient (β)	Cloud occurrence and cloud classification and cloud masks and macrophysics properties	333 m / 30 m - 60m	June 2006 – May 2010
MSG-1 - 2006				
Radiometer (GERB)	SW, LW (TOA)	Radiation	15 min	1 January - 31 December 2006

Tableau 4.1: Liste des différents jeux de données afin de caractériser les nuages de mi-niveau. Notez que ce tableau n'est pas une liste exhaustive des instruments des sites sols ni des données satellitaires. (Bourgeois et al., accepté)

4.2 Les méthodes

4.2.1 L'identification des objets nuageux

Différents types de nuages : convection peu profonde, nuage de mi-niveau, convection profonde et cirrus, ont été identifiés à l'aide de critères morphologiques (base, sommet et épaisseur). L'identification de ces différentes classes se fait à une résolution spatio-temporelle dégradée dans un souci de garder groupés des profils nuageux qui pourraient apparaître disjoints du fait de l'échantillonnage en visée verticale. Une première sélection est effectuée dans les observations à pleine résolution où ne sont conservés que les points appartenant aux catégories (i) de gouttelettes d'eau liquide et/ou (ii) de glace et/ou (iii) de glace fondue et/ou (iv) de gouttelettes d'eau liquide surfondue. Dans le processus d'identification, les pixels de pluie et de bruine ne sont pas considérés comme des nuages. Le masque nuageux ainsi déduit des observations à pleine résolution est alors reprojété sur une grille de résolution temporelle de 30 minutes et une résolution verticale de 100 m au-dessous de 5 km d'altitude, 200 m entre 5 et 10 km d'altitude, et 400 m au-dessus. Chaque colonne nuageuse est alors examinée. Comme dans *Bouniol et al. (2012)*, ne sont conservés que les points du maillage pour lesquels la fraction nuageuse est supérieure ou égale à 2%. Chaque nuage ayant une base supérieure à 3 km et/ou un sommet inférieur à 8 km (9 km à BBM) est désigné comme un nuage de mi-niveau. Des critères pour les autres classes (cf. section 3.4) sont également appliqués. Les nuages ne remplissant aucun de ces critères sont classés indéterminés. Sur le site de Niamey, la base des nuages de mi-niveau doit également se situer à au moins 1 km au-dessus du LCL afin de ne pas considérer les nuages de couches limites comme des nuages de mi-niveau. A BBM, 22 objets nuageux identifiés en-dessous de 3.8 km d'altitude ont été écartés à cause de leurs faibles coefficients de rétrodiffusion et parce qu'ils semblent correspondre à des couches de poussières. Une technique de region-growing utilisant quatre critères de connectivité est ensuite appliquée sur la série temporelle afin de regrouper les profils contigus et des profils contigus initialement classés indéterminés. Un processus d'étiquetage est ensuite appliqué afin d'identifier chaque nuage individuellement en tant qu'objet. Ce masque à basse résolution est enfin désagrégé sur les observations à pleine résolution.

A BBM (cf. Fig. 4.6) et entre le 1^{er} janvier et le 31 mars 2006 à Niamey, les masques nuageux ont été construits à partir du signal lidar uniquement. Dans un premier temps, nous avons appliqué un traitement sur ces données consistant à les moyenniser sur 30 minutes. Ensuite, lorsqu'un signal fort apparaît, il est considéré comme une base de nuages. Le sommet du nuage est identifié lorsque le signal lidar est atténué. Après cette étape, une vérification manuelle a été effectuée sur les données car les couches d'aérosol épaisses peuvent être confondues avec la base des nuages et, dans ce cas, les données sont nettoyées manuellement.

Dans ce manuscrit, nous avons majoritairement travaillé par objets nuageux en opposition à un travail par colonne. Nous souhaitons donner le même poids à chaque individu nuageux afin de faire ressortir différentes familles de nuages de mi-niveau au travers de l'utilisation de méthodes de clustering indépendamment de leur taille. L'utilisation de colonnes nuageuses aurait donné davantage de poids aux objets ayant de long temps de passage (en minutes) au dessus des instruments sols et ayant de grandes étendues (en kilomètres) sous la trace des satellites. Cependant les traitements ont été fait par colonne nuageuse pour le calcul de l'occurrence et l'estimation des flux radiatifs.

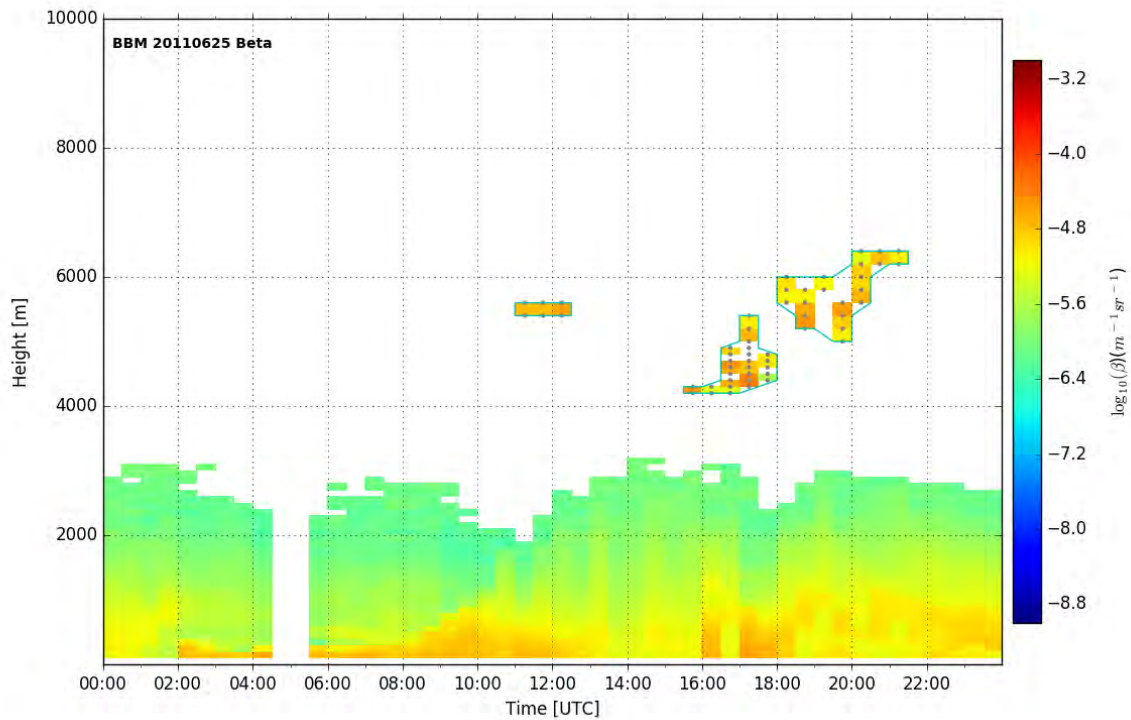


Figure 4.6: Construction des masques nuageux à BBM à partir du signal lidar

4.2.2 Les caractéristiques des nuages de mi-niveau

Pour les échantillonnages terrestres et spatiaux, le même processus est appliqué pour identifier les nuages de mi-niveau. La figure 4.7 illustre le processus d'identification des nuages de mi-niveau pour le cas du 21 juillet 2006. Le panel de gauche montre l'évolution temporelle des profils verticaux obtenus à partir de la réflectivité radar (a) et de la rétrodiffusion du lidar (b) à Niamey. Le panel de droite représente un transect de CloudSat-CALIPSO du même jour commençant à 1247 UTC (UTC = HL - 1, avec HL l'heure locale, sur les sites de Niamey et BBM), avec une figure latitude-altitude de la réflectivité radar (c) et de la fraction nuageuse déduite à partir du signal lidar dans la grille CloudSat (d) entre 3°N et 31°N. A Niamey, trois nuages de mi-niveau ont été identifiés et entourés en cyan. Pour chaque nuage de mi-niveau détecté à partir des observations sols et satellites, l'altitude de la base du nuage (B), l'altitude du sommet du nuage (T), l'épaisseur du nuage par colonne nuageuse et par objet nuageux, ainsi que l'heure de début, l'heure de fin et, par conséquent, la «durée» ont été stockées. Cette durée correspond en fait au temps passé au-dessus des instruments sols. Pour les données satellites, nous n'avons pas un temps de passage mais une distance. Les mesures radar donnent également la réflectivité qui peut être utilisée comme proxy des propriétés microphysiques et la vitesse Doppler.

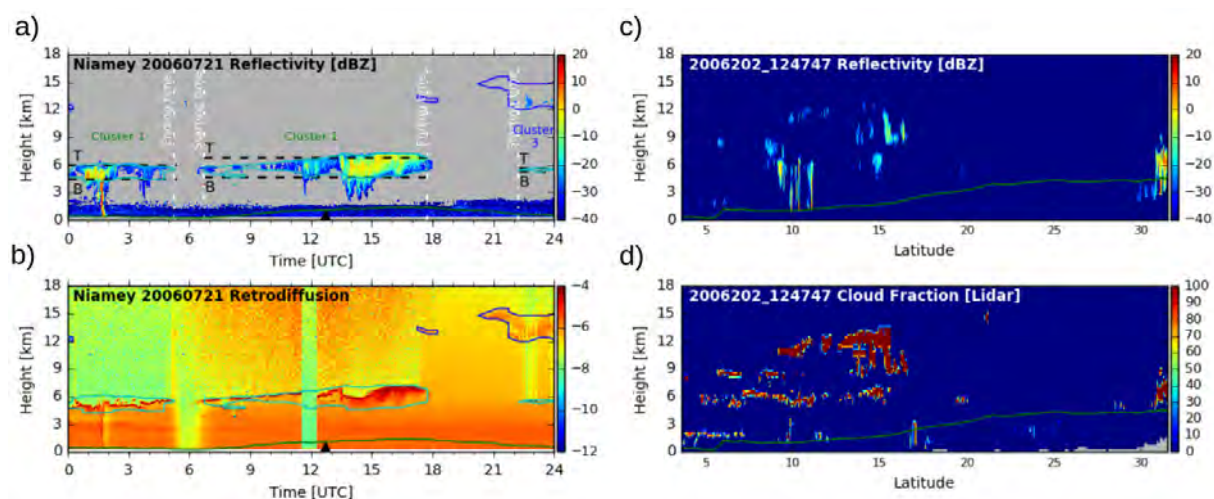


Figure 4.7: (a-b) Coupe temps-altitude de la réflectivité (en dBZ) observée par le radar et \log_{10} du coefficient de rétrodiffusion atténué à 532 nm (en $\text{sr}^{-1}\text{m}^{-1}$) observé par le lidar le 21 juillet 2006 à Niamey (Niger). Le LCL est représenté en vert. Les cirrus et les nuages de mi-niveau sont entourés en bleu et cyan respectivement. Les triangles noirs indiquent l'heure de début de la trace de CloudSat-CALIPSO. (c-d) Coupe latitude-altitude de la réflectivité (en dBZ) observée par le radar (CPR) de CloudSat et de la fraction nuageuse calculée sur la grille radar à partir du lidar (CALIOP) de CALIPSO à la même date à partir de 12:47:47 entre 3.5 - 31.5°N. Le LCL calculé à partir des fichiers ECMWF-AUX (<http://www.cloudsat.cira.colostate.edu/data-products/level-aux/ecmwf-aux?term=64>) est représenté en vert.

4.2.3 Les méthodes de clustering

Une visualisation des séries temporelles à Niamey et des échantillonnages spatiaux sur l'Afrique de l'Ouest à partir des instruments radar et lidar montre une grande diversité dans les propriétés macro- et microphysiques des nuages de mi-niveau. Afin de regrouper les nuages de mi-niveau ayant des caractéristiques communes, une analyse par clusters a été effectuée. Les techniques de clustering sont couramment utilisées dans les applications météorologiques et peuvent être séparées majoritairement en deux types d'algorithmes, l'algorithme de hiérarchisation agglomérative ascendante (Classification Ascendante Hiérarchique - CAH) (*Jain and Dubes 1988*) et l'algorithme K-means (*MacQueen 1967*). Une synthèse sur l'ensemble des méthodes de clustering est disponible dans l'annexe (A).

Récemment, différentes études ont appliqué des méthodes de clustering pour séparer les familles de nuages. La méthode de hiérarchisation a été appliquée par *Hoareau et al. (2013)* avec des lidars au sol et spatiaux (Observatoire de Haute Provence (HOP) et CALIOP, respectivement) pour déterminer trois classes distinctes de cirrus dans le sud de la France. Pour distinguer les différentes classes, ils ont utilisé l'altitude du sommet des cirrus et leur épaisseur. *Pope et al. (2009a)* se concentrent sur les systèmes convectifs à méso-échelle (MCS), dans le nord de l'Australie et les océans environnants. Ils ont utilisé les données obtenues à partir du satellite géostationnaire de l'agence météorologique japonaise (Geostationary Meteorological Satellite 5 - GMS5), à savoir la durée de vie des nuages, leur direction de propagation, la température au sommet du nuage ayant une durée de vie minimale, la zone nuageuse des nuages ayant une durée de vie maximale et le taux d'expansion de la zone nuageuse pendant la première heure des MCS tropicaux pour obtenir quatre groupes durant six saisons humides (septembre-avril). La durée de vie et la direction de propagation des nuages étaient les variables ayant le plus de poids dans le clustering. *Pope et*

al. (2009b) ont poursuivi l'étude en se focalisant sur les régimes météorologiques, déterminés par la direction du vent et l'humidité. *Jakob and Tselioudis (2003)* ont également utilisé cette méthode de classification pour analyser les produits nuageux de l'ISCCP dans la région ouest du Pacifique tropical. Ils ont détecté quatre régimes de nuages basés sur la pression au sommet du nuage et l'épaisseur optique. Le premier régime correspond aux cumulus peu profonds, le second aux cirrus isolés transparents, le troisième aux cirrus épais avec de la convection et le dernier à la convection profonde. *Tan and Jakob (2013)* ont observé les mêmes types de nuages à travers la détection de huit régimes de nuages dominés par quatre types de nuages principalement (cumulus, nuages de mi-niveau, convection profonde et cirrus) dans cette même région. *Bankert and Solbrig (2015)* se sont concentrés sur l'océan Pacifique Nord Est pour déterminer les structures verticales des nuages pendant les saisons d'été (juin-août) et d'hiver (décembre-février) de 2006 à 2009 en utilisant les données de CloudSat-CALIPSO et MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer). L'altitude de la base et du sommet des nuages, ainsi que le profil du contenu en eau des nuages ont permis de mettre en évidence 32 clusters, dont 16 en été et 16 en hiver, regroupés principalement en nuages bas, moyen et haut et en convection profonde. *Zhang et al. (2007)* ont défini cinq régimes de nuages tropicaux en utilisant également les données de CloudSat; pour valider le clustering, ils ont également utilisé les données MODIS (c'est-à-dire la pression au sommet du nuage et l'épaisseur optique). L'algorithme K-Means a été appliqué sur les distributions de fréquences conjointes d'altitude et de réflectivité radar de juin à septembre 2006.

Une certaine précaution est nécessaire avec les méthodes de clustering car elles fournissent toujours un résultat. Par conséquent, afin de porter un regard critique à nos résultats, ces deux algorithmes de clustering fondamentalement différents, la méthode K-means (*MacQueen 1967*) et la méthode de hiérarchisation ascendante (CAH) (*Jain and Dubes 1988*), ont été systématiquement appliquées et comparées entre elles. Par construction, une méthode de regroupement performante garantit une grande similitude intra-groupe et une faible similitude inter-groupes. La méthode K-Means est une méthode de partitionnement qui permet de diviser de manière optimale l'ensemble des objets en un nombre fixe et pré-déterminé de groupes K. D'abord, chaque grappe est représentée par un centre disposé de façon aléatoire. Ensuite, chaque élément de l'ensemble du jeu de données est affecté au groupe dont le centre est le plus proche (basé sur la distance euclidienne) et le centre des groupes est recalculé. Cela se fait itérativement jusqu'à ce qu'il y ait convergence, c'est-à-dire jusqu'à ce que plus aucun élément ne change des clusters à la suite d'itérations consécutives. Les avantages de cet algorithme sont sa simplicité, son efficacité (la convergence est parfois possible en une seule itération) et la possibilité de traiter de grandes bases de données. Cependant, c'est un algorithme non déterministe qui produit un résultat différent à chaque nouvelle réalisation. L'algorithme CAH est basé sur le calcul de la distance euclidienne suivant le critère de «Ward» (*Ward 1963*), dont l'objectif est d'avoir un gain minimum d'inertie intra-groupe à chaque agrégation. Il produit une séquence de groupes imbriqués les uns dans les autres fusionnant les nœuds ayant la plus faible dissemblance deux à deux. Les résultats peuvent être visualisés avec un dendrogramme qui permet d'identifier le nombre optimal de clusters et qui montre les relations hiérarchiques entre les groupes. Les avantages de l'algorithme CAH sont que le dendrogramme permet de déterminer le nombre optimal de classes (il n'est pas nécessaire de connaître le nombre de classes à l'avance comme dans l'algorithme K-Means) et c'est un algorithme déterministe ce qui signifie qu'il produit le même résultat à chaque réalisation. Les faiblesses sont ses calculs coûteux dès qu'il y a un nombre important de données et le fait que la qualité de la représentation diminue avec le nombre de clusters.

4.2.4 Les diagnostics thermodynamiques

Afin de déterminer la stratification thermodynamique favorable à l'occurrence d'un nuage de mi-niveau et l'impact d'un tel nuage sur cette stratification, les radiosondages des sites de Niamey et Bordj Badji Mokhtar sont exploités. A Niamey, ces profils sont triés et analysés en fonction de leur appartenance à différentes périodes temporelles : i/ entre « deux heures avant l'heure de début de l'occurrence du nuage » et l'heure de début de l'occurrence du nuage (appelée "avant" dans la suite du manuscrit), ii/ entre l'heure de fin de l'occurrence du nuage et « deux heures après l'heure de fin de l'occurrence du nuage » (appelée "après" dans la suite du manuscrit) et iii/ lors de l'occurrence du nuage de mi-niveau (où le nuage doit durer plus d'une heure).

L'existence d'un fort gradient de température potentielle peut impacter le développement vertical du nuage (*Johnson et al., 1996; Zuidema, 1998*). Une méthode de détection de ces forts gradients a donc systématiquement été appliquée aux radiosondages de Niamey. Ce fort gradient de température potentielle est dénommé par la suite « inversion » comme dans *Haikin et al. (2015)* (appliqué dans leur cas à la température). Dans le cas présent, notre détection est appliqué à la température potentielle qui permet de mieux séparer les zones bien mélangées des autres zones (*Communication personnelle, Fleur Couvreur, 2017*). Toutefois, nous avons obtenu des résultats similaires en appliquant cette méthode sur la température.

Pour illustrer cela, nous nous basons sur les profils de la journée du 22 mars 2006 durant laquelle deux nuages de mi-niveau (en cyan) ont été observés. La figure 4.8 représente le profil de la température potentielle observé à 1036 UTC illustré par des points rouges. Ce profil est observé lors de l'occurrence d'un des deux nuages de mi-niveau (cf. figure en bas à droite). La dérivée verticale de la température de potentiel ($\frac{d\theta}{dz}$) est calculée et représentée en noir à gauche entre 100 et 9000 m. La valeur moyenne de la dérivée verticale de la température potentielle ($\overline{\frac{d\theta}{dz}}$) entre ces deux altitudes est calculée et représentée en ligne pointillée orange et l'écart type (σ), deux fois et trois fois l'écart-type sont également montrés en lignes pointillées orange.

Une inversion est une couche détectée lorsque :

$$\frac{d\theta}{dz} \geq \overline{\frac{d\theta}{dz}} + 2 \sigma \quad (1)$$

Sur la figure 4.8, trois inversions sont détectées à 1000 m, 4500 m et 8500 m.

La base de l'inversion est déterminée comme le premier point où :

$$\frac{d\theta}{dz} \leq \overline{\frac{d\theta}{dz}} \quad (2) \text{ en-dessous du maximum de l'inversion}$$

et son sommet est déterminé dès le premier point où :

$$\frac{d\theta}{dz} \leq \overline{\frac{d\theta}{dz}} \quad (3) \text{ au-dessus du maximum de l'inversion}$$

L'épaisseur de l'inversion est donc la distance entre la base de l'inversion (2) et le sommet de l'inversion (3). Les couches d'inversion détectées sont représentées par des points noirs dans le profil vertical de la température potentielle (le reste du profil est indiqué par des points rouges).

Plusieurs inversions sont généralement détectées dans un radiosondage donné, donc pour chaque nuage de mi-niveau, l'inversion la plus proche de celui-ci a été sélectionnée.

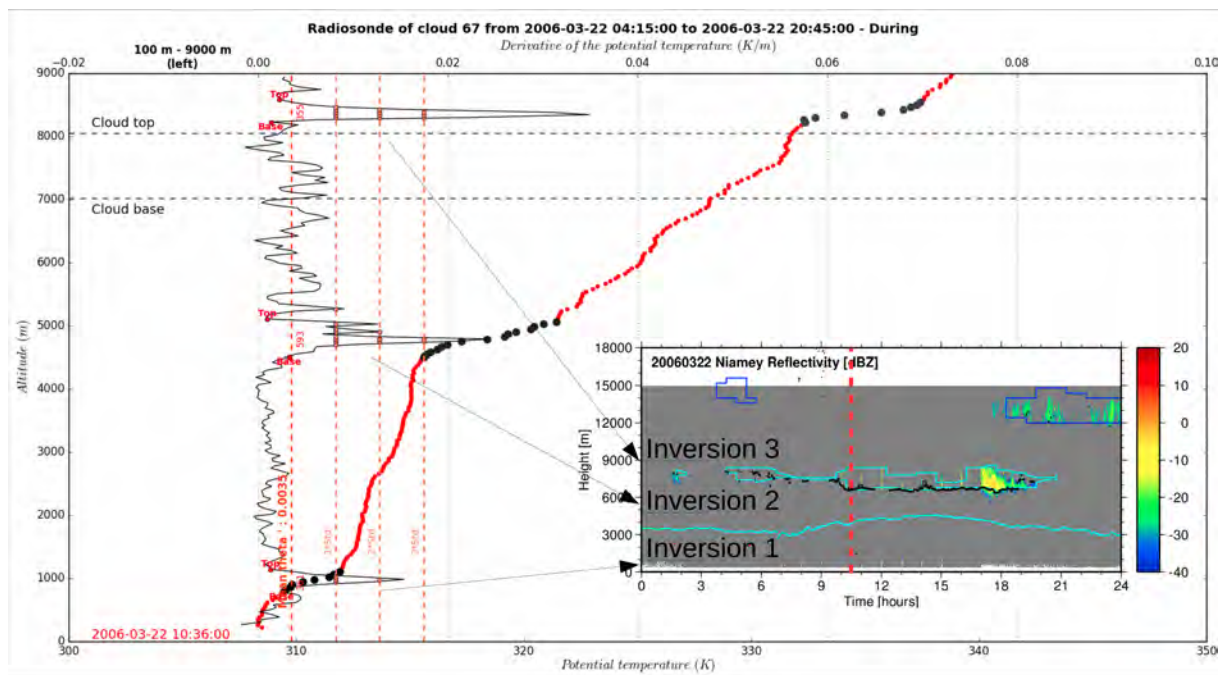


Figure 4.8: Détection des inversions de température potentielle pour le profil du 22 mars 2006 à 1036 UTC

Ci-dessous, la figure 4.9 représente le profil de la température de l'air observé à 1036 UTC. Après application de la méthode présentée ci-dessus (qui a été appliquée au profil de la température potentielle), vous remarquerez que nous détectons les mêmes inversions que celles détectées avec la température potentielle.

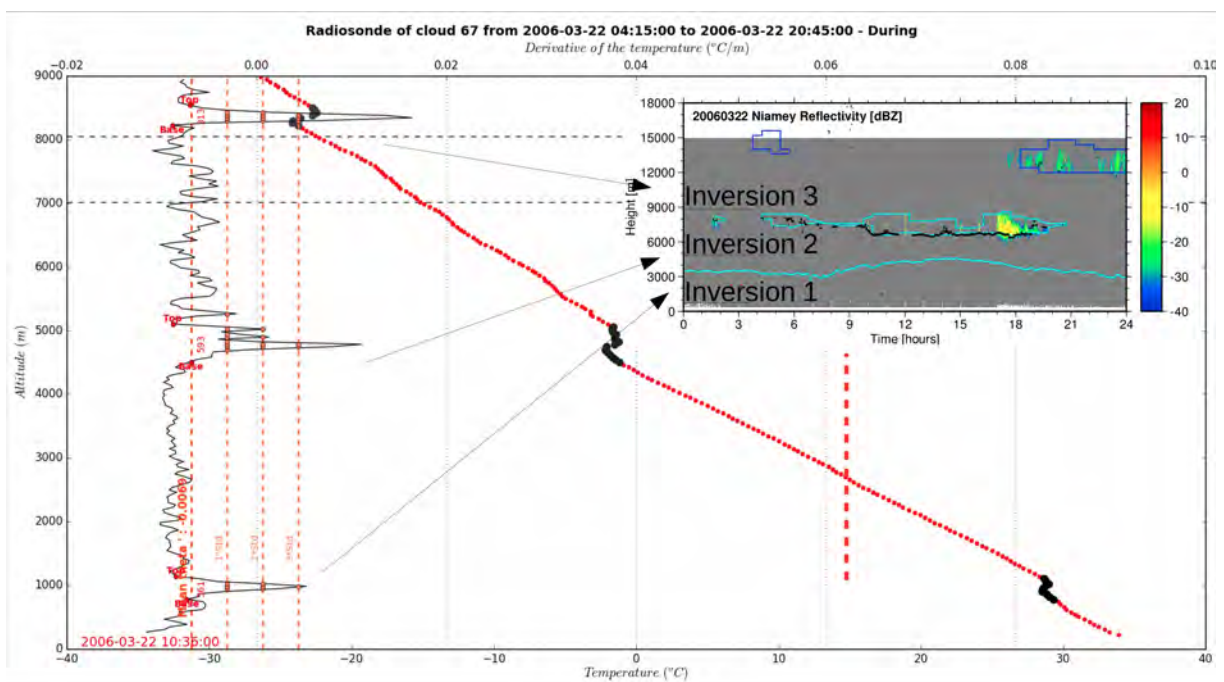


Figure 4.9: Détection des inversions de température pour le profil du 22 mars 2006 à 1036 UTC

4.2.5 Les effets radiatifs des nuages

Nous avons vu dans l'introduction que les nuages ont un rôle important dans le bilan radiatif de la Terre. D'après la figure 1.3, l'Afrique de l'Ouest se caractérise par un impact radiatif des nuages à part entière puisque c'est dans cette région du Monde que se concentre les plus forts impact radiatif des nuages. Il est donc primordial de s'intéresser à l'impact des nuages de mi-niveau.

L'effet radiatif des nuages (Cloud Radiative Effect (CRE)) à la surface est défini comme étant la différence entre le flux en condition nuageuse et le flux en ciel clair.

$$CRE = Flux_{Clouds} - Flux_{clear\ sky} \quad (W.m^{-2})$$

Si des mesures radiatives sont effectuées sur les deux sites sols, il est nécessaire d'estimer les flux descendants en ciel clair.

Deux méthodes, par colonnes nuageuses, ont été utilisées comme décrit dans [Bouniol et al. \(2012\)](#) pour calculer ce flux dans le domaine du visible : i/ soit en composant toutes les observations dans des conditions de ciel clair pour un mois donné, ii/ soit en estimant pour chaque jour le flux descendant dans le visible en ciel clair grâce au flux dans le visible au sommet de l'atmosphère (TOA) calculé à partir de l'angle solaire au zenith, ajusté par un coefficient, correspondant à la transmissivité de l'atmosphère, sur les observations dans le visible en ciel clair disponibles pendant ce jour (entre 0800 UTC et 1600 UTC).

Ces deux méthodes ont des avantages et des inconvénients. Tout d'abord, la première méthode permet de disposer d'un assez grand nombre de mesures en ciel clair permettant ainsi d'avoir un composite mensuel robuste. Toutefois, les valeurs peuvent présenter de fortes variations pour une même heure donnée car elles s'échelonnent sur une trentaine de jours durant lesquels des concentrations en aérosols peuvent être plus ou moins importantes. Pour la seconde méthode, l'inconvénient majeur est que cet ajustement ne peut être effectué que si des observations de ciel clair existent pendant la journée, c'est-à-dire entre 0500 UTC et 1900 UTC. Cette méthode dépendra également des aérosols présents dans l'atmosphère ce jour-là puisque le coefficient de transmissivité en dépend (cf. [Bouniol et al. \(2012\)](#)). De plus, ce coefficient de transmissivité est constant tout au long de la journée dans cette méthode ce qui n'est pas le cas puisque la concentration des particules au sein de l'atmosphère varie au cours de la journée.

La figure 4.10 illustre la première méthode pour le mois de mars 2006. Cette première méthode s'effectuant par composites est représentée par le trait bleu montrant le flux descendant dans le visible des nuages de mi-niveau pour le mois de mars et par le trait vert illustrant le composite du flux descendant dans le visible en ciel clair. La différence des deux nous permet d'obtenir l'impact des nuages de mi-niveau durant le mois de mars. L'ensemble des croix grises pour le ciel clair et des croix bleus pour les nuages de mi-niveau ont permis de construire ces deux composites.

La figure 4.11 illustre la seconde méthode pour le 17 mars 2006. Cette méthode calculée pour un jour donné est obtenue à partir du flux entrant dans le visible au TOA illustré en point vert. Les points rouges sur cette courbe correspondent aux mesures radiatives en ciel clair dont nous disposons pour ce jour entre 0800 UTC et 1600 UTC. Grâce à ces points rouges, nous pourrions calculer le coefficient de transmissivité de l'atmosphère et par conséquent nous pourrions calculer le flux entrant en ciel clair à la surface pour cette journée représenté par les points violets.

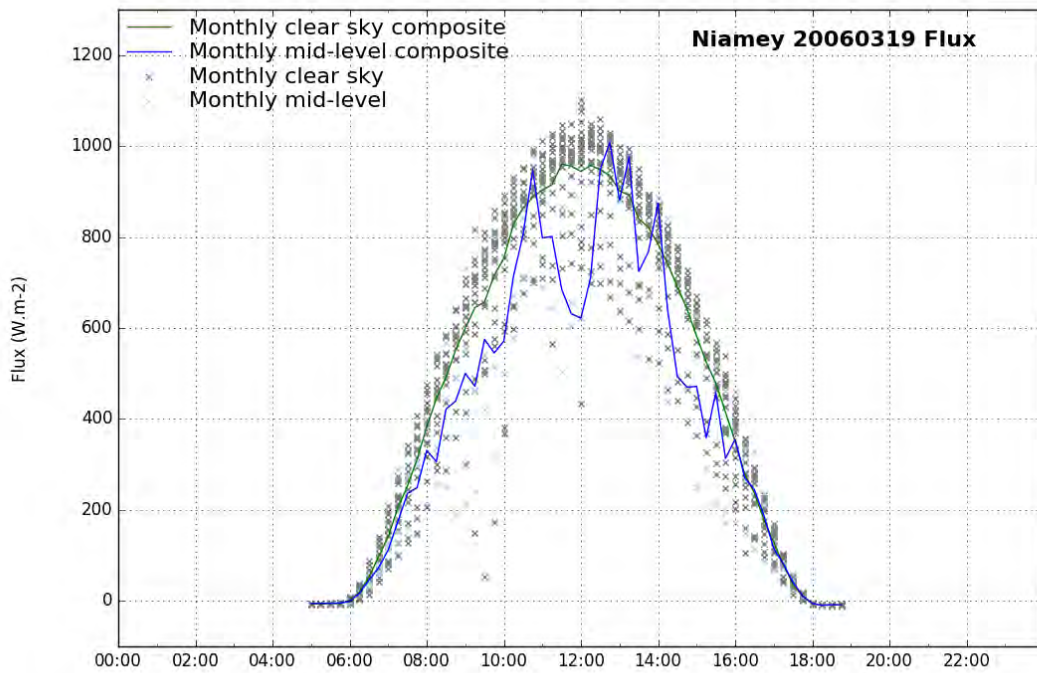


Figure 4.10: Cycle diurne des flux dans le domaine du visible en présence de nuages (en croix bleu ciel (scènes/valeurs observés instantanées) et en trait bleu foncé (composite mensuel)) et estimation des flux en ciel clair (en croix grises (scènes/valeurs observés instantanées) et en trait vert (composite mensuel)) durant le mois de mars 2006 par la méthode du composite mensuel.

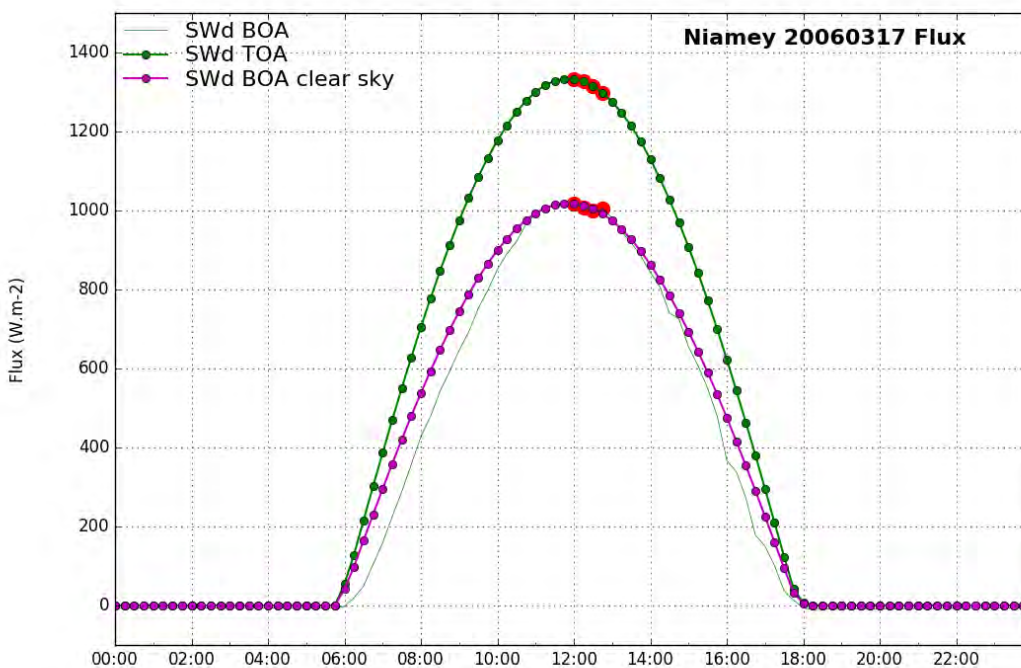


Figure 4.11: Détection du flux entrant en ciel clair à la surface dans le domaine du visible pour le 17 mars 2006. Le flux entrant dans le visible à la surface est représenté par le trait vert. Le flux entrant dans le visible au sommet de l'atmosphère est représenté par le trait vert sur lequel est superposé des points verts. Le flux entrant en ciel clair à la surface dans le visible est représenté par le trait violet sur lequel est superposé des points violets. Les points rouges correspondent aux mesures radiatives en ciel clair disponible ce jour.

Pour le domaine de l'infra-rouge, nous ne pouvons appliquer que la méthode décrite en (i) mais cette méthode doit être prise avec précautions car les conditions moyennes des situations avec nuage sont plus humides que les conditions moyennes sans; l'impact des nuages dans le domaine de l'infrarouge tendra à être minoré.

Les flux dans les domaines du visible et de l'infra-rouge au TOA obtenus à partir des données GERB BARG ont été utilisés pour déterminer les rapports $SW_{n\ TOA}$ et $LW_{\uparrow TOA, MLC}$ (cf. Tab. 6.4). Ces rapports sont définis à la section 6.2.1.3.

Les flux mesurés dans le visible et l'infra-rouge sont collectés uniquement pour les nuages de mi-niveau. De plus, lorsqu'il existe plusieurs types de nuages dans la même colonne, l'effet radiatif des nuages n'est pas calculé. Afin de réduire le bruit soit dans les mesures soit dans les estimations de ciel clair, les observations ont été moyennées à une résolution de 15 minutes.

4.3 Les modèles et les simulations

Des études ont montré que les modèles sous-estiment l'occurrence des nuages de mi-niveau en Afrique de l'Ouest (cf. section 2.2). Grâce aux propriétés macro- et microphysiques, thermodynamiques et radiatives des nuages de mi-niveau récoltées dans cette région, nous avons à présent une base sur laquelle nous pouvons nous appuyer pour l'évaluation de la représentation de ces nuages dans les modèles. Afin de comprendre l'impact des différentes résolutions verticales et horizontales des modèles sur la représentation des nuages de mi-niveau, des simulations régionales à fine résolution et des modèles de climat ont été utilisés dans ces travaux.

4.3.1 Les simulations régionales SWAMMA

La représentation des nuages de mi-niveau dans les simulations régionales à fine résolution SWAMMA (Saharan West African Monsoon Multi-scale Analysis) a été analysée.

Les simulations utilisées s'appuient sur le modèle unifié du Met Office (UK Met Office (UKMO) Unified Model (UM)) (*Walters et al. 2011*). Ce modèle utilise un système d'équations non-hydrostatiques lui permettant de traiter des situations de petite (Large Eddy Simulations) et grande (synoptique) échelle. Il est également semi-lagrangien et semi-implicite (*Davies et al. 2005; Staniforth and Wood 2006*). Différentes paramétrisations physiques sont utilisées dans ce modèle. Le schéma de turbulence de couche limite est basé sur les travaux de *Lock et al. (2000)* et *Edwards (2012)*. Le schéma de processus de surface s'appuie sur ceux de *Best (2005)* et *Best et al. (2011)*. Le schéma de convection s'appuie sur ceux de *Gregory and Rowntree (1990)* et *Stratton et al. (2009)*. Le schéma microphysique s'appuie sur les travaux de *Wilson and Ballard (1999)* et *Wilkinson et al. (2013)* et le schéma radiatif sur ceux de *Edwards (2012)*.

Les simulations SWAMMA utilisent des configurations très proches de celles utilisées dans le cadre du projet Cascade (*Pearson et al. 2013; Marsham et al. 2013b; Birch et al. 2014*). Financé entre 2008 et 2012 par le NERC (Natural Environment Research Council) en Angleterre, le projet Cascade, décrit par *Pearson et al. (2013)*, a pour objectif d'étudier les systèmes convectifs et leur organisation. Leurs interactions avec les structures de petites et grandes échelles dans les Tropiques sont également étudiées en utilisant un large domaine d'étude. Des simulations à hautes résolutions ont été utilisées dans ce projet afin de comprendre comment la convection et sa paramétrisation interagissent avec la dynamique.

Le projet SWAMMA développé récemment par l'Université de Reading ainsi que par Alexander Roberts, John Marsham et Doug Parker à l'Université de Leeds a pour objectif

d'évaluer et d'améliorer les processus d'échelle régionale et/ou mondiale couplés (i) au système de mousson en Afrique de l'Ouest, (ii) à la convection profonde et (iii) aux tempêtes de sables et/ou poussière (nommées haboobs) qui déterminent le comportement saisonnier des précipitations durant la mousson. Cela devrait donc permettre une meilleure représentation de l'organisation et de l'emplacement des pluies durant la période de mousson que les modèles opérationnels ne représentent pas correctement. L'objectif de SWAMMA est ainsi de parvenir à reproduire beaucoup plus fidèlement le bilan énergétique durant la période de mousson.

Toutefois, ces simulations SWAMMA diffèrent de celles de Cascade en ce qui concerne : (i) les conditions aux limites et (ii) la longueur des simulations. De plus, les simulations SWAMMA modélisent le soulèvement et le transport de poussières avec certaines simulations incluant l'effet radiatif des poussières ce qui n'était pas le cas des simulations Cascade. Nous reviendrons sur les deux premiers points par la suite.

Ces simulations ont été effectuées avec différentes résolutions horizontales : 4 km, 12 km et 40 km. Deux simulations sont disponibles en convection explicite : 4 et 12 km, et deux sont disponibles en convection paramétrée : 12 km et 40 km. Toutes les simulations sont effectuées sur 70 niveaux. Les simulations à 12 km et 40 km s'étendent jusqu'à 80 km d'altitude alors que la simulation à 4 km de résolution s'étend jusqu'à 40 km d'altitude. 70 niveaux verticaux sont récupérés pour les simulations à 4 km. Pour les autres simulations, les 40 premiers niveaux verticaux sont collectés. La figure 4.12 illustre les premiers niveaux verticaux des quatre résolutions horizontales utilisées.

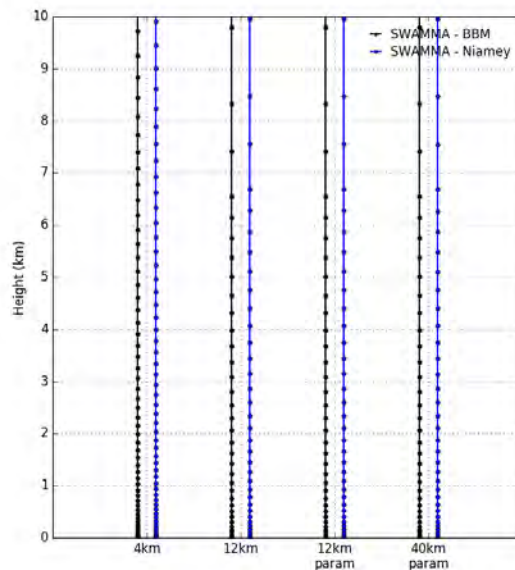


Figure 4.12: Grilles verticales basées sur la température potentielle des simulations SWAMMA avec les résolutions horizontales à 4 km, 12 km, 12 km en convection paramétrée et 40 km en convection paramétrée à Niamey (Niger) (en bleu) et à Bordj Badji Mokhtar (BBM) (Algérie) (en noir).

Les simulations SWAMMA sont forcées par des champs de vent horizontal et de température potentielle aux limites toutes les heures à partir de simulations globales obtenues par le modèle du Met Office avec une grille de 60 km de résolution. Ces simulations globales sont initialisées toutes les 6 heures avec les ré-analyses de ECMWF (European Centre for Medium-Range Forecasts). Les températures de surface de la mer sur le domaine d'étude des simulations SWAMMA sont également initialisées toutes les 6 heures à partir des ré-analyses de ECMWF.

Les simulations SWAMMA couvrent la période du 1^{er} mai au 30 septembre 2011, c'est-à-dire lors de la campagne Fennec. Les simulations Cascade ont représenté 40 jours de la période de mousson de l'année 2006 c'est-à-dire lors de la campagne AMMA. Le domaine de simulation s'étend d'environ 0°N à 35°N et de 23°W à 35°E capturant ainsi parfaitement l'Afrique de l'Ouest du Golf de Guinée au sud jusqu'aux côtes méditerranéennes au nord et de l'Atlantique à l'est jusqu'au Soudan à l'ouest.

4.3.2 Les modèles de climat

Un modèle de climat permet de reproduire le comportement du climat terrestre sur le long terme. Il fait intervenir la circulation atmosphérique et océanique à l'échelle planétaire. Grâce à ces modèles climatiques, il est possible de simuler l'évolution du climat passé et futur allant de quelques années à plusieurs millénaires.

Ces modèles se décomposent en une partie dynamique et une partie physique. La partie dynamique s'appuie sur des lois physiques dont les équations de Navier-Stokes. La partie physique traite tous les autres processus qui ne peuvent pas être résolus à l'échelle de la maille, et pour lesquels il faut utiliser des paramétrisations, c'est-à-dire des représentations simplifiées, pour représenter : la turbulence, la convection peu profonde, la convection profonde, les nuages, la microphysique et le rayonnement.

Les modèles de climat permettent de représenter le climat du globe à une résolution comprise entre 300 et 500 km en moyenne (ce que l'on appelle le maillage représenté sur la figure 4.13).

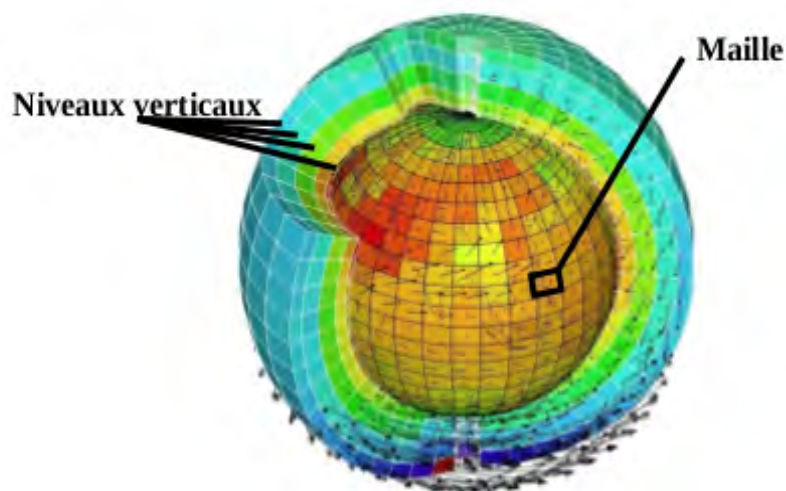


Figure 4.13: Représentation en trois dimensions d'un modèle de climat (IPSL)

Dans notre étude, nous utilisons les modèles de climat des projets CMIP5 (Coupled Model Intercomparison Project 5) et CMIP6 (Coupled Model Intercomparison Project 6) coordonnés au niveau international. Les scientifiques développant ces projets, ont mis en place différents scénarios climatiques futurs pour ces modèles. Ils correspondent à la quantité de gaz à effet de serre et autres particules (aérosols) dans l'atmosphère émise entre la période 2006 - 2300. Ici, nous nous sommes penchés sur ces modèles dans le cas du climat présent; le climat passé et les scénarios climatiques ne sont donc pas utilisés. Afin de comparer les composantes atmosphérique de ces modèles de climat, des simulations du climat présent où la SST est forcée sont effectuées. Ce sont les simulations AMIP qui sont utilisées dans ce travail.

Environ une quarantaine de modèles de climat participent au projet CMIP5. Dans cette étude, nous nous intéresserons à sept versions de ces modèles de climat avec pour

certaines des modifications de leurs paramétrisations physiques ou de leurs configurations (CanAM4, HadGEM2-A, IPSL-CM5A-LR, IPSL-CM5B-LR, MPI-ESM-LR, CNRM-CM5, CNRM-CM6) décrits dans le tableau 4.2 et dont les grilles verticales sont représentées sur la figure 4.14. Le modèle CNRM-CM6 est une évolution de CNRM-CM5 qui est en développement au CNRM et qui participera au prochain exercice CMIP6. Une configuration nudgée de CNRM-CM6 est également utilisée dans ces travaux. Cette simulation AMIP est dite guidée (-nudge). Dans ce cas, un rappel des variables dynamiques (vents zonal et méridien) du modèle vers celles d'une réanalyse (eg. ERA-Interim) est effectué. Ce type de simulations permet de corriger l'état moyen du modèle, de lui imposer une chronologie et donc rend plus simple a priori la comparaison aux observations à l'échelle locale ou régionale. Ce type de simulations est donc utile pour comprendre certains aspects des défauts des modèles de climat.

Modèles de climat	Institut, Pays	Résolution horizontale	Nombre de niveaux verticaux	Périodes
CanAM4	Centre Canadien de la Modélisation et de l'Analyse Climatique, Canada	T63 (1.875° x 1.875°)	35	2006
CNRM-CM5	Centre National de Recherches Météorologiques (CNRM-CERFACS), Météo-France, France	T127 (1.4° x 1.4°)	31	2007
CNRM-CM6-v1	Centre National de Recherches Météorologiques (CNRM-CERFACS), Météo-France, France		91	2007
CNRM-CM6-nudge	Centre National de Recherches Météorologiques (CNRM-CERFACS), Météo-France, France		91	2007
HadGEM2-A	Centre Hadley pour la Recherche et la Prévision Climatique, Royaume-Uni	1.25° x 1.875°	38	2006
IPSL-CM5A	Institut Pierre Simon Laplace (IPSL), France	1.895° x 3.75°	39	2006
IPSL-CM5B	Institut Pierre Simon Laplace (IPSL), France	1.895° x 3.75°	39	2006
MPI-ESM-LR	Institut Max-Planck de Météorologie (MPI-M), Hamburg, Allemagne	T63 (1.875° x 1.875°)	47	2006

Tableau 4.2: Modèles et versions de climat des projets CMIP5 et CMIP6 analysés dans cette étude

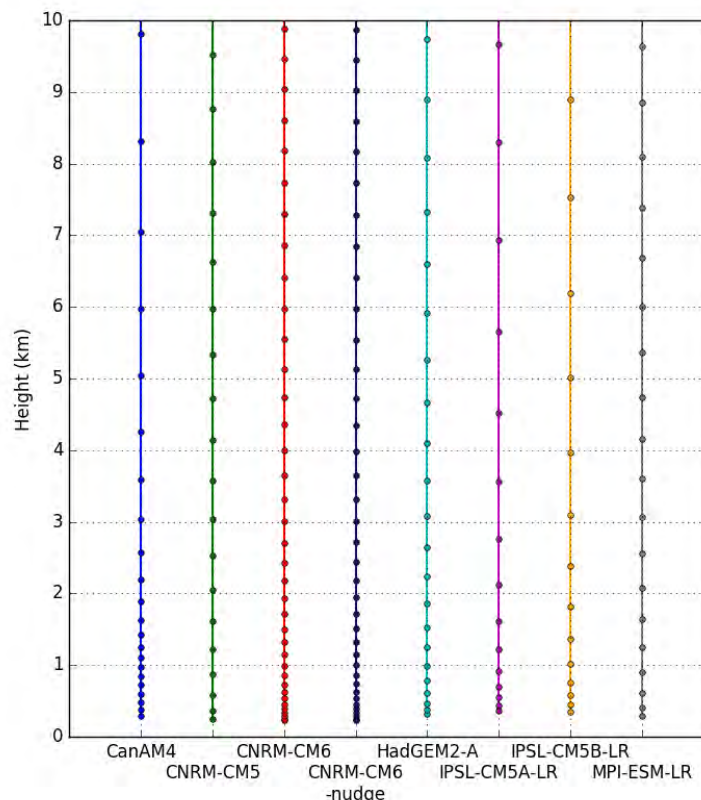


Figure 4.14: Grilles verticales des cinq modèles de climat avec pour certains des modifications de leurs paramétrisations physiques ou de leurs configurations.

Le modèle ARPEGE est un modèle de circulation générale global et spectral développé en collaboration avec le Centre Européen de Prévision (CEP) à Reading (U.K), pour la prévision numérique du temps. Dans les années 90, la version climat d'ARPEGE, ARPEGE-Climat, a été développée (*Déqué et al. 1994*). Aujourd'hui, elle est la composante atmosphérique du modèle "système terre" du CNRM couplant les différentes composantes du système climatique (atmosphère, océan, végétation, glace de mer). Ici, dans les simulations AMIP guidées, le modèle ARPEGE-Climat est guidé en vorticité (rappel à 6h), en divergence (rappel à 12h) et en pression de surface (rappel à 12h) vers la réanalyse ERA-Interim. Le guidage ne s'applique pas sur les niveaux les plus proches de la surface.

Depuis plusieurs années, une nouvelle physique atmosphérique a été développée et implémentée dans le modèle de climat du CNRM (cf. Tab. 4.3). Elle contient un nouveau schéma de turbulence avec une ECT ( nergie Cinétique Turbulente) pronostique (*Cuxart et al. 2000*), un nouveau schéma microphysique décrivant l'évolution des hydrométéores nuageux (liquide, glace) et précipitants (pluie, neige) (*Lopez 2002*), un nouveau schéma de convection représentant de manière unifiée la convection sèche, peu profonde et profonde (*Piriou et al. 2007; Gu r my 2011*) et d'autres mises à jour (schéma de surface, schéma radiatif, dynamique). Le schéma de convection représente également l'entrainement et le détraînement de la vapeur d'eau, de l'énergie et des hydrométéores, basés sur le tri par flottabilité de *Bretherton et al. (2004)*, l'équation pronostique de la vitesse verticale de l'ascendance convective et la fermeture en CAPE.

	CNRM-CM5 (31 niveaux verticaux)	CNRM-CM6 (91 niveaux verticaux)
Turbulence	équation diagnostique de l'ECT (<i>Ricard and Royer 1993</i>)	�quation pronostique de l'ECT (ordre 1.5) (<i>Cuxart et al. 2000</i>)
Longueur de mélange	Profil quadratique de <i>Lenderink and Holtslag (2004)</i>	Non local, flottabilité basée sur <i>Bougeault and Lacarr�re (1989)</i>
Convection peu profonde	Pas de schéma spécifique. Traité en partie via les PDF humides	Transport microphysique du condensat prognostique (<i>Piriou et al. 2007; Gu�r�my 2011</i>)
Nuages grande échelle	PDF de <i>Bougeault (1981)</i>	PDF de <i>Bougeault (1981)</i>
Microphysique	Diagnostique de <i>Smith (1990)</i>	Schéma pronostique de <i>Lopez (2002)</i> pour les parties résolue et convective, modifié <i>Bouteloup et al. (2010)</i>
Convection profonde	<i>Bougeault (1985)</i>	PCMT (<i>Piriou et al. 2007; Gu�r�my 2011</i>)
Rayonnement	SW : FMR (6 bandes) LW : RRTMG	SW: FMR (6 bandes) (<i>Fouquart and Bonnel 1980; Morcrette et al. 2001</i>) LW : RRTMG (<i>Mlawer et al. 1997</i>)

Tableau 4.3: Les paramétrisations des modèles du CNRM des projets CMIP5 et CMIP6 (*Beau et al. 2016*)

Le modèle HadGEM2-A utilise aussi les mêmes paramétrisations physiques que le modèle du Met Office, décrit dans la section précédente et utilisé dans les projets Cascade et SWAMMA.

Afin de faciliter la comparaison aux observations, les grandeurs simulées par les modèles ont été stockées au pas de temps du modèle (de l'ordre de 30 minutes) sur tous les niveaux verticaux à des points de mesures spécifiques autour du globe, dont 10 points en Afrique de l'Ouest (cf. section 7).

5 L'OBSERVATION DES NUAGES DE MI-NIVEAU EN AFRIQUE DE L'OUEST

Comme indiqué dans la partie 2, on observe essentiellement les nuages de mi-niveau au niveau de la ceinture tropicale. Cependant qu'en est-il en Afrique de l'Ouest ? Grâce aux données satellites de CloudSat-CALIPSO de juin 2006 à mai 2010 dans un premier temps, ainsi qu'aux données sol collectées sur les sites de Niamey et de Bordj Badji Mokhtar dans un second temps, une climatologie régionale de ces nuages a été établie documentant à la fois la fréquence d'occurrence moyenne ainsi que ses cycles saisonnier et diurne. Les différentes caractéristiques macro- et microphysiques, thermodynamiques et radiatives des nuages de mi-niveau sont également présentées.

Une grande partie des travaux présentés dans cette section du manuscrit ainsi que dans la section suivante ont fait l'objet d'un article scientifique intitulé "Characteristics of mid-level clouds over West Africa" dont les co-auteurs sont Elsa Bourgeois, Dominique Bouniol, Fleur Couvreur, Françoise Guichard, John Marsham, Luis Garcia-Carreras, Cathryn Birch et Doug Parker. Cet article scientifique, en cours de publication, a été ajouté en annexe (B).

5.1 Climatologie régionale des nuages de mi-niveau en Afrique de l'Ouest

À partir des observations du radar et du lidar de CloudSat et CALIPSO de juin 2006 à mai 2010 sur la zone [3.575-31.575°N; 10°W-10°E], nous avons calculé la fréquence d'occurrence des quatre types de nuages en Afrique de l'Ouest : les cirrus (en rouge), la convection profonde (en cyan), les nuages de mi-niveau (en bleu) et la convection peu profonde (en vert) définis à la section 3.4. Cette zone d'étude se concentre sur la bande latitudinale où les grandes structures d'Afrique de l'Ouest se rencontrent ainsi que le système de mousson et les précipitations qu'elles entraînent (*Hourdin et al. 2010*). C'est également dans cette zone que se déplace la dépression thermique saharienne et que l'on observe les plus forts impacts radiatifs. Il y a donc certaines zones près des côtes (non colorées) qui n'ont pas été sélectionnées puisque notre étude porte sur la région continentale et non océanique de l'Afrique de l'Ouest. Cette climatologie est illustrée sur la figure 5.1 pour chaque mois de l'année en fonction de la latitude et de l'altitude. Pour construire cette figure, nous avons sélectionné les pixels nuageux de chaque transect sur la zone d'étude colorée sur la figure 5.2.

Sur cette figure, on remarque globalement la présence des quatre types de nuages tout au long de l'année avec cependant une occurrence plus forte de quelques familles de nuages dans certaines régions durant la période de mousson. Les cirrus, situés entre 9 et 18 km d'altitude, sont présents chaque mois de l'année et constituent une couche plus épaisse près du Golfe de Guinée. Durant la période de mousson et notamment en juin, juillet et août, ceux-ci ne dépassent quasiment pas le désert du Sahara. La rétraction des cirrus vers le Sud pendant la mousson s'explique peut-être par le passage des dépressions des moyennes latitudes plus au Nord durant l'été alors que pendant l'hiver ces dépressions et/ou les Tropicales Plumes arrosent le Nord du domaine. C'est également le cas de la convection profonde en juillet et août. La convection profonde dont les nuages s'étendent verticalement jusqu'à 18 km d'altitude est présente également tout au long de l'année avec des extensions verticales beaucoup plus importantes durant les mois de mousson entre le Golfe de Guinée et 17°N. La convection peu profonde est minoritaire par rapport aux trois autres types nuageux et s'observe principalement dans le Sud de l'Afrique de l'Ouest. Cependant, elle monte vers le Nord dès le mois d'avril atteignant le sud du désert du Sahara durant le mois d'août pour

ensuite redescendre à partir du mois d'octobre, de manière concomitante avec le flux de mousson. Les nuages de mi-niveau suivent également les fluctuations du flux de mousson. En janvier, février, novembre et décembre, on les aperçoit peu même si on note toutefois quelques amas nuageux au-dessus du Golfe de Guinée et du Sahara. Dès le mois de mars et ce jusqu'au mois d'octobre, ces nuages s'étendent continuellement du Sud jusqu'au Nord de l'Afrique de l'Ouest. On note également leur présence beaucoup plus importante en août et septembre entre 20° et 30°N dans la région de Bordj Badji Mokhtar.

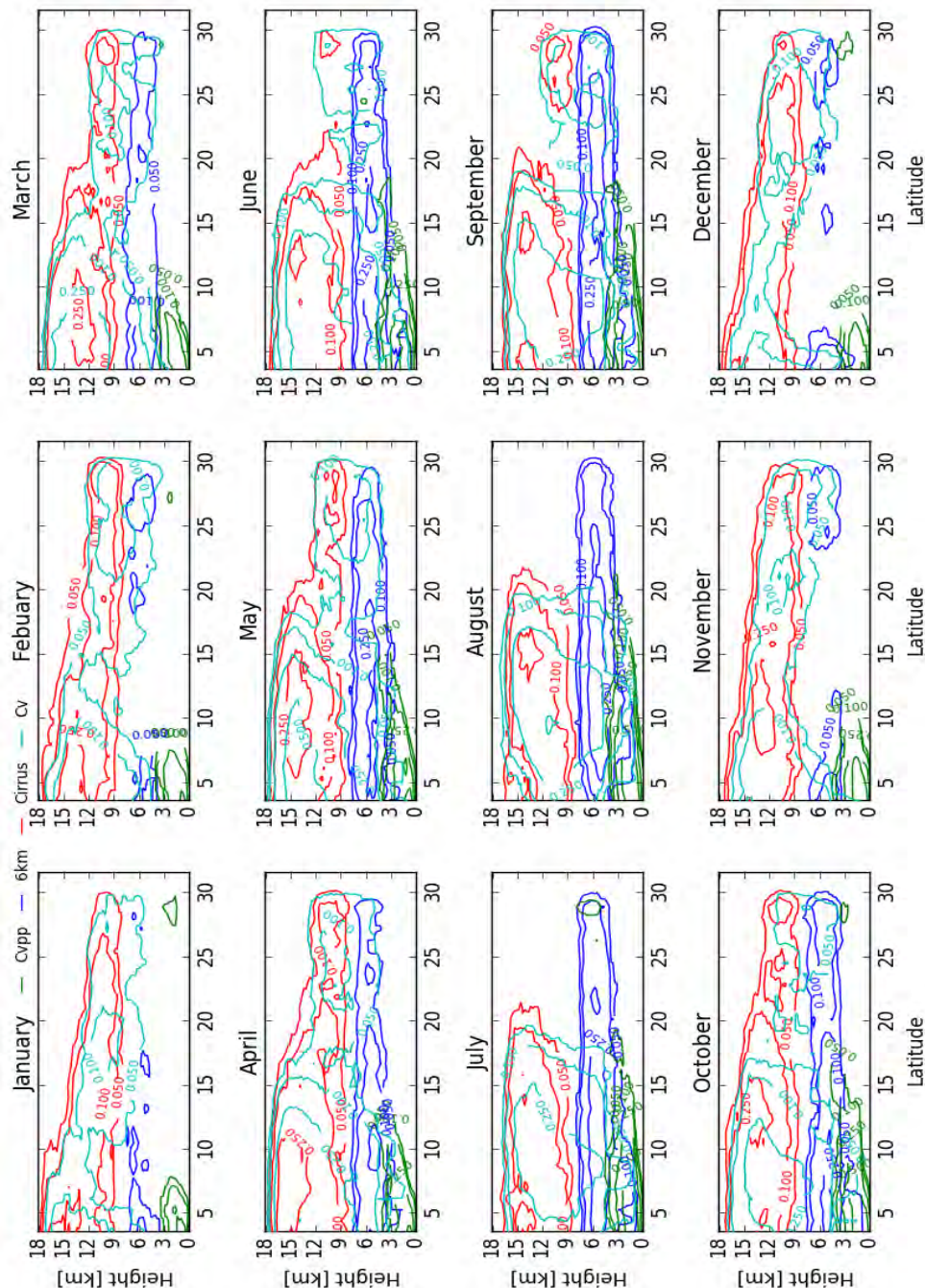


Figure 5.1: Climatologie mensuelle de la fraction nuageuse des cirrus (en rouge), de la convection profonde (Cv - en cyan), des nuages de mi-niveau (6km - en bleu) et de la convection peu profonde (Cvpp - en vert) de juin 2006 à mai 2010 en Afrique de l'Ouest [3.575-31.575°N, 10°W-10°E] obtenue avec les produits CloudSat-CALIPSO.

Une climatologie régionale de l'occurrence des nuages de mi-niveau, en fonction de la latitude et de la longitude, a également été construite en Afrique de l'Ouest (cf. Fig. 3.1; 3.575-31.575°N, 14.78°W-28.47°E) à partir de ces quatre années de données. Pour chaque trace de l'A-Train, les nuages de mi-niveau ont été identifiés en tant qu'objet et étiquetés. L'Afrique de l'Ouest a été divisée en grille latitudinale & longitudinale de 3.5° x 3.09° de façon à obtenir environ deux transects durant la nuit et deux autres durant le jour en un mois. Cette discrétisation permet de déterminer où et à quelle fréquence les nuages de mi-niveau sont observés indépendamment de leur taille. Pour chaque maille de la grille (représentée par des traits verts sur la figure 5.2), le nombre de nuages normalisé par la longueur de traces en kilomètre est calculé; ce nombre sera nommé par la suite "densité". Les régions océaniques et côtières n'ont pas été prises en compte dans cette étude à l'exception de la côte guinéenne (cf. Fig. 5.2).

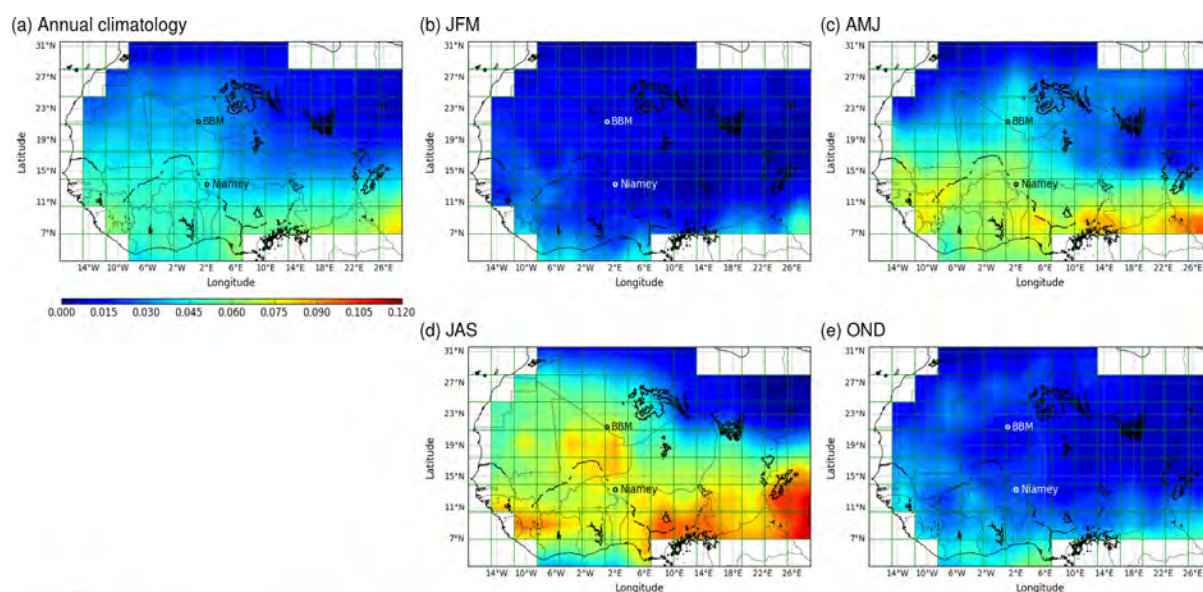


Figure 5.2: Climatologie (a) annuelle, (b) de janvier-février-mars (JFM), (c) d'avril-mai-juin (AMJ), (d) de juillet-août-septembre (JAS) et (e) d'octobre-novembre-décembre (OND) de la densité des nuages de mi-niveau (nombre de nuages normalisé par la longueur de traces en kilomètre) en km^{-1} de juin 2006 à mai 2010 en Afrique de l'Ouest [3.575-31.575°N, 14.78°W-28.47°E] obtenue avec les produits CloudSat-CALIPSO. Ici, les figures sont calculées à partir d'objets nuageux. (Bourgeois et al., accepté)

43115 nuages de mi-niveau ont été observés dans cet échantillon de quatre ans. La carte de la densité moyenne annuelle des nuages de mi-niveau sur ces quatre années est présentée sur la Fig. 5.2 (a). Cette figure indique que ces nuages sont présents environ deux fois plus souvent dans la partie sud de l'Afrique de l'Ouest que dans le nord. De plus, davantage de nuages sont observés dans la partie ouest que dans l'est, et ce gradient zonal est même amplifié au Sahara et au Sahel. La structure spatiale de ce schéma zonal suggère qu'il pourrait être influencé par la dynamique de la dépression thermique saharienne située dans le sud-est de l'Afrique de l'Ouest en hiver et dans le nord-ouest en été (voir la figure 3.6; Lavaysse et al. 2009).

Après avoir analysé les quatre années complètes, les mois ont été regroupés trois par trois afin d'analyser le cycle saisonnier : janvier, février, mars (JFM) ; avril, mai, juin (AMJ) ; juillet, août, septembre (JAS) ; et octobre, novembre, décembre (OND). Pour JAS, la figure 5.2 (d) indique la présence de nuages de mi-niveau sur toute l'Afrique de l'Ouest avec des maxima forts dans le sud-est et dans les régions du Golfe de Guinée. Un autre maximum local est observé sur le flanc sud-est de la dépression thermique saharienne (15-22°N; 6°W-4°E)

(voir la figure 3.6; *Lavaysse et al. (2009)*) et une augmentation de l'apparition des nuages de mi-niveau s'observe au nord du désert du Sahara. Cette étendue est en adéquation avec l'advection d'humidité observée vers le nord au niveau du Hoggar (*Cuesta et al. 2010*) mais également avec les hypothèses de *Pantillon et al. (2016)* qui observent de fortes tempêtes de sables dans cette région pouvant favoriser d'importants systèmes convectifs orographiques (voir la figure 11 (a) de *Pantillon et al. (2016)*). À l'échelle saisonnière, les nuages de mi-niveau semblent être associés à la progression vers le nord de la mousson du printemps à l'été et à son retrait à l'automne. Les fluctuations saisonnières de l'occurrence des nuages de mi-niveau sont similaires à celles de la position climatologique de la dépression thermique saharienne puisque ce gradient zonal est maximal pendant la saison de mousson d'Afrique de l'Ouest et disparaît d'octobre à mars lorsque l'occurrence des nuages est beaucoup plus faible.

Le cycle annuel de ces nuages est représenté sur la figure 5.3 par bandes latitudinales. Pour toutes les latitudes, il existe un cycle annuel marqué avec une augmentation de l'occurrence des nuages de mi-niveau pendant la mousson d'Afrique de l'Ouest (JJAS) et une diminution entre novembre et février. Cependant, dans le nord du Sahara, l'amplitude du cycle annuel est beaucoup plus faible et nous observons également un comportement légèrement différent avec un maximum plus étroit qui est déplacé plus tard dans la saison (en août-septembre par rapport à juin-juillet-août). Les Plumes Tropicales, situées au nord de l'Afrique de l'Ouest et observées principalement durant l'automne, l'hiver et le printemps, pourraient expliquer la présence de nuages de mi-niveau dans ces régions, car elles génèrent des couches de nuages de mi-niveau de longues durées, de grandes échelles et partiellement précipitants (définies à la section 3.2; *Fröhlich et al. 2013; Knippertz and Fink 2009*). Les bandes latitudinales du nord (en rose et violet) sur la figure 5.3 montrent une indication des Plumes Tropicales avec une augmentation de ces nuages au printemps et en automne.

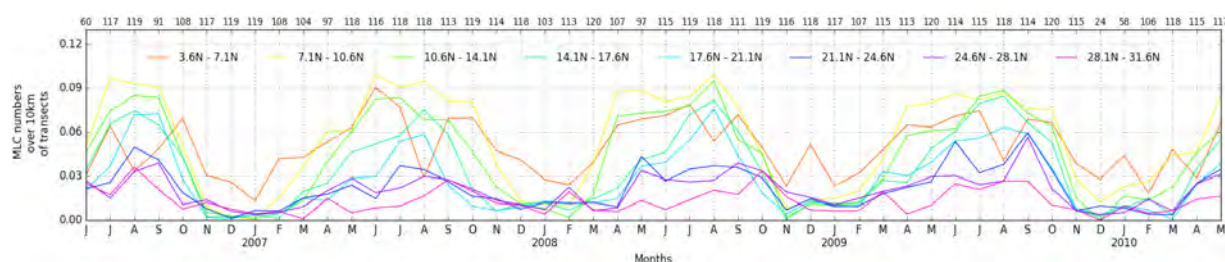


Figure 5.3: Cycle annuel de la densité des nuages de mi-niveau de juin 2006 à mai 2010 pour les bandes latitudinales. Le nombre de transects pour chaque mois est mentionné au-dessus. (*Bourgeois et al., accepté*)

En couvrant quatre années, les données spatiales de CloudSat-CALIPSO sont bien adaptées pour analyser le cycle annuel tout en conservant un échantillonnage homogène entre le jour (13:30 LT) et la nuit (01:30 LT). Elles nous ont permis de montrer l'existence d'un cycle saisonnier bien marqué de ces nuages de mi-niveau expliquée en partie par la propagation du flux de mousson et par l'existence au nord du Sahara des Plumes Tropicales au printemps et à l'automne. Cependant, ce faible échantillonnage durant 24 heures (un passage le jour et un passage la nuit toujours à la même heure) ne permet pas d'explorer les fluctuations qui se produisent à des échelles de temps plus petites comme par exemple le cycle diurne. Les observations des deux sites sols Niamey et BBM nous fournissent une description à haute résolution temporelle de la fraction nuageuse sur la verticale mais uniquement sur une période relativement courte (respectivement un an et un mois).

5.2 L'occurrence moyenne mensuelle à partir des données satellites et des données sol

Les travaux de *Bouniol et al. (2012)* ont dressé une synthèse des nuages rencontrés à Niamey (Niger) d'avril à septembre 2006. Cependant, aucune étude détaillée des nuages de mi-niveau et en particulier de leurs environnements thermodynamiques n'a été réalisée dans cette région. Dans ce manuscrit, nous étendons l'étude de *Bouniol et al. (2012)* à toute l'année 2006 en se focalisant uniquement sur les nuages de mi-niveau. Nous contrastons également deux sites distincts et documentons leurs environnements thermodynamiques.

Sur ce site, les moyennes mensuelles des fréquences d'occurrence des nuages de mi-niveau, définies pour une altitude donnée comme étant le nombre de pixels nuageux sur le nombre total de pixels observés, sont illustrées à la figure 5.4 (en trait bleu); elles montrent que des nuages de mi-niveau ont été observés toute l'année en 2006, sauf en décembre. 482 nuages de mi-niveau sont observés avec une occurrence plus importante pendant la période de mousson (plus de la moitié des nuages sont observés dans les mois de JJAS (cf. Tab. 5.1)). Le signal obtenu à partir des données satellitaires de CloudSat-CALIPSO de juin 2006 à mai 2010 dans cette région est similaire (cf. trait pointillé bleu sur la Fig. 5.4). *Kollias et al. (2009)* se sont intéressés aux liens entre les nuages, les précipitations et l'environnement thermodynamique à Niamey en 2006, et notent également un fort cycle saisonnier des nuages de mi-niveau puisque pendant la période de mousson, la fraction nuageuse moyenne par mois de ces nuages est de 20-25% et pendant la période sèche de 1-5%. Cette fluctuation saisonnière serait reliée selon eux à la convection profonde qui se développe pendant la période de mousson. Nous noterons toutefois que l'occurrence des nuages de mi-niveau est encore plus importante à Niamey durant le mois de juin (cf. Fig. 5.4) où la convection est peu active. *Kollias et al. (2009)* l'expliquent par le fait qu'au moment de l'onset, il y a un fort soulèvement dans les basses couches, probablement associé au passage de la ZCIT, qui semble être associé à un maximum de fraction nuageuse vers 5 km d'altitude.

Mois	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
Nombre de nuages	25	22	25	28	42	54	79	71	65	52	19	0

Tableau 5.1: Répartition mensuelle des nuages de mi-niveau observés sur le site ARM de Niamey en 2006 à partir de leur temps de passage "moyen".

Différents types de nuages en plus des nuages de mi-niveau ont été observés sur le site de Niamey. Cependant, comme nous avons pu le voir dans la partie 2 du manuscrit, les nuages de mi-niveau s'observent dans des scènes ayant plusieurs couches nuageuses. Au travers des 482 nuages observés sur le site de Niamey, 81% des nuages de mi-niveau sont observés dans des scènes multi-couches soit avec des nuages hauts soit avec des nuages bas. Parmi ces nuages, 38% sont observés dans des scènes multi-couches durant 50% de leur temps d'observation et 30% sont observés dans des scènes multi-couches durant 75% de leur temps d'observation. Les types de nuages associés aux nuages de mi-niveau lors de ces scènes multi-couches seraient majoritairement des cirrus selon *Collow et al. (2016)*.

La fréquence d'occurrence des nuages de mi-niveau a également été obtenue à partir des observations sur le site de BBM. Elle est représentée sur la figure 5.4 en trait pointillé noir. Ce site est situé plus au nord et est donc soumis à des conditions météorologiques différentes par rapport à Niamey (*Marsham et al. 2013a; Gounou et al. 2012; Cuesta et al. 2008*). 94 nuages de mi-niveau ont été observés en juin 2011 contre 54 à Niamey en juin

2006. La fréquence d'occurrence des nuages de mi-niveau à BBM semble plus élevée que celle de Niamey, et les deux présentent un pic à environ 6 km (cf. Fig. 5.4). Cependant, la climatologie des nuages de mi-niveau obtenue à partir des données CloudSat-CALIPSO extraite aux sites de mesure ne montre pas qu'il y a plus de nuages à BBM qu'à Niamey (cf. Fig. 5.5). Cela peut être dû au nombre de traces de CloudSat-CALIPSO qui diffère d'un mois à l'autre et au mauvais échantillonnage du cycle diurne, ainsi qu'au fonctionnement du lidar qui peut sous-échantillonner les nuages du fait de son interruption (cf. trait blanc du panel de BBM sur la Fig. 5.7). La variabilité interannuelle peut également expliquer cette différence.

Durant les mois de mousson de cette année 2006 à Niamey, ce pic à environ 6 km d'altitude est bien marqué. *Kollias et al. (2009)* l'ont également observé vers 5.5 km d'altitude. Cependant, ils notent que durant la période humide, ce pic se situe 1 à 1.5 km au-dessus de l'isotherme 0°C, c'est-à-dire là où le passage de l'état solide à liquide a lieu. D'autres études, telles que *Riley and Mapes (2009)*, suggèrent également que ce changement de phase est caractérisé par un maximum de réflectivité (cf. discussion sur la distribution des sommets de ces nuages 2.1.2).

En Afrique de l'Ouest, les données satellitaires de CloudSat-CALIPSO de juin 2006 à mai 2010 représentées en trait rouge sur la figure 5.4 indiquent également une forte occurrence des nuages de mi-niveau pendant la période de mousson.

D'après la figure 5.4, l'occurrence des nuages de mi-niveau à Bordj Badji Mokhtar est plus forte à partir de la combinaison radar-lidar des données spatiales comparée à celle obtenue à partir de l'instrument lidar. Pour Niamey, il est difficile de tirer des conclusions sur ces deux jeux de données car suivant les mois, les occurrences à partir des données spatiales peuvent être plus importantes que celles des données sol et inversement. Toutefois, *Bouniol et al. (2012)* et *Protat et al. (2014)* avaient observé une plus forte occurrence des nuages de mi-niveau à partir de la combinaison radar-lidar des données spatiales comparée à celle des données sol. Cette sous-estimation à partir des données sol peut être due à l'extinction du lidar sol soit par des nuages d'eau liquide dans les basses couches soit par de forte concentration en aérosols.

Afin de comparer l'occurrence des nuages de mi-niveau observés au sol à Niamey et celle obtenue par satellites, *Bouniol et al. (2012)* ont extrait des périodes communes de ces deux jeux de données. Les observations au sol et spatiales sont comparées pour le mois d'août et sur la période de juin à septembre 2006. Le domaine sélectionné est 10°W-10°E sur une bande latitudinale de 0,5° centrée sur Niamey. D'après la figure 5.6, pour août, la fréquence d'occurrence avec CloudSat-CALIPSO en 2006 et 2008 est plus élevée qu'à Niamey vers 6 km d'altitude. Ils notent également une occurrence de ces nuages plus importante de jour (13h30) que de nuit (1h30) pour ce mois. Pour la période de la mousson, la fréquence d'occurrence est comparable.

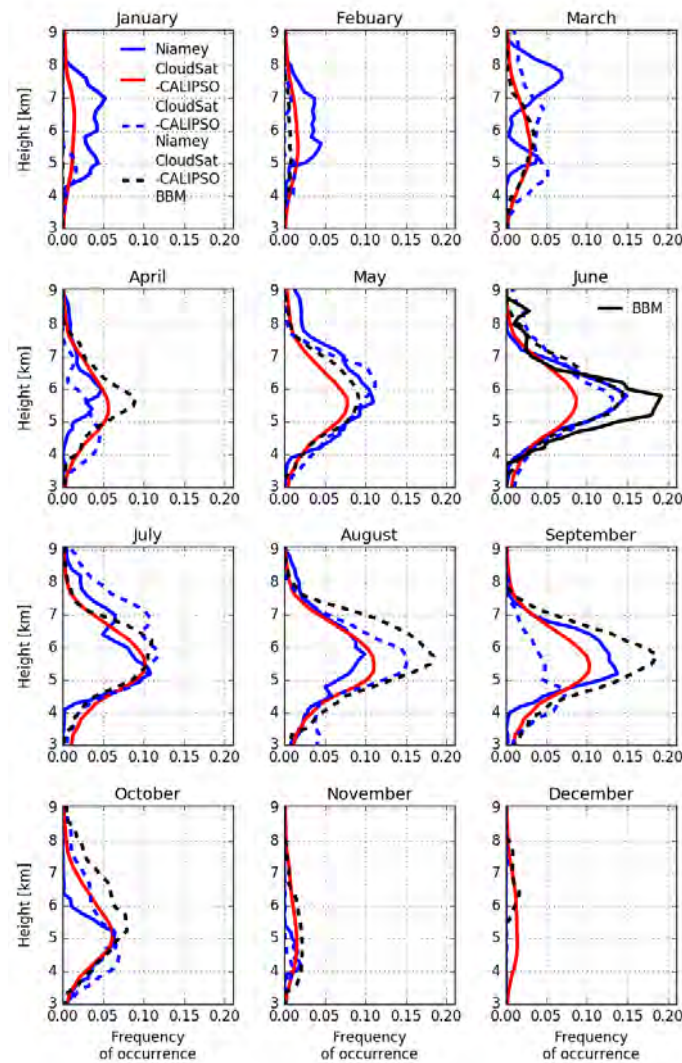


Figure 5.4: Evolution annuelle de la fréquence d'occurrence mensuelle des nuages mi-niveau obtenue à partir des observations sol et satellite. Les observations sol (avec une résolution temporelle de 30 minutes) sont obtenues à partir de la station mobile ARM à Niamey (Niger) en 2006 (en bleu) et à Bordj Badji Mokhtar (BBM) (Algérie) en juin 2011 (en noir). Les observations satellite (avec une résolution temporelle de 0,16 secondes) sont obtenues à partir des données de CloudSat et CALIPSO de juin 2006 à mai 2010 en Afrique de l'Ouest [3.575-31.575°N, 10°W-10°E] et pour les mailles où Niamey [10.575-14.075°N, 0.668-3.758°E] (en trait pointillé bleu) et BBM [21.075-24.575°N, 0.668-3.758°E] (en trait pointillé noir) sont situés.

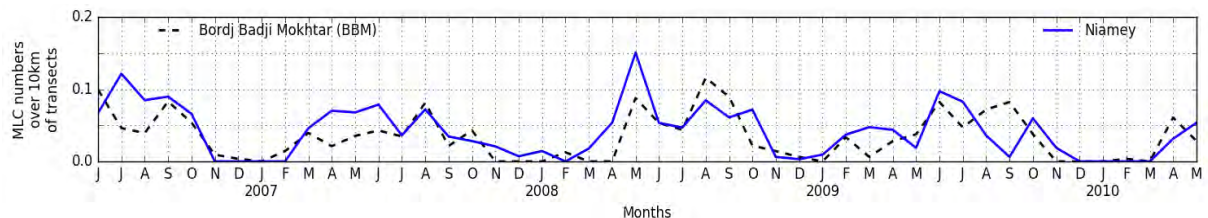


Figure 5.5: Cycle annuel de la densité des nuages de mi-niveau de juin 2006 à mai 2010 à partir des données satellites de CloudSat-CALIPSO pour les mailles où BBM [21.075-24.575°N, 0.668-3.758°E] (en trait pointillé noir) et Niamey [10.575-14.075°N, 0.668-3.758°E] (en trait pointillé bleu) sont situés. (Bourgeois et al., accepté)

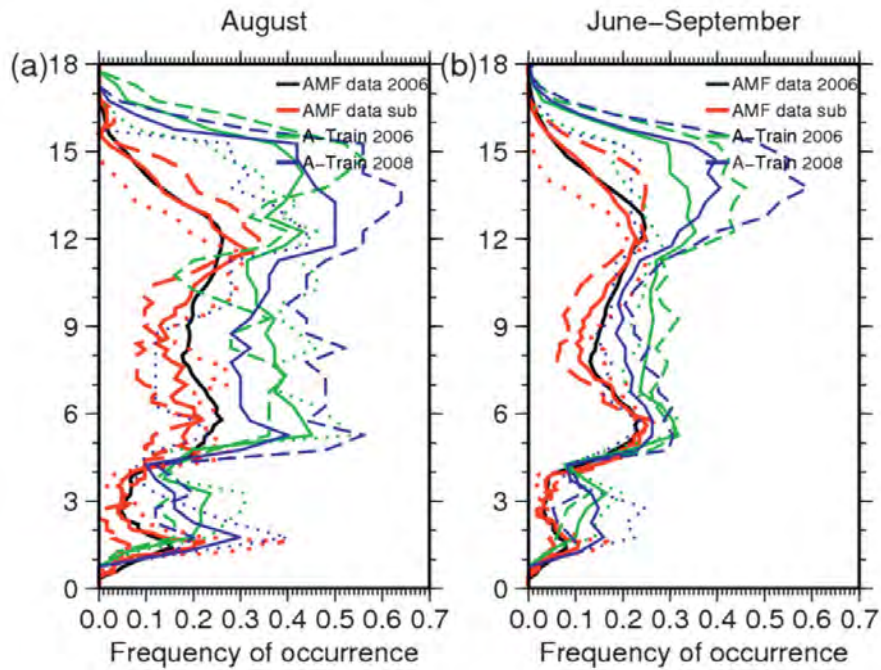


Figure 5.6: Fréquence d'occurrence des nuages (trait continu) calculée à partir des données de CloudSat-CALIPSO en 2006 (vert) et 2008 (bleu) et à partir des données de la station ARM-AMF à Niamey (noir) en 2006 pour (a) août et (b) juin-septembre. Le profil AMF a été sous-échantillonné à l'heure des passages de l'A-Train (01h30 et 13h30 heure locale) à la latitude de Niamey (rouge). Les lignes en tirets (pointillées) correspondent aux profils des données de nuit (de jour). (Bouniol et al. 2012)

5.3 Le cycle diurne à partir des données sol

Le cycle diurne mensuel moyen de l'occurrence des nuages de mi-niveau à Niamey (cf. Fig. 5.7) indique que, pour chaque mois, des nuages de mi-niveau sont présents tout au long de la journée avec un pic tôt le matin entre 0200 UTC et 0600 UTC pendant la période de mousson. A partir du même jeu de données, Collow et al. (2016) qui ont caractérisé les changements dans la météorologie, les nuages et les rayonnements sur des échelles de temps diurnes dans la région du Sahel durant la saison sèche et la saison humide, observent ces nuages tout au long de la journée (i.e. de 03h00 à 18h00) durant la période de mousson et notent un pic un peu plus tardif comparé à nos résultats entre 0800 UTC et 1200 UTC (cf. Fig. 6 de Collow et al., 2016). Gounou et al. (2012), sur leur figure 3 (a), ont également observé cette augmentation d'occurrence des nuages de mi-niveau en début de matinée entre 4 et 6 km d'altitude à Niamey. Plus au sud, au centre du Bénin, à Nangatchori, ils observent également durant la nuit un pic de ces nuages (cf. Fig. 3 (b)). Stein et al. (2011) et Van der Linden et al. (2015) montrent aussi une forte occurrence de ces nuages durant la nuit en Afrique de l'Ouest pendant la période de mousson à partir des données satellites de CloudSat-CALIPSO. Ces analyses sont en accord avec les études antérieures de Duvel (1989) et avec les études dans le Pacifique tropical de Riihimaki et al. (2012). Il est intéressant de noter que, en dépit du cycle diurne différent des événements convectifs dans l'océan Pacifique et en Afrique de l'Ouest (se déclenchant entre le milieu et la fin de l'après-midi en Afrique de l'Ouest, contrairement à un déclenchement le matin dans l'océan Pacifique), le maximum dans le cycle diurne des nuages de mi-niveau se produit tôt le matin dans les deux régions. En hiver et en automne, l'occurrence de nuages de mi-niveau ne montre pas d'heure préférentielle.

Cependant à BBM, l'amplitude du cycle diurne est légèrement plus faible qu'à Niamey tôt le matin de 0000 UTC à 0600 UTC, et le maximum est déplacé entre 1600 UTC et 2000 UTC. Sur la figure 5.7 en bas à droite, les points blancs à BBM indiquent la fraction de temps où le lidar fonctionne. On notera qu'il y a plus de données manquantes autour du maximum d'occurrence des nuages de mi-niveau. Vers 1830 UTC, par exemple, il y a presque la moitié du temps un nuage de mi-niveau détecté, mais le lidar ne fonctionne que 60% du temps à cette heure-là. Par conséquent, ce cycle diurne doit être pris avec précaution. Lors de la campagne Fennec à BBM, des vols d'avion ont également été effectués dans cette région ([Ryder et al. 2013](#)). Tout comme les observations satellites, ils montrent une forte occurrence nuageuse dans l'après-midi sur toute la région du Sahara ; et pas uniquement des nuages de mi-niveau ([Marsham et al. 2013a](#)).

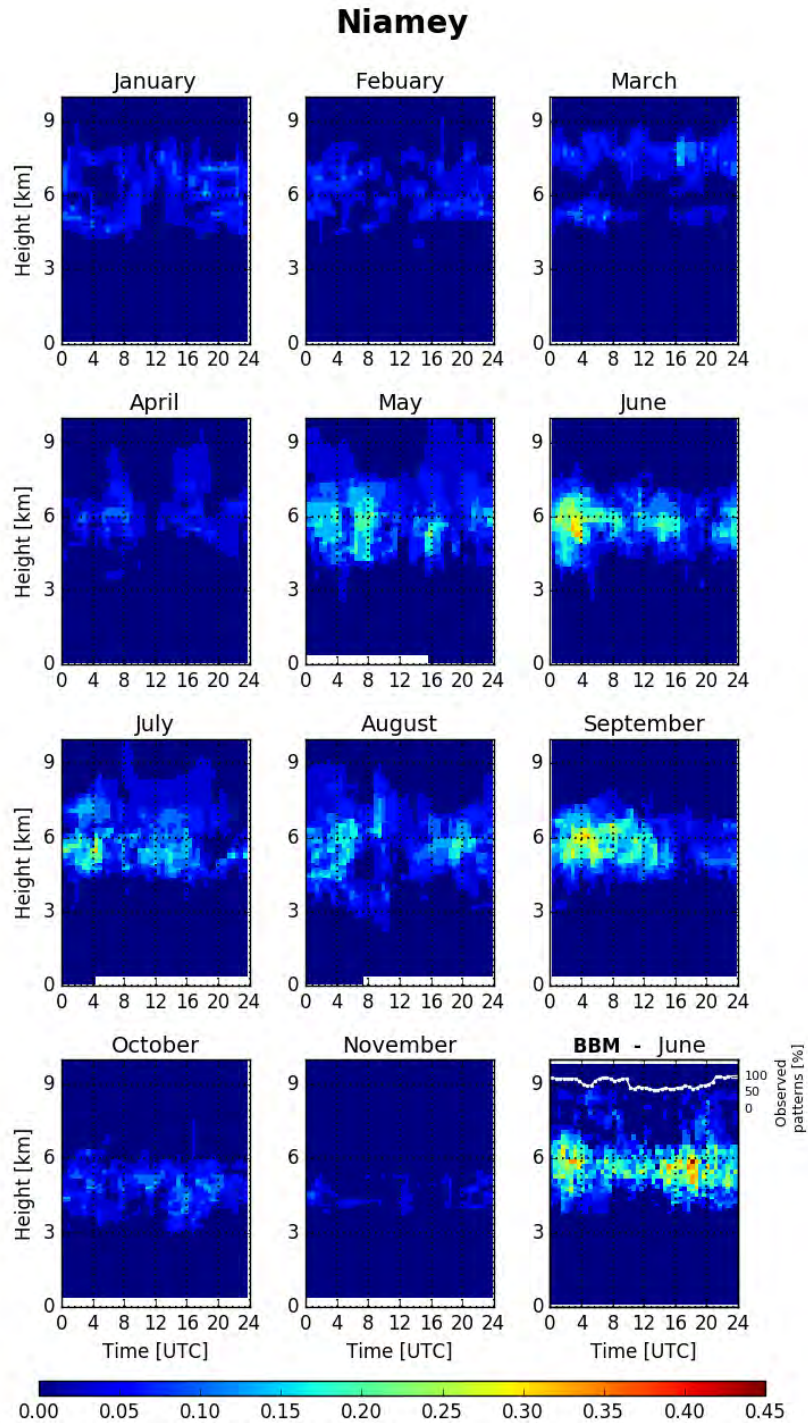


Figure 5.7: Evolution annuelle du cycle diurne de la fréquence d'occurrence mensuelle des nuages de mi-niveau (avec une résolution temporelle de 30 minutes) obtenue à partir de la station mobile ARM à Niamey (Niger) en 2006 et à Bordj Badji Mokhtar (BBM) (Algérie) en juin 2011 (en bas à droite). Il n'y a pas de nuage de mi-niveau à Niamey en décembre. (Bourgeois et al., accepté)

5.4 Caractéristiques macro- et microphysiques des nuages de mi-niveau

5.4.1 Caractéristiques macrophysiques en Afrique de l'Ouest

Les distributions des bases, des sommets et des épaisseurs des nuages de mi-niveau obtenues à partir des données CloudSat-CALIPSO de juin 2006 à mai 2010, représentées sur la figure 5.8, indiquent que la base moyenne des nuages se situe vers 4.5 km d'altitude et le sommet moyen vers 5.5 km d'altitude. Les épaisseurs des nuages sont inférieures à 3 km et ont une forte occurrence vers 300 m ; ils sont donc majoritairement très fins. Ces résultats sont comparables à ceux de *Bourgeois et al. (2016)* (cf. Fig. 5.9) qui ont également observés des sommets de nuages de mi-niveau entre 4.5 et 6.5 km dans les régions tropicales en utilisant les données de CALIPSO. Ils indiquent des épaisseurs de nuages autour de 400 m en moyenne sur les continents.

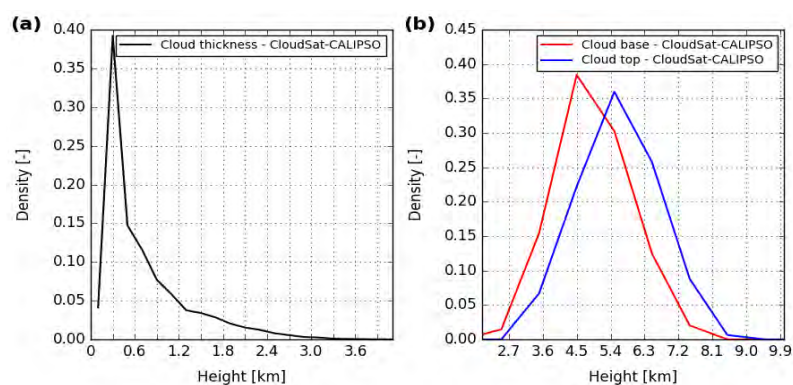


Figure 5.8: Distributions (a) des épaisseurs moyennes des nuages de mi-niveau et (b) de l'altitude des bases moyennes (en rouge) et des sommets moyens (en bleu) des nuages à partir des données de CloudSat-CALIPSO en Afrique de l'Ouest pour la période de juin 2006 à mai 2010. Les valeurs des bins pour les distributions des épaisseurs moyennes des nuages de mi-niveau est de 200 m et celles pour les distributions de l'altitude des bases moyennes et des sommets moyens des nuages est de 1000 m.

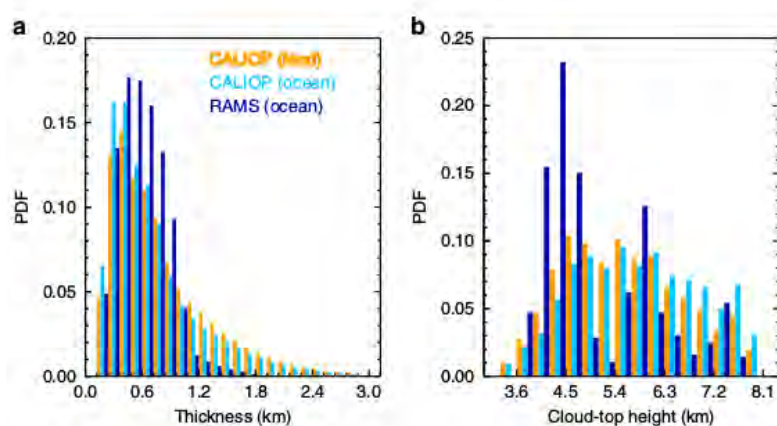


Figure 5.9: Propriétés physiques des nuages de mi-niveau fins. Distributions des épaisseurs des nuages de mi-niveau fins (a) et de l'altitude des sommets des nuages (b) à partir des données de CALIOP sur le continent (orange), sur l'océan (bleu clair) et à partir du modèle à haute résolution RAMS (Regional Atmospheric Modeling System) sur l'océan (bleu foncé) dans les régions tropicales pour la période 2008-2012 (*Bourgeois et al. 2016*).

5.4.2 Caractéristiques macrophysiques à Bordj Badji Mokhtar et à Niamey

La figure 5.10 (a) montre les distributions des bases par nuages de mi-niveau observés et par colonnes nuageuses sur ces deux sites. À Niamey, pour l'ensemble de l'année, les bases de nuages varient entre 2550 m et 7650 m avec un pic vers 5000 m. Un histogramme comparable est obtenu pour le seul mois de juin avec des bases de nuages moins élevées. A BBM, les bases de nuages varient entre 4000 m et 8400 m avec un pic vers 5600 m. Les distributions des bases par colonnes (en traits pointillés) sont comparables aux distributions des bases par nuages de mi-niveau observés (en traits pleins). Comparée à la distribution des bases de nuages de mi-niveau obtenues avec les données de CloudSat-CALIPSO, les distributions des deux sites sols indiquent des bases de nuages plus élevées puisque en Afrique de l'Ouest, le pic est situé vers 4500 m. A Niamey, on observe une augmentation des bases de nuages en JFM, avec un pic vers 6000 m, suivie d'une diminution avec un minimum d'environ 4600 m en octobre et novembre (cf. Fig. 5.11). Pendant la période de mousson, la hauteur des nuages reste proche de 5100 m.

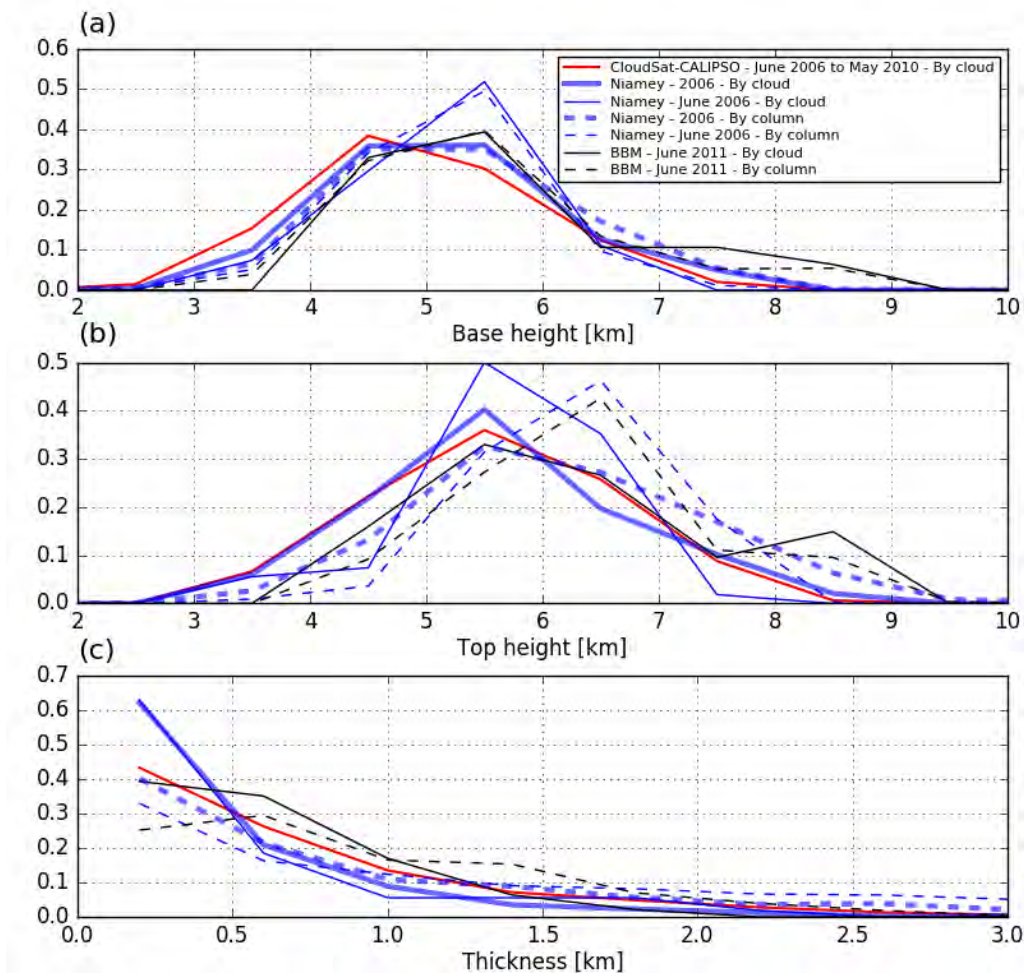


Figure 5.10: Distributions (a) des bases, (b) des sommets et (c) des épaisseurs détectés par nuages (traits pleins) et par colonnes (traits pointillés) obtenues à partir de la station mobile ARM à Niamey (Niger) en 2006 (trait épais bleu) et juin 2006 (trait fin bleu), à Bordj Badji Mokhtar (BBM) (Algérie) en juin 2011 (trait fin noir) et avec les données satellites de CloudSat-CALIPSO de juin 2006 à mai 2010 pour toute l'Afrique de l'Ouest [3.575-31.575°N, 14.78°W-28.47°E] (trait rouge).

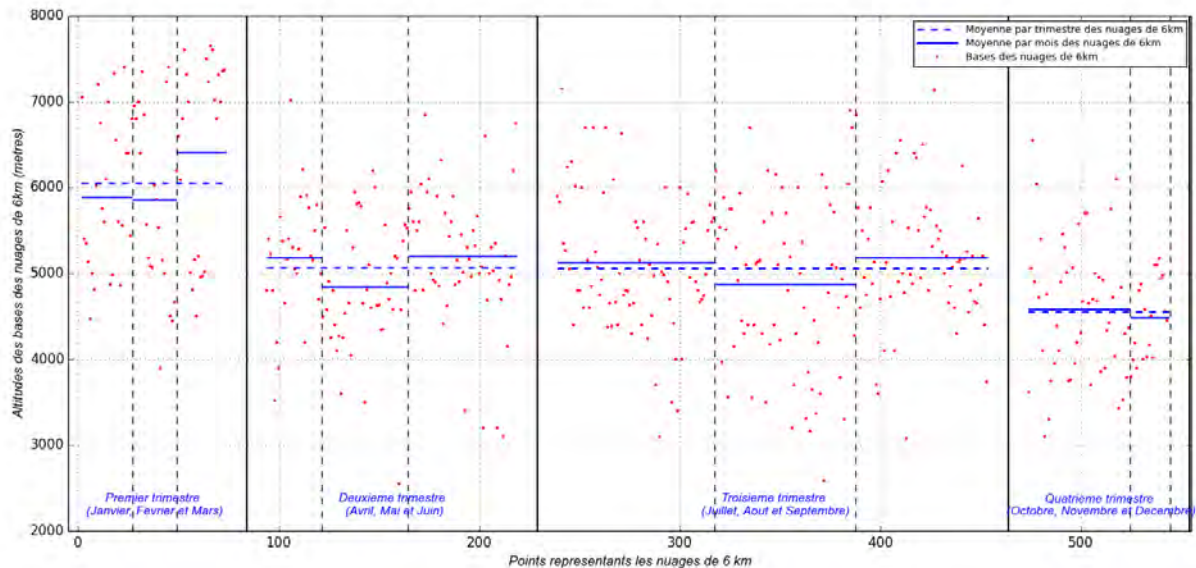


Figure 5.11: Cycle saisonnier des bases des nuages de mi-niveau détectés à Niamey en 2006.

Les bases des nuages à BBM sont légèrement supérieures à celles de Niamey en juin 2006, surtout le matin de 0000 UTC à 0600 UTC (cf. Fig. 5.12 (a)). Les données de radiosondages indiquent que les bases de nuages détectées à cette station sont à la même altitude que le sommet de la Saharan Residual Layer le matin (à 0300 UTC et 0600 UTC) (cf. ligne grise sur la figure 5.12 (a)); cela peut expliquer les hautes altitudes des bases à BBM. Notez qu'à BBM certaines bases de nuages pourraient être sous-estimées car la détection des nuages à partir du lidar peut correspondre à des précipitations.

Les distributions des sommets de nuages de mi-niveau à Niamey en 2006 et en Afrique de l'Ouest sont comparables. Les sommets de nuages avec ces deux jeux de données vont de 3000 à 8500 m avec un pic vers 5500 m (cf. Fig. 5.10 (b)). Durant la période de mousson, *Kollias et al. (2009)* ont également noté que ces nuages ont un sommet moyen mensuel de 6000 m d'altitude. En juin, à Niamey, les sommets varient principalement entre 5000 et 7000 m. A BBM, les données sont obtenues à partir d'un lidar seulement qui a tendance à sous-estimer le sommet des nuages du fait de l'atténuation du signal par les gouttelettes d'eau liquide, cela peut donc avoir un impact sur la précision de la détection de l'altitude des sommets des nuages. Pour cette raison, nous ne nous étendons pas sur ces distributions; cependant, elles sont mises à titre indicatif puisque par rapport aux distributions réalisées avec les données de Niamey, les distributions réalisées avec les données de BBM sur le mois de juin par objets nuageux et par colonnes sont assez comparables. Notons toutefois des sommets plus élevés à BBM par rapport aux deux autres jeux de données en raison de quelques nuages de mi-niveau élevés en début de période (7, 8 et 9 juin).

Finalement, pour les deux sites confondus, davantage de différences entre les distributions des sommets par nuages de mi-niveau observés et par colonnes nuageuses se remarquent comparées aux distributions des bases. Cela indique donc une plus grande variabilité des sommets pour un nuage donné que leurs bases.

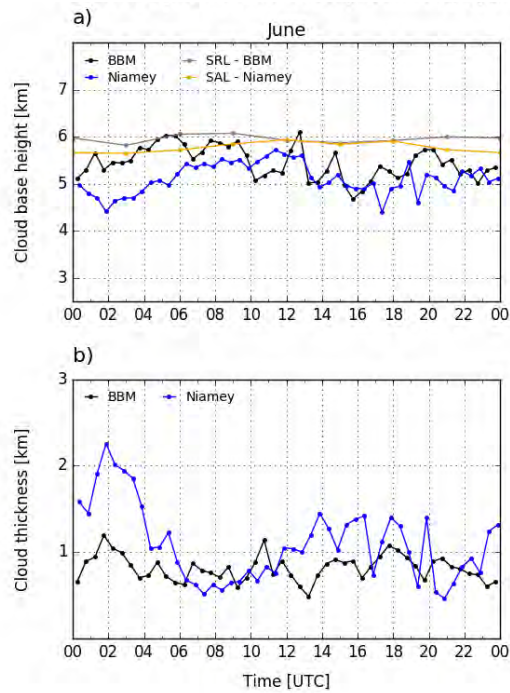


Figure 5.12: Cycles diurnes (a) de l'altitude des bases des nuages et (b) des épaisseurs des nuages moyennés par colonnes observées à Niamey en juin 2006 (en bleu) et à BBM en juin 2011 (en noir). Les cycles diurnes de la SAL à Niamey (en orange) et de la SRL à BBM (en gris) sont également tracés.

La plupart des nuages de mi-niveau ont une faible extension verticale (Fig. 5.10 (c)). En effet, à Niamey, 342 nuages de mi-niveau ont une épaisseur inférieure à 500 m et 83 ont une épaisseur comprise entre 500 m et 1000 m. Ainsi, 88% des nuages ont une épaisseur inférieure à 1 km alors que *Riihimaki et al. (2012)*, dans le Pacifique, n'en trouvaient que 50% avec des instruments de mesures similaires. Très peu de nuages ont une épaisseur supérieure à 1000 m, avec seulement 47 qui ont une épaisseur comprise entre 1000 m et 2000 m et 10 qui sont plus épais que 2000 m. Ces nuages plus épais sont principalement observés pendant la période de mousson (cf. Fig. 5.13). Durant cette même période, *Kollias et al. (2009)* observent que ces nuages ont une épaisseur de 1000 m en moyenne mensuelle. Selon la figure 5.10, à Niamey, l'épaisseur est d'environ 460 m et 520 m en juin en moyenne. A BBM, on trouve une épaisseur moyenne de 570 m, similaire à celle de Niamey. Dans les trois cas étudiés (2006, juin 2006 et juin 2011), l'épaisseur obtenue à partir des objets nuageux est inférieure à celle obtenue par colonnes ; cela s'explique par le fait qu'il y a une forte variabilité des sommets (et faible des bases) des nuages par colonnes. Néanmoins, cela confirme qu'il y a des nuages géométriquement plus fins à Niamey qu'à BBM. La variation d'épaisseur par colonne nuageuse durant le cycle diurne indique que les épaisseurs à Niamey sont toutefois plus grandes que celles à BBM tôt le matin (cf. Fig. 5.12 (b)). Cela peut être dû au lidar qui ne voit pas au travers des nuages épais et par conséquent manque les nuages les plus profonds. Pendant la journée, les épaisseurs sont comparables (cf. Fig. 5.12 (b)). Ces premiers résultats sont en accord avec la climatologie de CloudSat-CALIPSO (cf. Fig. 5.10). L'analyse de la variation saisonnière des épaisseurs de nuages (Fig. 5.13) n'indiquent pas de fluctuations saisonnières particulières.

La comparaison des fréquences d'occurrence des nuages obtenues à partir de la combinaison radar-lidar des données sol et spatiales (*Bouniol et al. 2012; Protat et al. 2014*) montre une plus forte occurrence des nuages de mi-niveau avec les données spatiales. *Protat*

et al. (2014) expliquent cette différence par le fait que le lidar CALIPSO est capable de détecter des nuages dans les basses couches alors que le lidar au sol peut être éteint soit par des nuages liquides dans les basses couches soit par une grande quantité d'aérosols comme ce que l'on a pu observer dans la région de Niamey. Cela peut donc expliquer pourquoi la combinaison CloudSat-CALIPSO permet de détecter des bases plus basses ainsi que des nuages plus épais. Toutefois, s'il n'y a pas de nuage dans les basses couches au-dessus des instruments sols, ceux-ci devraient être capables de bien détecter la base des nuages puisque ces masses correspondent au premier signal rencontré.

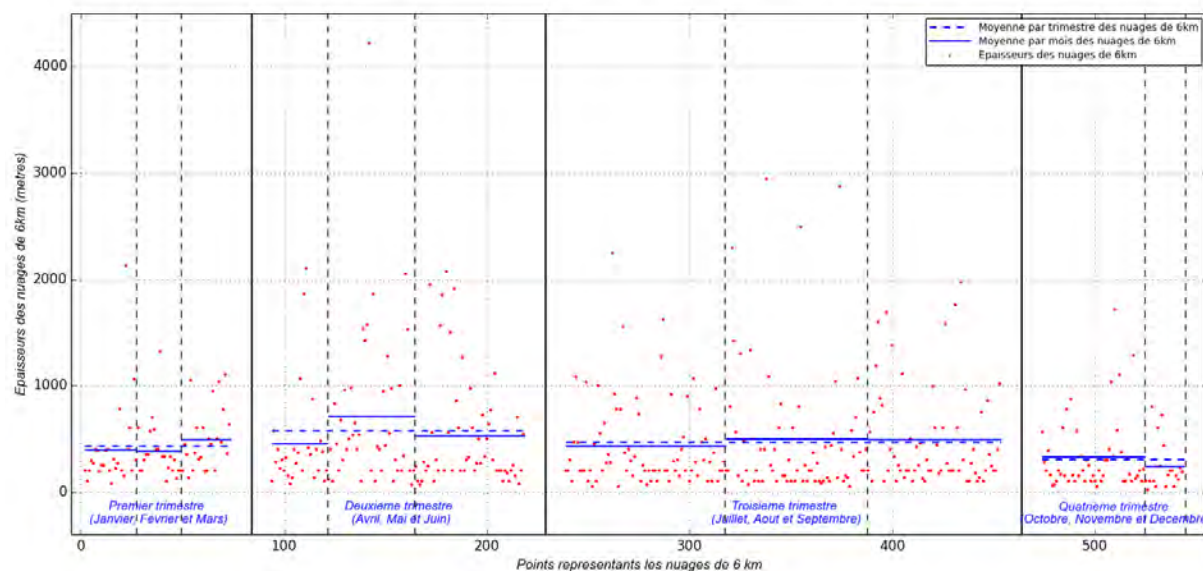


Figure 5.13: Cycle saisonnier des épaisseurs des nuages de mi-niveau détectés à Niamey en 2006.

5.4.3 Caractéristiques microphysiques des nuages de mi-niveau

Dans ce qui suit, les analyses seront effectuées uniquement à partir d'objets nuageux que nous utiliserons ensuite pour différencier des familles de nuages de mi-niveau ; cela permettra également de ne pas biaiser nos analyses pour des nuages ayant une plus grande extension spatiale. La figure 5.14 présente les distributions de la fraction liquide, de glace et de phase mixte (a), de la réflectivité (b), de l'écart-type de la réflectivité (c), de la durée (d) et du cycle diurne (e) des 482 objets nuageux observés à Niamey en 2006. La distribution de la réflectivité obtenue à partir des données satellites de CloudSat de juin 2006 à mai 2010 a également été ajoutée.

A Niamey, la composition des nuages de mi-niveau en termes d'hydrométéores peut être documentée grâce à l'algorithme de catégorisation développé par (*Hogan and O'Connor 2004*). Les fractions décrites ci-dessous font références aux volumes nuageux. Les nuages de mi-niveau sont principalement composés d'eau liquide et de glace avec une prédominance d'eau liquide (cf. Fig. 5.14 (a)) : 73% des nuages sont composés d'au moins 50% d'eau liquide et 80% des nuages sont composés d'au plus 20% de glace. Pendant la période de mousson, 30% des nuages contiennent également des gouttelettes d'eau liquide surfondues mais en petite quantité dont 16% à leurs sommets. D'après la figure 6 de *Stein et al. (2011)*, dans cette région environ 20% des nuages de mi-niveau possèdent de l'eau liquide surfondu à leur sommet ce qui est en accord avec les résultats obtenus à la station ARM de Niamey en 2006. *Ansmann et al. (2009)* ont observé une fréquence d'occurrence importante de nuages composés de phase mixte ayant des températures à leurs sommets autour de -30°C . Sur le site de Niamey, un maximum de nuages composés à leur sommet de plus de 75% de phase mixte

ont leurs sommets autour de 6-7 km, ce qui équivaut à environ 255-270 K (cf. Fig. 5.15). De plus, certains nuages contiennent également de la brume ou de la pluie associée aux gouttelettes d'eau liquide, particulièrement pendant la période de mousson. Entre mai et septembre uniquement, certains nuages sont composés exclusivement de glace : un nuage en mai et en août, 3 nuages en juin et en juillet et 4 nuages en septembre.

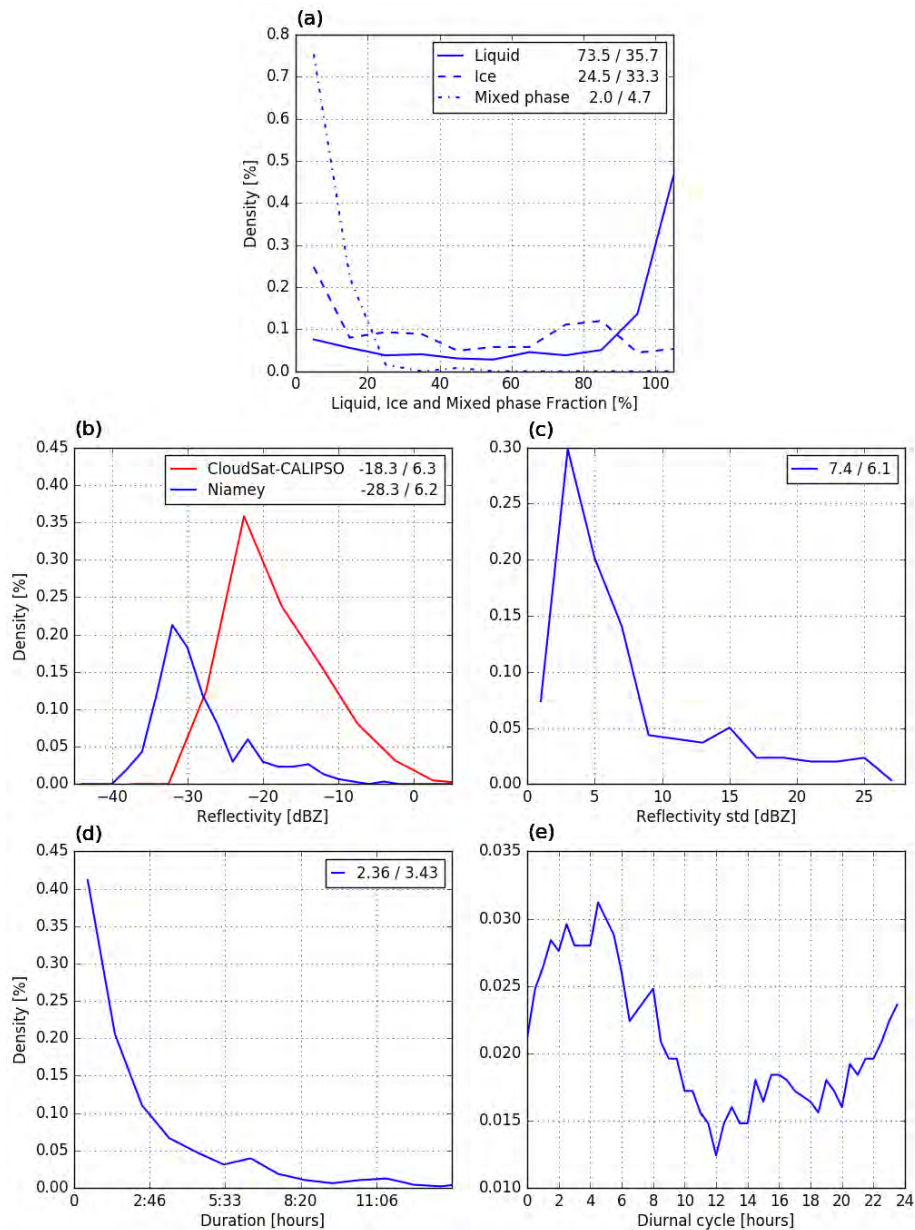


Figure 5.14: Distributions (a) de la fraction liquide, de glace et de phase mixte, (b) de la réflectivité, (c) de l'écart-type de la réflectivité, (d) de la durée et (e) du cycle diurne pour les 482 objets nuageux observés à Niamey en 2006 (bleu) et pour les 43115 objets nuageux observés en Afrique de l'Ouest de juin 2006 à mai 2010 (rouge).

En ce qui concerne les réflectivités, elles se situent entre -40 et -5 dBZ avec un pic à -32 dBZ et leurs écarts-types s'étendent de 0 à 27 dBZ avec un pic à 3 dBZ (cf. Fig. 5.14 (b-c)). Les nuages ayant des réflectivités plus élevées, c'est-à-dire supérieures à -15 dBZ, ont également une grande variance. Il y a peu de nuages avec une forte teneur en eau (c'est-à-dire au delà de -25 dBZ), même si un deuxième pic très faible de réflectivité est observé à -22 dBZ. Dans les observations de CloudSat, la réflectivité montre un pic à -22.5 dBZ avec des

fluctuations entre 11.2 et -28.25 dBZ. Notez que la distribution de la réflectivité concerne seulement un sous-échantillon (62% des nuages) des 482 nuages de mi-niveau observés à Niamey. En effet en JFM, le radar n'est pas opérationnel (cf. Tab. 4.1), par conséquent 72 nuages de mi-niveau ne sont détectés que par le lidar. Plus les nuages sont fins (moins de 1000 m d'épaisseur), plus ils sont difficiles à détecter par le radar, conduisant à 212 nuages de mi-niveau qui ne sont pas bien échantillonnés (avec moins de 25% du nombre total de pixels nuageux échantillonnés par le radar) dont 109 n'ont pas été détectés par le radar. Cela signifie que ces nuages géométriquement fins sont principalement composés de petits hydrométéores. À l'inverse, les nuages plus épais sont mieux échantillonnés par le radar (198 sont bien détectés (avec 25% ou plus du nombre total de pixels nuageux échantillonnés par le radar)) ; leur épaisseur peut atteindre 4 km. Cette analyse est valable pour tous les mois de l'année 2006 (cf. Tab. 5.2). Ces informations ont été obtenues grâce aux instruments de mesure ainsi qu'à l'algorithme de catégorisation Cloudnet.

	Avril	Mai	Juin	Juillet	Août	Sept.	Oct.	Nov
Pas échantillonnés par le radar	6 (374 m)	6 (346 m)	13 (323 m)	27 (338 m)	18 (433 m)	15 (303 m)	16 (379 m)	8 (240 m)
moins de 50% du nombre total de pixels nuageux échantillonnés par le radar	15 (289 m)	22 (400 m)	17 (328 m)	24 (497 m)	26 (338 m)	23 (394 m)	23 (327 m)	10 (317 m)
50% ou plus du nombre total de pixels nuageux échantillonnés par le radar	7 (635 m)	14 (452 m)	24 (465 m)	28 (411 m)	27 (492 m)	27 (445 m)	13 (470 m)	1 (292 m)

Tableau 5.2: Répartition mensuelle des nuages de mi-niveau observés sur le site ARM de Niamey en 2006 à partir de leur temps de passage "moyen" en fonction de la détection du nombre total de pixels nuageux échantillonnés par le radar. Notons que la somme de chaque colonne est égale aux nombres de nuages de mi-niveau répertoriés dans le tableau 5.1. Pour chaque case, l'épaisseur moyenne du lot de nuages est mentionnée afin d'avoir une indication sur le fait que les nuages mieux vus par le radar sont plus épais.

D'autre part, ces nuages observés sur le site de Niamey ne sont pour la plupart pas précipitants puisque seulement 23% des 410 nuages observés d'avril à novembre précipitent. Ils sont de « courte durée » (cf. Fig. 5.14 (d)) ; les nuages dont le temps de passage, c'est-à-dire le temps pendant lequel les nuages sont observés au-dessus des instruments, est inférieur ou égal à 30 minutes représentent 41% et 47% en JAS. En JFM, des durées supérieures à cinq heures ont été observées et ces situations pourraient correspondre au passage de Plumes Tropicales (*Fröhlich et al. 2013; Knippertz and Fink 2009*).

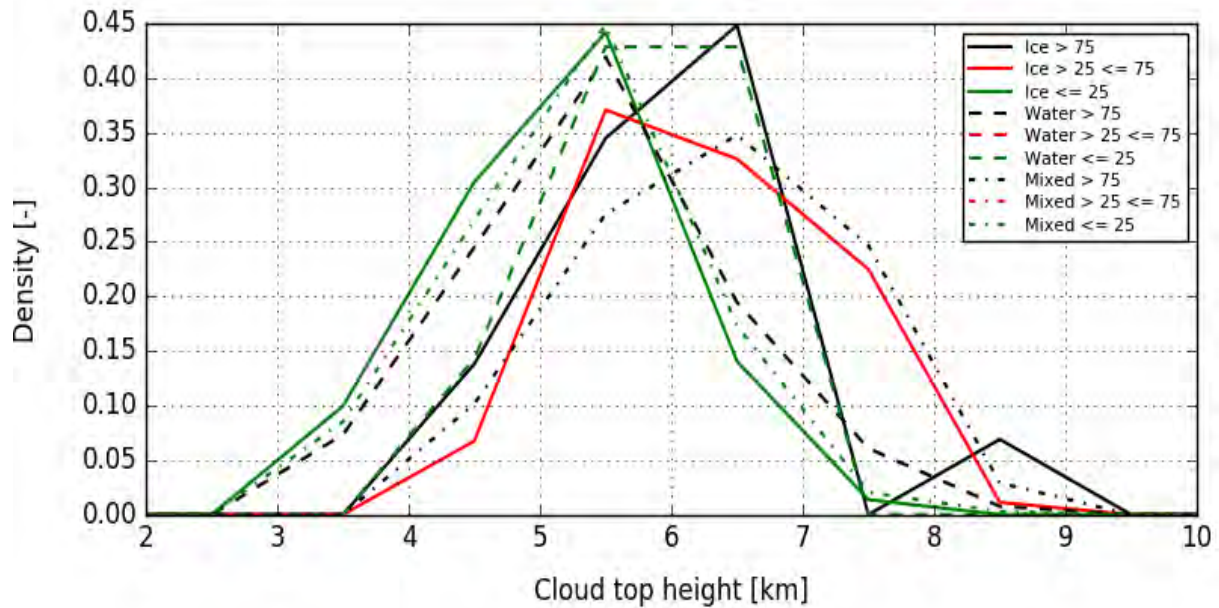


Figure 5.15: Distributions de la composition des sommets des nuages de mi-niveau en fonction de l'altitude de leurs sommets pour la glace, l'eau liquide et la phase mixte. Nous distinguons les nuages contenant plus de 75%, entre 25% et 75% et moins de 25% de chacune de ces phases. L'eau liquide fait référence aux (i) gouttelettes liquides nuageuses seulement et (ii) pluie ou bruine et gouttelettes liquides nuageuses. La phase mixte fait référence à (i) la glace et les gouttelettes d'eau liquide surfondues et (ii) la fonte de la glace et (iii) la fonte de la glace et les gouttelettes liquides nuageuses.

5.5 Environnements dynamique et thermodynamique

L'environnement dynamique et thermodynamique des deux sites sols est ici analysé afin de documenter dans quelles circonstances les nuages de mi-niveau se développent. Pour cela, nous exploitons les profils des radiosondages disponibles et nous utilisons les études réalisées par [Lothon et al. \(2008\)](#), [Slingo et al. \(2008\)](#), [Kollias et al. \(2009\)](#) et [Collow et al. \(2016\)](#) sur le site de Niamey et par [Marsham et al. \(2013a\)](#) sur le site de BBM. Cela permettra également de mettre en évidence si certaines caractéristiques jouent un rôle plus au moins important dans la formation de ces nuages. Par exemple, [Sutphin \(2013\)](#) a observé que l'humidité au sein de l'atmosphère (i.e. dans la zone géographique de formation de ces nuages) semblait jouer un rôle plus important que la température dans la genèse et l'extension verticale des nuages de mi-niveau en raison des grandes variations d'humidité entre les différents scénarios (nuages mono- et multi-couches) de nuages qu'elle observe (cf. section 2.1.2.1).

5.5.1 Sur le site de Niamey

Niamey est située à la frontière entre deux environnements totalement différents : d'une part une zone humide plus au Sud en lien avec la ZCIT et une zone sèche plus au Nord dans la continuité du désert du Sahara (cf. Fig. 4.3). [Lothon et al. \(2008\)](#) et [Slingo et al. \(2008\)](#) se sont intéressés aux variables de surface et aux variables atmosphériques au cours de l'année 2006 sur le site ARM de Niamey. Cette région se caractérise par de forts changements saisonniers avec une saison sèche (de début novembre à mi-avril) et une saison humide (de mi-avril à fin septembre) incluant une saison des pluies (de mi-juillet à fin septembre) (cf. Fig. 5.16). La saison des pluies et la saison sèche sont séparées par une zone de transition dite d'assèchement (d'octobre à début novembre). Durant cette année sur le site ARM de Niamey,

les nuages de mi-niveau ont principalement été observés de mai à septembre, c'est-à-dire durant la période d'humidification de mi-avril à mi-juillet et durant la saison des pluies. En 2006, le saut de mousson est relativement tardif et la pluviométrie sur la région est proche de la climatologie (*Janicot et al. 2008*), mais déficitaire à Niamey (*Slingo et al. 2008*).

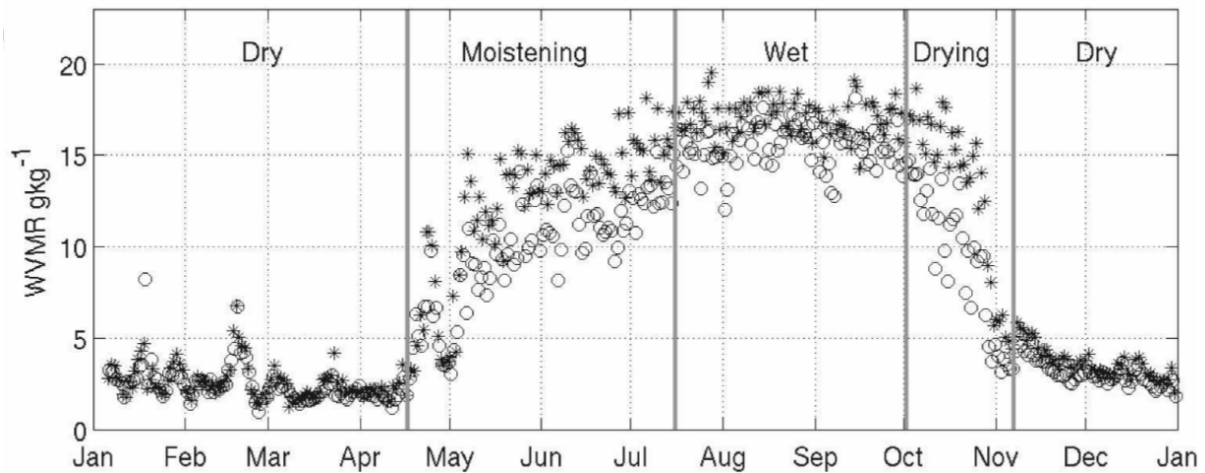


Figure 5.16: Rapports de mélange de la vapeur d'eau (WVMR) observés au sol à Niamey en 2006, avec une moyenne durant la nuit de 0000 UTC à 0600 UTC (astérisque) et une moyenne durant la journée de 1100 à 1700 UTC (cercle). (*Lothon et al. 2008*)

Le cycle annuel de la température de surface indique des valeurs maximales au moment du début de la saison humide et minimales à la fin du mois d'août; ces dernières étant corrélées à des humidités relatives de surface maximales en cette même période (cf. Fig. 5 de *Slingo et al., 2008*). Durant la saison sèche, l'humidité relative est faible et ne dépasse pas 20% alors que durant la saison humide, celle-ci croît au moment de l'onset pour atteindre des maxima de l'ordre de 80% à la fin du mois d'août. Le cycle annuel de la direction du vent indique également parfaitement le passage du flux d'Harmattan de nord-est provenant du Sahara durant la saison sèche au flux de mousson de sud-ouest durant la saison humide (cf. Fig. 6 (b) de *Slingo et al., 2008*, Fig. 5 et 6 de *Lothon et al. (2008)*). Ces caractéristiques du cycle annuel sont très typiques, et très proches de ce que l'on observe sur d'autres sites au Sahel (*Guichard et al. 2009; Ramier et al. 2009*). Pour l'ensemble des variables de surface, des changements forts et soudains (diminution de l'humidité relative, diminution du point de rosée et changement de direction du vent) apparaissent à la fin de la saison humide. Les structures atmosphériques indiquent quant à elles entre le début du mois de mai et la fin du mois d'octobre un bon établissement du Jet d'Est Africain (JEA) vers 600 hPa, là où les nuages de mi-niveau se forment (cf. Fig. 5.17 (c)). Durant les premiers mois de l'année, des élévations de couches d'humidité sont visibles sur la figure 5.17 (a) jusqu'à 500-600 hPa puis celles-ci s'installent durant la période de mousson. La figure 5.17 (b) illustrant les profils mensuels moyens d'humidité relative à Niamey indiquent également cette augmentation d'humidité en JJAS vers 5-6 km d'altitude. La figure 5.17 (b) représente le contenu intégré en vapeur d'eau (ou eau précipitable) obtenue à partir des radiosondages (en rouge) et du radiomètre micro-ondes (MWR, en noir). L'eau précipitable, dominée par l'humidité proche de la surface, s'étend sur une large gamme de valeurs : de 3 mm le 11 avril (au début de la saison humide) à plus de 60 mm pendant quelques jours durant la saison des pluies. *Kollias et al. (2009)* se sont intéressés aux liens entre les nuages, les précipitations et l'environnement thermodynamique à Niamey en 2006 et ont montré que le LCL se situe 2 km plus bas durant la période humide dû aux faibles températures et à l'augmentation de la quantité de vapeur d'eau dans les basses couches de l'atmosphère.

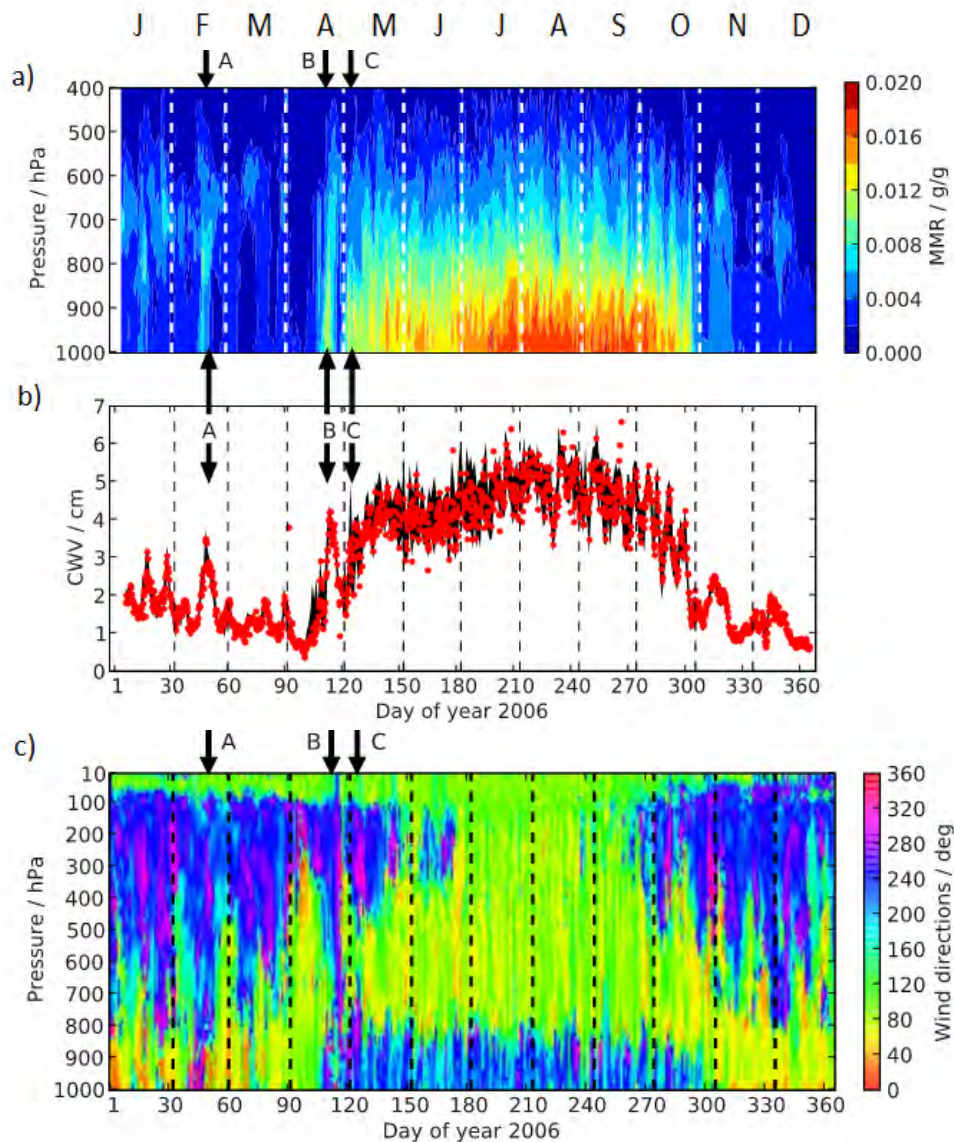


Figure 5.17: Profils verticaux de la moyenne journalière (a) du ratio de mélange de vapeur d'eau (g/g), (b) de la colonne de la vapeur d'eau (cm), (c) de la direction du vent (en degrés par rapport au Nord), issus des radiosondages AMF lancés en 2006 depuis le site de Niamey. L'abscisse indique le nombre de jour en 2006, et les lignes verticales pointillées désignent les limites entre les mois. Les premières lettres indiquées en haut de la figure désignent : l'événement synoptique du 15 au 22 février (A), le "faux" début de la saison humide à la mi-avril (B) et le "réel" début de la saison humide le 5 mai (C). (Slingo et al. 2008).

Afin d'avoir une information sur l'origine des masses d'air sur ce site, des trajectoires obtenues avec le modèle HYSPLIT (Hybrid Single Particle Lagrangian Trajectory) (Draxler and Hess 1998) ont été utilisé par Slingo et al. (2008). Développé par le laboratoire Air Resources Laboratory (ARL) de la National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA), HYSPLIT est un modèle lagrangien de trajectoires et de dispersion atmosphérique qui consiste à suivre une particule dans l'écoulement. Il utilise les données météorologiques Global Data Assimilation System (GDAS) produites par les National Centers for Environmental Prediction (NCEP). D'après la figure 9 de Slingo et al. (2008), durant la première période sèche (de janvier à mi-avril), une large partie de ces trajectoires à 4000 m provient du Sud et de l'Est de Niamey, c'est-à-dire du Nigeria. Dans les basses couches, les

trajectoires sont associées au flux d'Harmattan apportant de l'air chargé de poussières désertiques. Durant la saison humide, à 4000 m, les vents proviennent de l'Est associés au développement du Jet d'Est Africain (JEA). Ces résultats montrent distinctement que la région du Massif de l'Air (17°N et 7°E) est une source privilégiée de masses d'air pour la région de Niamey. Dans les basses couches, les trajectoires sont associées au flux de mousson provenant du Golfe de Guinée. Durant la dernière période sèche (d'octobre à décembre), les vents proviennent pour la plupart des altitudes de l'Est. *Collow et al. (2016)* ont observé durant cette saison des vents d'est durant la nuit et des vents de nord durant la journée.

Cette année est également marquée par l'omniprésence d'aérosols (principalement de la poussière) dans les basses couches (cf. Fig. 11 de *Slingo et al., 2008*); toutefois il y a des jours sans notamment lors des derniers jours de l'année 2006. Deux sources principales d'aérosols existent au Sahel : la poussière et les particules de la combustion provenant du chauffage, de la cuisine et des incendies. Des événements transportant de fortes quantités en aérosols sont également observés en saison sèche au début du mois de mars et à la fin du mois de décembre du fait d'un forçage dynamique de grande échelle (*Slingo et al. 2008*).

Durant la saison sèche, la couverture nuageuse est minimale (20% à 40%) (*Miller et al. 2012; Collow et al. 2016*) et peu de nuages sont présents dans les basses et moyennes couches. On rencontre davantage de poussières, provenant notamment du Sahara, des aérosols locaux et/ou régionaux de feux de biomasses ainsi que des cirrus (majoritaires cette année) (*Kollias et al. 2009*). Durant la saison humide, *Collow et al. (2016)* observent un maximum de couverture nuageuse de la surface à 13 km d'altitude (environ 60%) de l'aube à 09h00 et une diminution jusque tard dans la soirée (environ 38%). Ce pic nuageux le matin, associé à un pic de précipitations, est dû selon *Collow et al. (2016)* à l'advection d'humidité de la nuit et à la convection nocturne qui augmente en intensité vers 03h00. Cela est donc en accord avec l'occurrence des nuages de mi-niveau décrite à la section 5.3. En ce qui concerne la convection profonde, *Collow et al. (2016)* notent un maximum d'occurrence entre 09h00 et 12h00 (même si la fréquence d'occurrence maximale des précipitations à la surface se situe vers 06h00) et un minimum dans l'après midi. Les pluies, davantage observées durant la nuit entre minuit et 07h00 (*Bouniol et al. 2012; Collow et al. 2016*), sont maximales en août et les plus forts taux journaliers s'aperçoivent entre juillet et septembre.

Comme évoqués par *Johnson et al. (1999)* et *Riihimaki et al. (2012)* dans le Pacifique Tropical, *Kollias et al. (2009)* discutent des mêmes mécanismes de formation des nuages de mi-niveau pour ceux observés à Niamey. Ils parlent de mécanisme de fusion-refroidissement et de détrainement pour expliquer leur origine (cf. section 2.1.2.1 pour davantage de détails). Selon eux, ces processus de formation des nuages de mi-niveau sont corrélés aux profils thermodynamiques. Nous en discuterons dans la suite du manuscrit (cf. section 6.2.1.2). Par ailleurs, selon *Bretherton and Smolarkiewicz (1989)*, un environnement stable contrôlerait le détrainement. Ainsi, nous avons examiné si des couches stables s'observaient dans l'environnement des nuages en déterminant les inversions de température potentielle à partir des profils de radiosondages (cf. section 4.2.4 pour davantage de détails sur la méthode utilisée). Tout d'abord, nous avons observé avec les radiosondages de Niamey que les inversions, illustrées sur la figure 5.18, se retrouvent généralement au niveau de l'occurrence des nuages de mi-niveau, c'est-à-dire vers 5-6 km d'altitude. Ces altitudes correspondent également aux altitudes de la SAL advectée du Sahara. L'altitude des inversions augmente pendant la période de mousson et diminue en automne. Sur les 482 nuages de mi-niveau observés à Niamey, l'environnement thermodynamique de 233 nuages a été échantillonné avec au moins un radiosondage, dont 216 sont caractérisés par au moins une inversion.

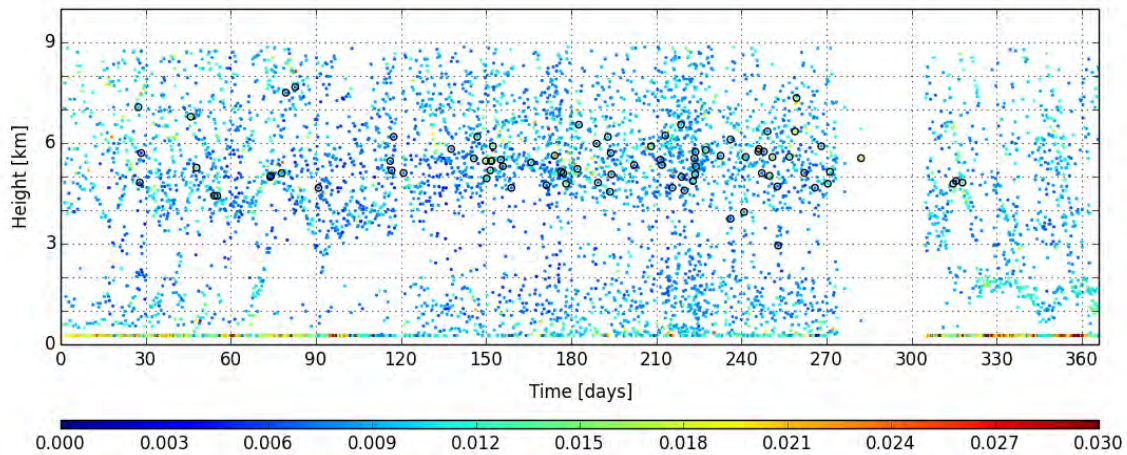


Figure 5.18: Climatologie des altitudes et des intensités des inversions de températures potentielles sur le site ARM à Niamey en 2006. Les inversions observées avant l'occurrence des nuages sont entourées en noir.

5.5.2 Sur le site de Bordj Badji Mokhtar

Bordj Badji Mokhtar (BBM) se situe dans une région très aride proche du centre de la dépression thermique saharienne (SHL) et du maximum de poussières durant l'été (cf. Fig. 4.3). Caractérisé par des températures de surface les plus chaudes de la Terre, on rencontre dans cette région la plus épaisse couche limite de convection sèche pouvant atteindre 5 à 6 km d'altitude (*Gamo 1996; Cuesta et al. 2008, 2009*). Le projet Fennec dans la ville de Bordj Badji Mokhtar avait donc pour finalité d'étudier la représentation des poussières désertiques dans les modèles et d'en évaluer leur réalisme.

La campagne de mesures Fennec qui a eu lieu durant le mois de juin 2011 peut être découpée en trois périodes thermodynamiquement différentes selon *Marshall et al. (2013a)*. La première période, avant le 8 juin, se caractérise par peu de nuages et peu de poussières. Le centre de la SHL est à ce moment-là proche de BBM qui est affecté par de l'humidité provenant du flux de mousson de sud-ouest notamment à la fin de la période. La deuxième période, du 8 au 12 juin, est une période sèche où la SHL se situe à l'Est, loin de BBM. La ville est affectée par des vents d'Harmattan secs provenant du Nord. Une faible et sèche couche limite atteignant 900 hPa et des rapports de mélange de vapeur d'eau n'excédant par 5 g.kg^{-1} sont observés. La dernière période, du 13 juin jusqu'à la fin du mois, est caractérisée par l'alternance sur des périodes d'environ 3 jours de flux de mousson humide et de flux d'Harmattan sec. Ces pulsations de 3-4 jours avaient également été mises en évidence par *Couvreux et al. (2010)*. L'influence de la mousson d'Afrique de l'Ouest a donc progressivement augmenté à BBM tout au long du mois de juin.

Le Sahara est connu comme étant la plus grande source de poussières minérales dans l'atmosphère terrestre (*Prospero et al. 2002; Washington et al. 2003*); cela a donc des répercussions sur l'environnement thermodynamique à BBM. Beaucoup de soulèvements de poussières ont été observés entre 0630 UTC et 1200 UTC notamment lors des périodes plus nuageuses (représentées par des barres rouges sur la figure 5.19). Ces particules de poussières jouent le rôle de noyaux glaciogènes favorisant la formation de cristaux de glace dans l'atmosphère terrestre et par conséquent la formation des nuages. Durant la première et la dernière périodes caractérisées par davantage de poussières, de fortes tempêtes associées à des courants de densités engendrant des tempêtes de sables (haboobs) ainsi que des micro-rafales

de poussières sont régulièrement observées le soir et la nuit; en accord avec la convection amenées par les Ondes d'Est Africaines qui sont connues pour favoriser les émissions de poussières dans cette région (*Knippertz and Todd 2010*). Les haboobs observés à BBM peuvent être plus importants que dans d'autres régions car les montagnes jouent un rôle initiateur dans le développement de la convection en amont de BBM. En Afrique de l'Ouest, les haboobs sont de forts contributeurs de poussières dans le cycle saisonnier (*Marsham et al. 2008*). La dernière période est marquée par cinq événements nocturnes très humides (les 13, 17, 21, 25, et 29 juin, représentés par des flèches sur la figure 5.19). L'arrivée de ces événements est liée à l'arrivée de flux divergents associés à des courants de densités (outflows) (représentés par des barres bleues sur la figure 5.19).

Marsham et al. (2013a) observent également une profonde couche limite durant la journée atteignant régulièrement la base des nuages, notamment celles des nuages de mi-niveau (cf. discussion 5.4.2). Les deux premières périodes sont marquées par une couche limite atteignant seulement 750 hPa. Cependant, durant la deuxième période, le lidar détecte des particules de poussières dans la Saharan Residual Layer humide qui persistent par la suite dans la Convective Boundary Layer (cf. Fig. 5.20) ; cette dernière couche se forme après 12h00. Entre 15h00 et 17h00, la couche limite est donc bien mélangée jusqu'à 550 hPa. Cette deuxième période confirme donc les observations de *Messenger et al. (2010)* qui indiquent que la SRL persiste tout au long de la journée. Durant la troisième période tout comme la deuxième, certaines après-midi, l'atmosphère est bien mélangée également entre la surface et 600-450 hPa; il n'y a donc pas de couche résiduelle (cf. section 3.3.5).

Concernant l'occurrence nuageuse, *Marsham et al. (2013a)* observent un minimum à 06h00 et un maximum entre 18h00 et 21h00. Cela est en adéquation avec l'occurrence des nuages de mi-niveau se situant entre 1600 UTC et 2000 UTC (cf. 5.3).

De nombreux autres processus non évoqués ci-dessus ont été analysés par *Marsham et al. (2013a)*. Le schéma 5.20, extrait de *Marsham et al. (2013a)*, synthétise l'ensemble des mécanismes observés en juin 2011 à BBM.

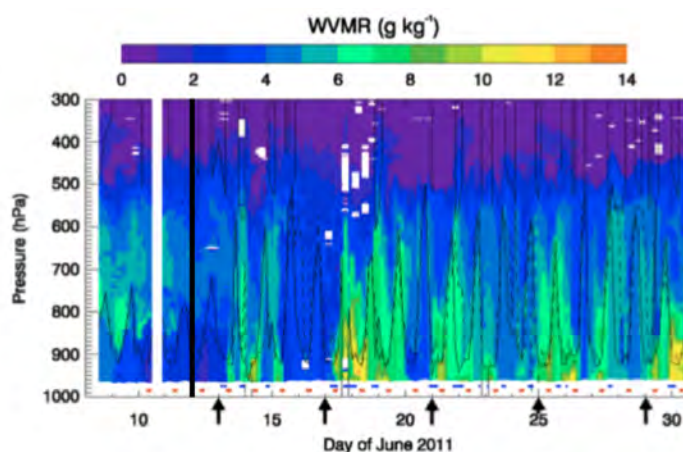


Figure 5.19: Rapports de mélange de la vapeur d'eau (WVMR) obtenus à partir des radiosondages en juin 2011 sur le site de Bordj Badji Mokhtar. Sur cette figure, seules les deux périodes après le 8 juin 2011 sont représentées et délimitées par un trait noir épais. Sous la figure, les barres rouges indiquent l'heure typique où les jets de basses couches atteignent le sol ce qui correspond également aux soulèvements de poussières (0600-1200 UTC), et les barres bleues indiquent les périodes de flux divergents associés à des courants de densités. Les lignes noires indiquent la profondeur de la couche limite, et les flèches noires indiquent l'apparition d'évènements humides. (*Marsham et al. 2013a*)

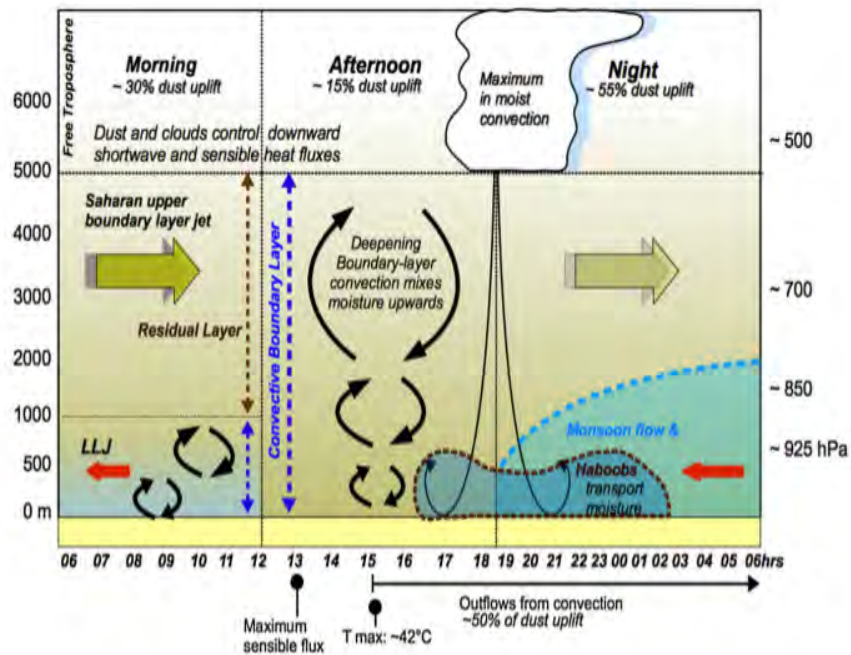


Figure 5.20: Schéma du cycle diurne des processus observés à BBM en juin 2011, axé sur les périodes affectées par la mousson avant le 8 juin et après le 12 juin (entre ces deux dates, il y a eu peu d'influence de la mousson et la SRL a persisté tout au long de la journée). (Marsham et al. 2013a)

5.5.3 Comparaisons entre les deux sites

Afin de comparer thermodynamiquement ces deux sites, nous nous sommes intéressés à leurs profils mensuels moyens de température potentielle et d'humidité relative³ illustrés sur la figure 5.21. Sur le site de Niamey, les profils mensuels moyens de température potentielle indiquent un réchauffement de la surface jusqu'à 4 km d'altitude en AMJ (cf. Fig. 5.21 (a)) comparé aux autres mois de l'année. Cela indique donc que la couche limite est stable. On note également des inversions plus prononcées durant cette période. En mai et juin, ces inversions sont légèrement plus élevées et se situent vers 5 km d'altitude. A BBM, en juin, les températures sont plus élevées dans les basses couches qu'à Niamey et la couche d'inversion à l'isotherme 0°C, c'est-à-dire la SAL, est légèrement plus haute en altitude. On note également que la courbure du profil est plus stable qu'à Niamey. En ce qui concerne l'humidité relative (cf. Fig. 5.21 (b)), on observe une augmentation de l'humidité à Niamey pendant la période de mousson avec des pics atteignant 70% près de la surface et vers 5-6 km d'altitude. Sur le site de BBM, le maximum d'humidité s'observe au niveau de la SAL, c'est-à-dire légèrement plus haut qu'à Niamey. On note également dans les basses couches (< 2 km) qu'il y a moins d'humidité à BBM qu'à Niamey. Par conséquent, ces profils de température potentielle et d'humidité relative expliquent pourquoi en juin les nuages observés sur ce site sont plus hauts qu'à Niamey. Notons également que les rapports de mélange de la vapeur d'eau à Niamey illustrés sur la figure 5.17 semblent équivalents à ceux de BBM illustrés sur la figure 5.19 lors du mois de mai. On peut donc supposer que les conditions atmosphériques que l'on rencontre à BBM en juin peuvent être analogue en partie à celles rencontrées à Niamey durant le mois de mai.

³ L'humidité relative, toujours mesurée par rapport à l'eau liquide dans les radiosondages, a été recalculé par rapport à la glace grâce à la formule de Tetens lorsque la température était négative.

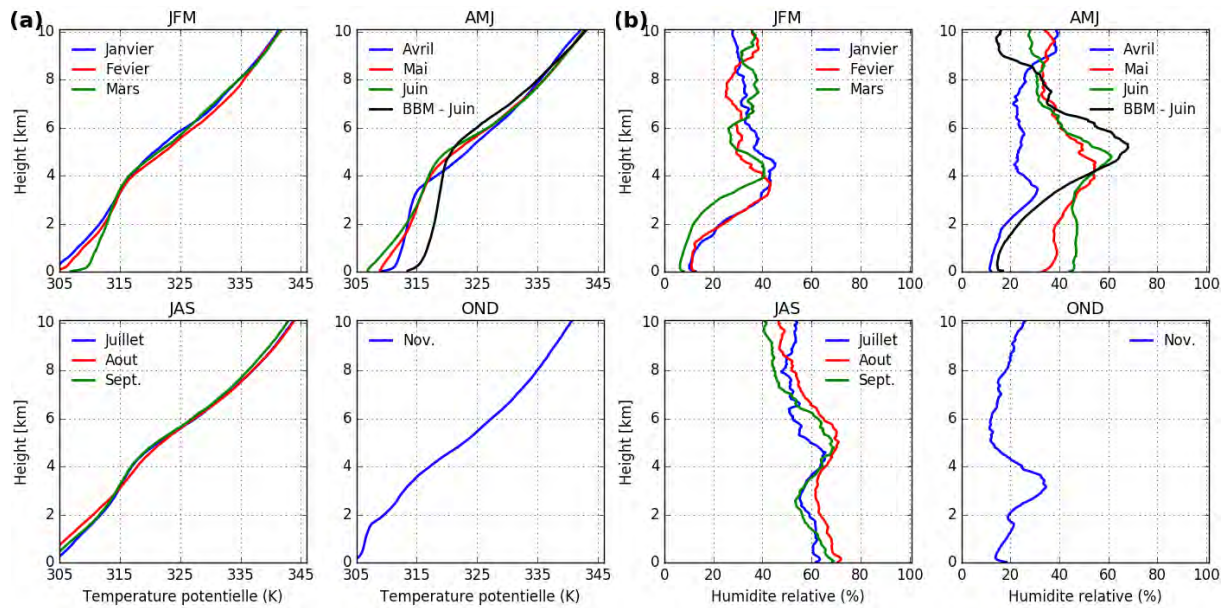


Figure 5.21: Profils mensuels moyens regroupés trois par trois (a) de la température potentielle et (b) de l'humidité relative à partir des radiosondages lancés à la station mobile ARM à Niamey (Niger) en 2006 (en bleu, rouge et vert) et à Bordj Badji Mokhtar (BBM) (Algérie) en juin 2011 (en noir). Le mois d'octobre ne contenant pas suffisamment de radiosondages, les profils de la température potentielle et de l'humidité n'ont pas été représentés pour ce mois.

Finalement, ces deux sites se distinguent très fortement l'un de l'autre au travers de leur environnement géographique. Tout d'abord, le flux de mousson qui est un élément clé dans le cycle annuel en Afrique de l'Ouest est davantage marqué à Niamey. Niamey étant située beaucoup plus proche du Golfe de Guinée sera par conséquent beaucoup plus touchée par de fortes précipitations que l'on n'observe pas à BBM (cf. Fig. 3.2). De plus, durant ces périodes, ces deux sites ont été marqués par la présence récurrente de poussières. Toutefois, BBM de part sa localisation au niveau du Sahara est sujet à des mécanismes de soulèvement de poussières, les haboobs, que l'on ne rencontre que peu à Niamey.

5.6 Caractéristiques radiatives des nuages de mi-niveau

L'effet des nuages de mi-niveau sur les flux radiatifs à la surface dépend de nombreux facteurs dont les propriétés des nuages, les propriétés de la surface, l'angle d'élévation solaire, les heures de la journée et les saisons (Zhang *et al.* 1996). Dans ces travaux, nous nous sommes intéressés aux caractéristiques radiatives des nuages de mi-niveau sur les deux sites sols : Niamey et BBM. Nous avons vu précédemment que ces deux sites sols sont marqués par la présence récurrente de poussières désertiques. Ces poussières, difficiles à quantifier, auront donc un impact important dans le bilan radiatif cependant nous ne l'avons pas quantifier dans cette étude. Selon Marsham *et al.* (2013a), une corrélation entre la profondeur optique des aérosols (AOD) et la nébulosité existe. L'effet combiné des poussières et des nuages jouerait un rôle important dans les variations quotidiennes du chauffage radiatif net à la surface d'après Marsham *et al.* (2013a). A Agoufou, entre Niamey et BBM, Guichard *et al.* (2009) observaient quant à eux un impact important de la vapeur d'eau sur les variations quotidiennes hors de la saison des pluies.

De précédentes études sur les propriétés radiatives ont été réalisées avec le jeu de données de la station ARM à Niamey en 2006 (Slingo *et al.* 2008; Miller *et al.* 2012; Collow

et al. 2016). *Collow et al. (2016)* se sont intéressés à l'impact des nuages (pas seulement des nuages de mi-niveau mais à tous ceux présents dans la colonne atmosphérique) en utilisant les équations suivantes :

$$CRE_{TOA} = LW \uparrow_{TOA,clear} - LW \uparrow_{TOA} + SW \uparrow_{TOA,clear} - SW \uparrow_{TOA} \quad (i)$$

$$CRE_{Surface} = LW \downarrow_{Surface} - LW \downarrow_{Surface,clear} + SW \downarrow_{Surface} - SW \downarrow_{Surface,clear} \quad (ii)$$

$$CRE_{Atmosphere} = CRE_{TOA} - CRE_{Surface} + SW \uparrow_{Surface} - SW \uparrow_{Surface,clear} \quad (iii)$$

Ils ont montré dans le domaine du visible une forte différence de l'effet radiatif des nuages (CRE - Cloud Radiative Effect) à la surface entre la période sèche et la période humide (de plus de 100 W.m⁻²; cf. Fig. 5.22 (d)) où la période humide a le plus fort CRE ; alors qu'au sommet de l'atmosphère, les effets des nuages sont assez comparables entre les deux périodes (cf. Fig. 5.22 (a)). En ce qui concerne le domaine de l'infrarouge, peu de différences des effets des nuages sont notées entre les deux périodes (cf. Fig. 5.22 (b-e)). Pour ce qui est de l'impact radiatif net, ils observent au sommet de l'atmosphère un réchauffement des nuages (c'est-à-dire des valeurs positives; cf. Fig. 5.22 (c)) et à la surface un refroidissement (c'est-à-dire des valeurs négatives; cf. Fig. 5.22 (f)). La combinaison des flux au sommet de l'atmosphère et à la surface induit un réchauffement des nuages dans le visible et l'infrarouge (c'est-à-dire des valeurs positives; cf. Fig. 5.22 (g-h)). Finalement, les nuages engendrent un impact net positif donc ils tendent à réchauffer l'atmosphère. Au sommet de l'atmosphère, durant la nuit, les nuages ont tendance à réchauffer alors que suivant les heures de la journée, ils peuvent refroidir ou réchauffer. *Miller et al. (2012)* notent à partir de moyennes mensuelles que les nuages réchauffent légèrement le sommet de l'atmosphère jusqu'en avril, puis cela augmente en mai pour finalement diminuer durant la saison humide et ré-augmenter à nouveau pendant la saison sèche. A la surface, ils observent un refroidissement tout comme *Miller et al. (2012)* qui se sont intéressés à l'impact mensuel des nuages. D'après *Collow et al. (2016)*, c'est lors de la période de mousson que les nuages ont le plus d'impact à la surface. Si l'on s'intéresse aux nuages de mi-niveau, nous n'observons pas cette particularité (cf. Fig. 5.23). Finalement, tout deux constatent un effet radiatif net des nuages réchauffant le plus le matin et le moins en fin d'après-midi (*Collow et al. 2016*).

La figure 5.23 quantifie le forçage radiatif des nuages de mi-niveau dans les domaines du visible (shortwave - SW) (a) et de l'infrarouge (longwave - LW) (b) à l'échelle mensuelle calculés à partir des données moyennées à une résolution de 15 minutes. Ces calculs sont donc effectués par colonnes nuageuses et non par objets nuageux. Ces résultats étendent l'étude de *Bouniol et al. (2012)* à Niamey à toute l'année 2006 spécifiquement pour les nuages de mi-niveau.

D'après la figure 5.23 (a), dans le domaine du visible, l'impact radiatif mensuel moyen entrant des nuages de mi-niveau à la surface, calculé à partir de la différence entre le composite des nuages de mi-niveau et le composite des observations en ciel clair pour un mois donné entre 0800 UTC et 1600 UTC (cf. partie 4.2.5), varie entre -220 et -20 W.m⁻² à Niamey. Des résultats comparables ont été obtenus avec la seconde méthode, c'est-à-dire à partir de mesures journalières, décrite dans la section 4.2.5. Les nuages de mi-niveau tendent donc dans le visible à refroidir, c'est-à-dire qu'ils bloquent le rayonnement incident. Cela est comparable aux travaux de *Collow et al. (2016)* qui atteignent des valeurs jusqu'à -180 W.m⁻² sans distinction de nuages. Pour janvier, février et mars, l'impact moyen varie entre -150 et -100 W.m⁻². Le maximum annuel est observé en avril. Au cours de la mousson, une amplitude maximale est observée en juillet et atteint une valeur moyenne de l'ordre de -180 W.m⁻² liée à la progression du flux de mousson sur le continent (*Bouniol et al. 2012*) alors que pour les autres mois l'impact moyen est d'environ -100 W.m⁻². En octobre, l'impact moyen diminue et

est d'environ -50 W.m^{-2} puis devient proche de zéro en novembre. La compréhension de l'origine de cette variabilité saisonnière demande un peu plus d'analyse. Par ailleurs, ces résultats sont proches de ceux obtenus par [Bouniol et al. \(2012\)](#). Cependant, ils ne sont pas strictement identiques pour les mois se chevauchant car la période de la journée sélectionnée (de 0800 UTC à 1600 UTC) n'est pas la même que la leur. Ils utilisent des observations entre 0530 UTC et 1800 UTC. De plus, le flux entrant est à une résolution de 15 minutes alors que [Bouniol et al. \(2012\)](#) ont travaillé avec une résolution de 30 minutes. A BBM, l'impact radiatif moyen entrant en juin 2011 des nuages de mi-niveau à la surface est de -60 W.m^{-2} . Ce résultat est comparable à celui obtenu sur le site de Niamey en juin 2006 d'environ -86 W.m^{-2} . Sur le site de BBM, [Marsham et al. \(2013a\)](#) observent que dans le domaine du visible l'impact radiatif entrant en juin 2011 diminue avec les nuages et les poussières désertiques.

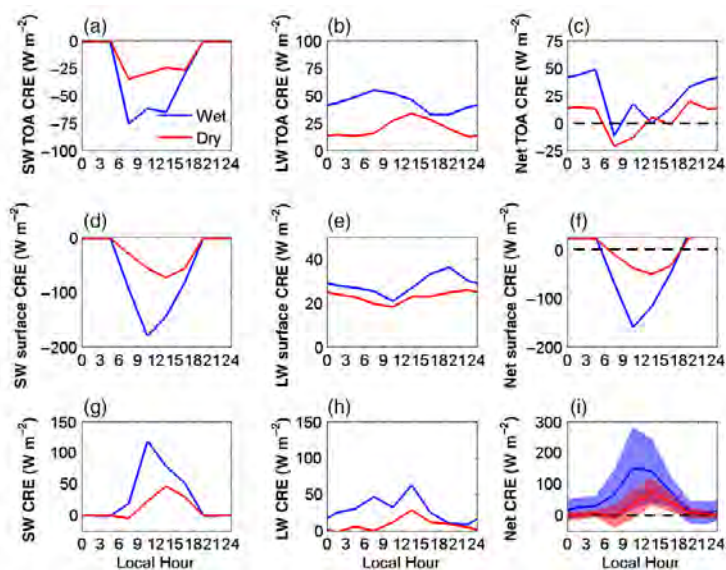


Figure 5.22: Cycles diurnes de l'impact radiatif des nuages au sommet de l'atmosphère dans (a) le domaine du visible, (b) le domaine de l'infrarouge, (c) le net, puis à la surface dans (d) le domaine du visible, (e) le domaine de l'infrarouge, (f) le net, et enfin au sein de l'atmosphère dans (g) le domaine du visible, (h) le domaine de l'infrarouge, (i) le net pour la saison sèche (en rouge) et la saison humide (en bleu) à Niamey en 2006. Sur la figure (i), les écarts-types sont représentés par des teintes colorées. ([Collow et al. 2016](#))

La figure 5.23 (b) montre l'impact radiatif mensuel moyen entrant des nuages de mi-niveau à la surface dans le domaine de l'infrarouge, calculé à partir de la différence entre le composite des nuages de mi-niveau et le composite des observations en ciel clair pour un mois donné (cf. partie 4.2.5). Cet impact moyen, qui mesure l'effet de serre des nuages dans le bilan radiatif à la surface de la Terre, varie entre 10 et 60 W.m^{-2} . Les nuages de mi-niveau tendent donc dans l'infrarouge à réchauffer; c'est ce que l'on nomme l'effet de serre. Cela est comparable aux travaux de [Collow et al. 2016](#) qui avaient des valeurs entre 20 et 36 W.m^{-2} sans distinction de nuages. Ces impacts sont plus importants pendant les mois secs (janvier, février, avril, novembre) et diminuent pendant la mousson (jusqu'à moins de 20 W.m^{-2}) lorsque la quantité de vapeur d'eau est maximale. En d'autres termes, pendant la mousson, il existe un fort effet de serre de la vapeur d'eau, ce qui tend à réduire l'impact des nuages dans le domaine de l'infrarouge. [Stephens et al. \(2012\)](#) ont également observé une diminution systématique de cet impact à la surface au-dessus d'un seuil d'eau précipitable donné. A BBM, l'impact radiatif moyen entrant en juin 2011 des nuages de mi-niveau à la surface est de 10 W.m^{-2} . Comme dans le domaine du visible, ce résultat est comparable à celui obtenu sur le site de Niamey en juin 2006 d'environ 8 W.m^{-2} . Sur le site de BBM, [Marsham et al. \(2013a\)](#)

observent que dans le domaine de l'infrarouge le cycle diurne du rayonnement entrant en juin 2011 est contrôlé par le cycle diurne des nuages.

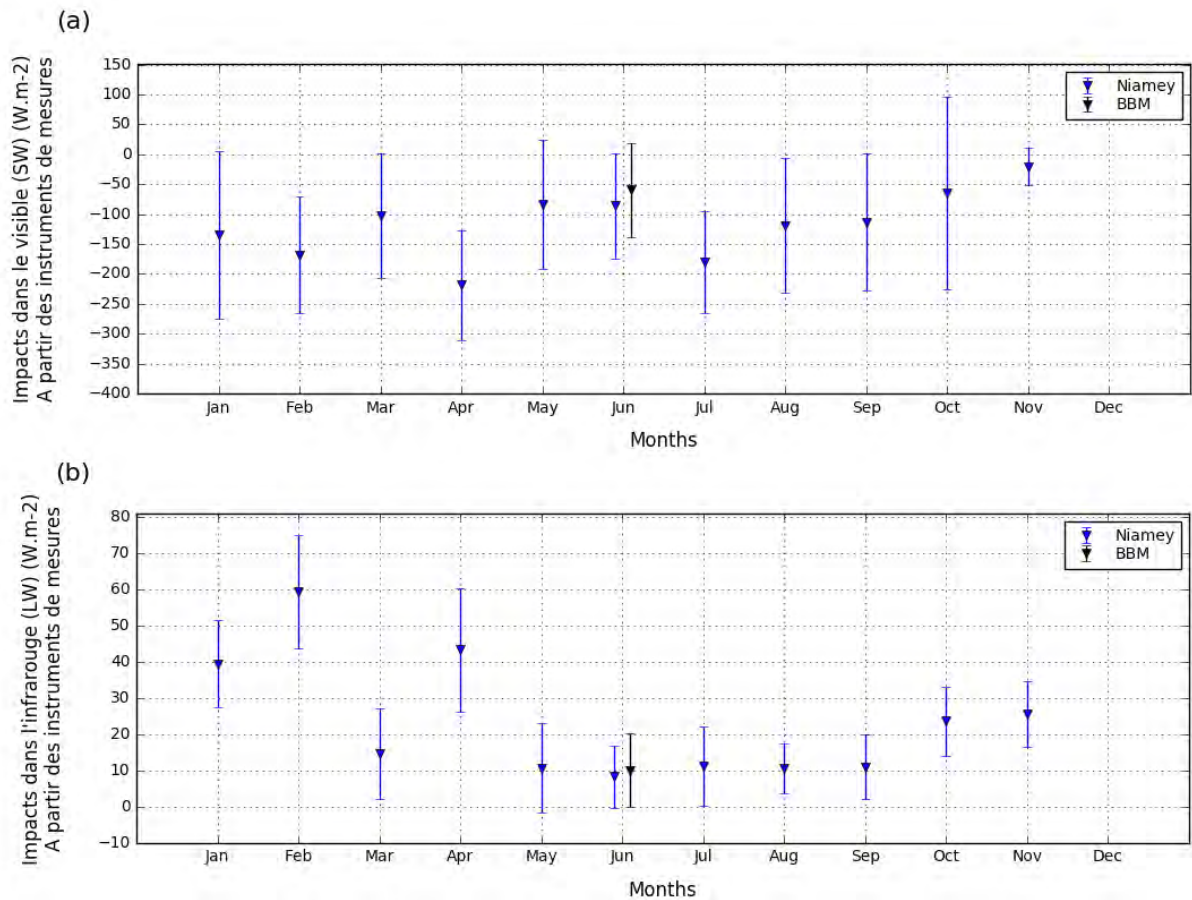


Figure 5.23: Effets radiatifs des nuages de mi-niveau à la surface obtenus à partir de la station mobile ARM à Niamey (Niger) en 2006 (bleu) et à Bordj Badji Mokhtar (BBM) (Algérie) en juin 2011 (noir) (a) dans le domaine du visible et (b) dans le domaine de l'infrarouge. Les symboles triangulaires représentent la valeur moyenne mensuelle et la ligne verticale deux fois l'écart type.

Dans l'ensemble, nous avons observé que les nuages de mi-niveau à la surface avaient un flux net (addition des impacts dans le domaine du visible et de l'infrarouge à partir des composites mensuels et en tenant compte du cycle diurne) d'environ $-18 W.m^{-2}$ dominé par les flux dans le domaine du visible. Ils ont donc un effet de refroidissement sur le climat à la surface. *Collow et al. (2016)* montrent également que les nuages se révèlent être un important mécanisme de refroidissement de surface pendant la journée en particulier pendant la saison humide. A l'inverse, au sommet de l'atmosphère, les nuages induisent des changements négligeables durant la journée. La somme des flux dans les domaines du visible et de l'infrarouge à la surface et au sommet de l'atmosphère engendre donc dans la colonne atmosphérique un réchauffement radiatif net lorsque les nuages sont présents puisque les nuages augmentent l'absorption (*McFarlane et al. 2007; Miller et al. 2012; Collow et al. 2016*).

Au sommet de l'atmosphère, dans les Tropiques, *Bourgeois et al. (2016)* trouvent un effet radiatif net moyen de $-0.6 W.m^{-2}$ avec $-2.4 W.m^{-2}$ et $1.8 W.m^{-2}$ dans les domaines du visible et de l'infrarouge respectivement. Cependant, durant la période de mousson, ils observent un effet de réchauffement dans la région du Sahara qui varie entre -0.2 et $1.0 W.m^{-2}$.

Dans les Tropiques, l'effet radiatif net de tous les nuages est d'environ -20 W.m^{-2} avec le modèle de climat HadGAM1 ainsi qu'avec les données CERES (*Su et al. 2010*). Dans les moyennes latitudes, sur le site ARM des Grandes Plaines du Sud aux États-Unis, *Mace et al. (2006)* observent pour les nuages de mi-niveau un léger refroidissement au sommet de l'atmosphère et un réchauffement à la surface.

5.7 Conclusion

Grâce à trois jeux d'observations combinant un radar et un lidar déployés au sol dans des environnements différents : l'un au Sahel à Niamey durant la campagne AMMA en 2006 et l'autre dans le Sahara à Bordj Badji Mokhtar durant la campagne Fennec en juin 2011 ou embarqués sur les satellites CloudSat et CALIPSO, les nuages de mi-niveau en Afrique de l'Ouest ont été documentés. Ces nuages s'observent tout au long de l'année avec une occurrence beaucoup plus importante durant la période de mousson et notamment tôt le matin. En Afrique de l'Ouest, on les observe plus fréquemment dans les parties sud et ouest. Ils sont généralement fins puisque la plupart d'entre eux ont une épaisseur inférieure à 1000 m. Nous avons pu également observer à Niamey que ces nuages sont principalement composés d'eau liquide.

Certaines tendances ont pu être observées à partir des différentes variables macro- et microphysiques des 482 nuages de mi-niveau détectés sur le site de Niamey en 2006 (cf. Fig. 5.24) :

- des nuages bas corrélés à un sommet bas et des nuages hauts corrélés à un sommet haut,
- des nuages fins corrélés à des temps de passages courts et des nuages épais corrélés à des temps longs,
- des nuages fins corrélés à un contenu faible en eau et des nuages épais contenant une importante quantité en eau ; cependant, des nuages très épais mais également très fins peuvent avoir une forte réflectivité moyenne par nuages.

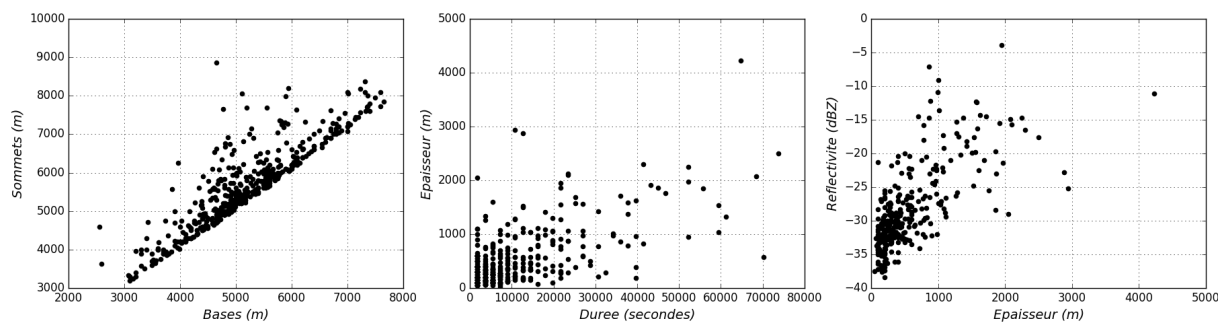


Figure 5.24: Covariations entre les variables bases-sommet ($R=0,88$), durées-épaisseurs ($R=0,61$) et épaisseurs-réflectivités ($R=0,70$) des 482 nuages de mi-niveau détectés à la station ARM de Niamey en 2006.

Malgré cela et au delà de ces quatre variables, aucune relation évidente n'émerge entre les différentes caractéristiques des nuages de mi-niveau à Niamey où nous avons une large base de données (caractéristiques macro- et microphysiques) sur une longue période temporelle. Il est par conséquent difficile de distinguer des familles de nuages de mi-niveau partageant des processus de formation et de maintien identiques.

Afin d'avoir une répartition objective de cet échantillon et d'identifier différents types de nuages qui semblent apparent pourtant à l'œil, des méthodes de clustering (cf. section 4.2.3

pour davantage de détails sur ces méthodes) ont été appliquées à notre base de données afin de regrouper les nuages de mi-niveau partageant des caractéristiques communes.

6 DIVERSITÉ DES NUAGES DE MI-NIVEAU EN AFRIQUE DE L'OUEST

A partir de la caractérisation des nuages de mi-niveau en Afrique de l'Ouest précédemment présentée, nous avons mis en évidence que ces nuages, se situant entre 3 et 9 km d'altitude (cf. Fig. 5.4), présentent une grande variabilité de propriétés. Cela s'observe particulièrement au travers des caractéristiques échantillonnées pour ces nuages observés sur le site ARM à Niamey au Niger en 2006 où un nombre important d'instruments a été déployé permettant d'échantillonner au mieux leurs particularités.

Avec l'idée qu'il n'existe pas un unique type de nuages de mi-niveau, l'objectif de ce chapitre est donc de séparer ces nuages en plusieurs groupes. Afin d'évaluer la fiabilité de nos résultats, deux méthodes de clustering : une méthode de partitionnement K-Means et une méthode de hiérarchisation suivant la méthode de « Ward » (cf. section 4.2.3 pour davantage de détails) ont été utilisées. Ces méthodes permettent ainsi de regrouper les nuages ayant des propriétés similaires. Elles ont dans un premier temps été appliquées aux caractéristiques des nuages observés sur le site de Niamey puis étendues aux données du site sol de BBM ainsi qu'à celles des satellites CloudSat-CALIPSO. Les résultats obtenus avec ces deux méthodes étant très similaires avec le jeu de données de Niamey ; nous avons pu en conclure qu'ils sont indépendants de la méthode utilisée. Par conséquent, nous ne présenterons dans ce chapitre que les résultats obtenus avec la méthode de hiérarchisation (que l'on désignera par la suite "méthode de clustering"). Les résultats obtenus avec la méthode de partitionnement K-Means sont présentés et discutés dans l'annexe (A) pour les deux jeux de données sol.

6.1 L'Analyse en Composantes Principales (ACP)

De nombreuses caractéristiques des nuages de mi-niveau ont pu être échantillonnées à partir des observations réalisées à Niamey en 2006 dont leurs bases, leurs sommets, leurs épaisseurs, leurs durées, leurs heures de début et de fin, leurs réflectivités, l'écart-type de leurs réflectivités, leurs vitesses Doppler, leurs largeurs spectrales, leurs fractions liquides et s'ils précipitent ou pas. Afin de hiérarchiser l'importance de ces différentes caractéristiques et d'expliquer la variabilité des nuages de mi-niveau, nous avons utilisé une Analyse en Composantes Principales (ACP).

6.1.1 Définition de l'ACP

L'Analyse en Composantes Principales (*Pearson (1901); Hotelling (1933)*) s'intéresse à la distribution conjointe de plusieurs variables quantitatives : elle est dite multivariée. Le principe de l'ACP réside dans la réduction de la dimension de représentation des données ou plus simplement de la compression des données. Cette méthode vise à effectuer une projection orthogonale des données sur un sous-espace tout en conservant le maximum d'information c'est-à-dire où les variances de projections sont maximales. Une part importante de la variabilité des données est donc décrite par un faible nombre de ces directions orthogonales.

L'ACP permet d'identifier à la fois une éventuelle similarité entre les individus et les relations qui existent entre les variables. Afin de connaître la proximité entre des individus et/ou des variables, on s'intéresse dans l'espace des individus aux distances entre les points et dans l'espace des variables aux angles et notamment au cosinus de l'angle entre deux variables qui n'est autre que leur coefficient de corrélation linéaire. De nombreuses règles existent afin de sélectionner les composantes principales ; la règle de Kaiser, utilisée dans ces travaux,

consiste à ne prendre en considération que les composantes pour lesquelles la valeur propre est supérieure à la moyenne arithmétique de toutes les valeurs propres.

6.1.2 Les différents tests appliqués à la base de données obtenue à Niamey

Nous avons appliqué l'ACP aux caractéristiques des nuages de mi-niveau observées sur le site de Niamey. Nous avons réalisé différents tests en amont ; deux d'entre eux nous ayant permis de sélectionner les variables ayant le plus de variance et ainsi de parvenir aux conclusions exposées dans la section 6.1.3 sont présentés ci-dessous.

6.1.2.1 Application aux variables morphologiques sur toute l'année 2006

Notre premier test a été réalisé sur les variables morphologiques : "base", "sommet" et "épaisseur" ainsi que sur la variable "durée" des 482 nuages observés à Niamey. Ces variables sont quasiment les seules disponibles sur toute l'année 2006 et sont donc communes aux 482 nuages ; les autres variables disponibles sur cette période étant l'heure de début et de fin d'occurrence. Toutefois, la variable "durée" correspond à un temps de passage au-dessus des instruments sol, elle correspond donc au temps d'advection du nuage au-dessus des instruments et au fait que le nuage ait pu se former (ou se dissiper) au-dessus des instruments. C'est une variable difficile à interpréter car sa correspondance en étendue géographique demande des hypothèses i/ sur la vitesse moyenne d'advection du nuage au-dessus du site et ii/ sur l'étendue spatiale du nuage qui n'est échantillonné que dans la direction du vent. De plus, le nuage évolue en permanence ce qui rend difficile l'estimation de l'étendue géographique. Toutefois, pour essayer d'estimer des informations sur l'étendue géographique du nuage, nous avons utilisé des observations satellites MétéoSat à partir desquelles nous avons essayé de déterminer la superficie géographique de ces nuages. Cependant, la fréquence des scènes multi-couches et notamment les cirrus recouvrant la quasi totalité du temps les nuages de mi-niveau ont rendu impossible l'évaluation de leur superficie géographique à partir de ces données satellitaires.

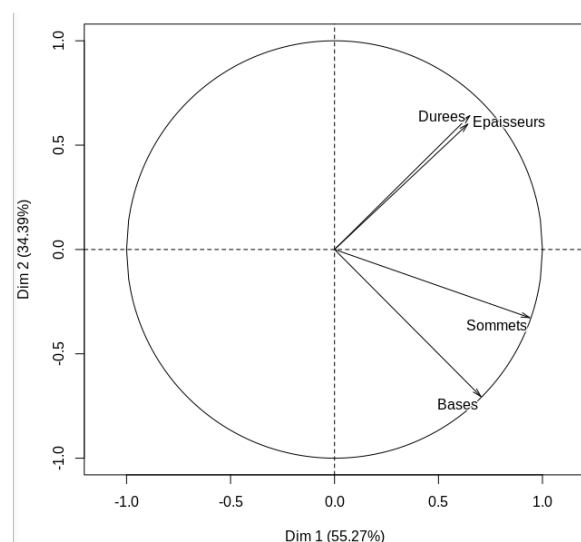


Figure 6.1: Le cercle des corrélations obtenu à partir de l'ACP réalisée sur les 482 nuages à partir des variables morphologiques "base", "sommet", "épaisseur" et "durée" à Niamey en 2006.

	Corrélation
Dim 1	
Sommets	0,938
Bases	0,704
Epaisseurs	0,651
Durees	0,641
Dim 2	
Epaisseurs	0,642
Durees	0,601
Sommets	-0,327
Bases	-0,705
Dim 3	
Durees	0,478
Bases	0,090
Sommets	-0,112
Epaisseurs	-0,406

Tableau 6.1: Corrélations obtenues à partir de l'ACP réalisée sur les 482 nuages à partir des variables morphologiques "base", "sommet", "épaisseur" et "durée" à Niamey en 2006.

D'après le cercle des corrélations présenté sur la figure 6.1, les deux premières dimensions représentent respectivement 55,27% et 34,39% de variances capturant ainsi 89,66% de la variabilité. D'après le tableau 6.1, les variables "sommet" et "base" contribuent le plus à la première composante principale, c'est-à-dire celle ayant une variance maximale. Ces deux variables sont corrélées à la composante principale de dimension 1 puisque elles possèdent les plus forts coefficients de corrélation en valeur absolue. Les variables "épaisseur" et "durée", elles aussi corrélées, contribuent davantage à la deuxième composante principale (cf. Fig. 6.1 et Tab. 6.1). Ce premier diagnostic fait donc ressortir les variables "sommet" et "épaisseur".

6.1.2.2 Application à toutes les variables disponibles hors janvier, février et mars

Le second test a été appliqué aux nuages observés à Niamey à partir du mois d'avril 2006 lorsque le radar et le lidar étaient opérationnels (rappelons que le radar n'était pas en fonctionnement les trois premiers mois de l'année). Nous avons ajouté une autre contrainte puisque durant ces mois même si le radar était opérationnel les nuages de mi-niveau les plus fins et de courtes durées pouvaient être mal échantillonnés par celui-ci (cf. section 5.4.3). Nous avons donc restreint notre échantillon aux nuages observés à la fois par le radar et le lidar. Cela réduit donc le nombre de nuages à 301. L'observation par la combinaison radar-lidar fournit des informations supplémentaires : "réflectivité", "écart-type de la réflectivité", "vitesse Doppler", "largeur spectrale", "fraction liquide" et "précipitation", ce qui porte le nombre de variables à 12.

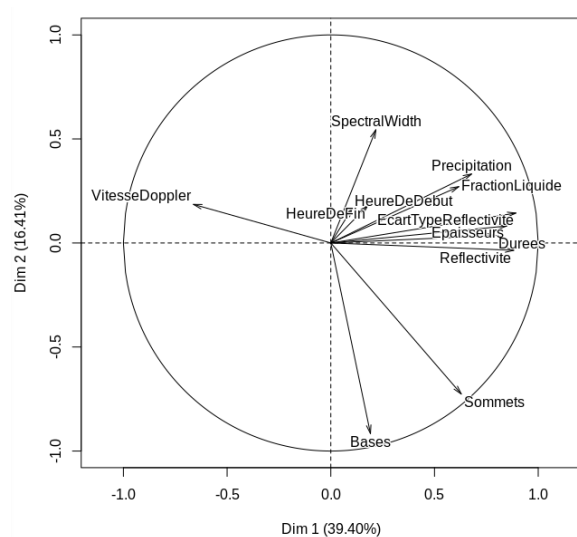


Figure 6.2: Le cercle des corrélations obtenu à partir de l'ACP réalisée sur les 301 nuages à partir des 12 variables.

	Corrélation
Dim 1	
EcartTypeReflectivite	0,892
Reflectivite	0,882
Epaisseurs	0,848
Durees	0,795
Precipitation	0,679
Sommets	0,629
FractionLiquide	0,617
VitesseDoppler	-0,662
Dim 2	
SpectralWidth	0,544
Precipitation	0,332
Sommets	-0,726
Bases	-0,916
Dim 3	
HeureDeDebut	0,847
HeureDeFin	0,813
Dim 4	
FractionLiquide	0,566
Durees	0,421
SpectralWidth	-0,542

Tableau 6.2: Corrélations obtenues à partir de l'ACP réalisée sur les 301 nuages à partir des 12 variables.

La réalisation de l'ACP sur ce nouveau jeu de données fournit le cercle des corrélations illustré sur la figure 6.2. Les quatre premières dimensions expliquent respectivement 39,40%, 16,41%, 12,11% et 8,13% de la dispersion des individus capturant

alors 76,05% de la variabilité. D'après le tableau 6.2, les variables "écart-type de la réflectivité", "réflectivité" et "épaisseur" qui sont corrélées contribuent le plus à la première composante principale. La variable "base" contribue davantage à la deuxième composante principale (cf. Fig. 6.2 et Tab. 6.2). Les variables des heures de début et de fin d'occurrence et de la fraction liquide contribuent quant à elles à la troisième et la dernière composantes principales respectivement. Ce second diagnostic fait donc ressortir les variables "écart-type de la réflectivité" et "base".

6.1.3 Les variables retenues

Sur ces deux tests, nous avons pu observer que la variable "épaisseur" (corrélée dans le second test avec la variable "écart-type de la réflectivité" s'exprimant en tant que première composante principale) mais également la variable "base" (corrélée dans le premier test avec la variable "sommet" s'exprimant en tant que première composante principale) expliquent toutes les deux une grande partie de la variance.

Cependant, nous devons faire face à certaines contraintes : i/ tout d'abord, aux variables corrélées pouvant entraîner des redondances (surlignées en rouge dans les tableaux 6.1 et 6.2), ii/ puis, aux variables, "vitesse Doppler" et "largeur spectrale", non disponibles dans les données sol à BBM et satellitaires de CloudSat-CALIPSO car comme exposé en introduction de cette partie, un autre objectif de ce travail est d'appliquer les méthodes de clustering aux autres jeux de données afin d'évaluer si les différents types de nuages de mi-niveau obtenus à Niamey sont représentatifs de ceux observés à l'échelle régionale, iii/ enfin, aux variables qui ne sont pas disponibles sur toute la période temporelle étudiée comme en janvier, février et mars à Niamey où il n'y a pas de donnée radar car cela réduit l'échantillon de nuages observés. Notons également que certains nuages sont trop fins pour être observés par le radar réduisant davantage l'échantillon.

Nous avons donc sélectionné les variables "base" et "épaisseur", expliquant une forte part de variances, car ce sont les seules variables disponibles sur toute l'année 2006 à Niamey. Ce sont également des variables disponibles à partir des données sol de BBM (i.e. quand les nuages sont observés uniquement par le lidar et où l'estimation de l'altitude de la base est plus robuste que celle de son sommet) et des données satellitaires de CloudSat-CALIPSO.

6.2 Le clustering appliqué aux nuages de mi-niveau au Sahel et au Sahara

A présent, nous allons voir au travers de l'utilisation de méthodes de clustering comment les nuages observés à Niamey au Sahel et à Bordj Badji Mokhtar au Sahara se répartissent. Afin de réaliser ces regroupements d'individus, les variables "base" et "épaisseur" sont utilisées suite à l'Analyse en Composantes Principales menée dans la section 6.1.

6.2.1 A Niamey

Nous allons débiter avec l'application de cette méthode sur la base de données du site de Niamey au Sahel en 2006. Cette méthode de clustering dans un premier temps va permettre de faire ressortir combien de types différents de nuages de mi-niveau existent. Pour chacun des types identifiés, nous chercherons à comprendre leurs particularités au travers de l'étude de leurs caractéristiques macro- et microphysiques, thermodynamiques et radiatives.

6.2.1.1 Caractéristiques macro- et microphysiques

Les méthodes de hiérarchisation permettent de visualiser sous forme d'un dendrogramme les différents regroupements. Ce graphique illustré sur la figure 6.3 (a) isole

clairement trois clusters. D'après la distribution de l'épaisseur de ces 482 nuages en fonction de l'altitude de la base, illustrée sur la figure 6.3 (b), le cluster 1 se caractérise par de fortes épaisseurs, le cluster 2 par des bases hautes et le cluster 3 par des bases basses. Les 482 nuages observés se répartissent de la manière suivante : 77 nuages dans le cluster 1, 149 dans le cluster 2 et 256 dans le cluster 3.

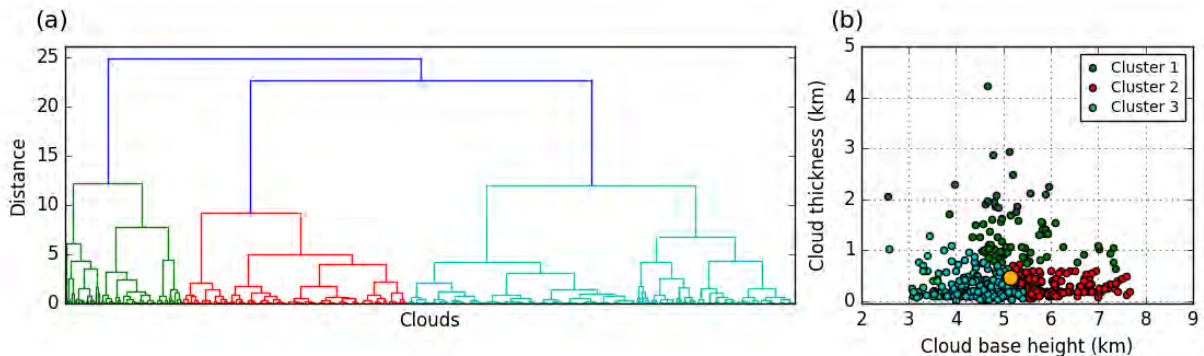


Figure 6.3: (a) Dendrogramme obtenu par la méthode de clustering. Le cluster 1 est en vert, le cluster 2 en rouge et le cluster 3 en cyan. (b) Distribution de l'épaisseur des nuages en fonction de l'altitude de la base des nuages pour les trois clusters obtenus après l'application de la méthode de clustering avec ces deux variables. Les clusters, représentés par des couleurs, correspondent aux trois clusters de la figure (a). Chaque point représente l'un des 482 nuages observés à Niamey en 2006. Le point jaune représente le barycentre de l'ensemble des nuages. (Bourgeois et al.)

Sur la figure 6.4, les histogrammes des caractéristiques macrophysiques sont divisés en fonction de la contribution de chacun de ces trois clusters. Les nuages du cluster 2 ont des bases élevées (entre 5160 m et 7650 m) alors que les nuages du cluster 3 ont des bases basses (entre 2580 m et 5400 m). Les nuages du cluster 1 ont des bases entre 2550 m et 7400 m. Les distributions des sommets des nuages de ces trois clusters sont très similaires à celles des bases puisque les nuages du cluster 2 ont des sommets hauts (entre 5560 m et 8100 m), alors que les nuages du cluster 3 ont des sommets bas (entre 3200 m et 5720 m) (cf. Fig. 6.4 (b)). Les nuages du cluster 1 ont des sommets entre 4600 m et 8870 m. Ces derniers diffèrent principalement des nuages des clusters 2 et 3 par leurs fortes épaisseurs qui sont supérieures à 640 m et atteignent jusqu'à 4220 m (cf. Fig. 6.4 (c)). La plupart des nuages des clusters 2 et 3 ont des épaisseurs inférieures à 500 m : entre 67 m et 725 m pour les nuages du cluster 2 et entre 20 m et 1285 m pour les nuages du cluster 3.

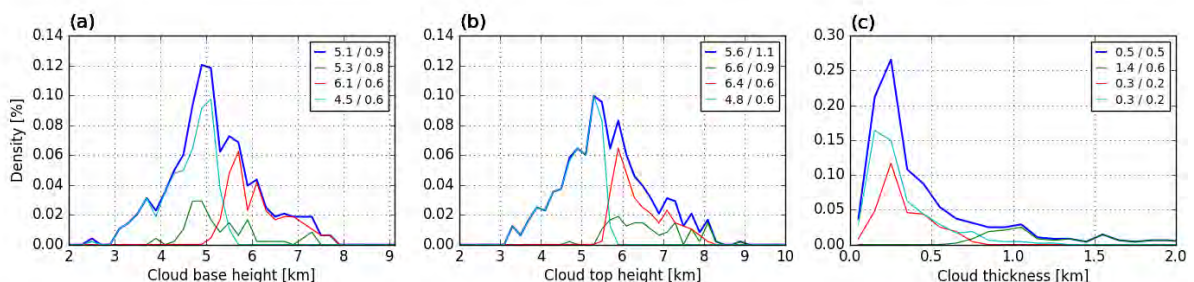


Figure 6.4: Distributions (a) de l'altitude des bases des nuages, (b) de l'altitude des sommets des nuages et (c) des épaisseurs des nuages pour tous les objets nuageux observés à Niamey en 2006 (c'est-à-dire 482 nuages) (en trait bleu) et pour les trois clusters obtenus après l'application de la méthode de clustering. Le cluster 1 est en vert, le cluster 2 en rouge et le cluster 3 en cyan. Pour chaque distribution, la moyenne et l'écart-type de chaque caractéristique sont indiqués en haut à droite.

Les histogrammes des caractéristiques microphysiques : de la fraction d'eau liquide, de glace et de phase mixte, de la réflectivité et de l'écart-type de la réflectivité sont représentés sur la figure 6.5. Les histogrammes du cycle diurne et du temps de passage au-dessus des instruments de mesure au sol (que l'on désignera par la suite "durée") sont également ajoutés sur cette figure.

D'après la figure 6.5 (b), les nuages du cluster 1 se différencient également par leurs réflectivités plus élevées : entre -32 dBZ et -4 dBZ, comparées à celles des nuages des clusters 2 et 3 : entre -34 dBZ et -20 dBZ pour les nuages du cluster 2 et entre -40 dBZ et -13 dBZ pour les nuages du cluster 3. Les nuages du cluster 1 contiennent donc un fort contenu en eau et/ou glace par rapport aux nuages des deux autres clusters puisque plus les valeurs de réflectivité sont élevées plus le contenu en eau est important. Ce sont aussi les seuls nuages qui précipitent avec 64 % de nuages précipitants alors que les nuages des clusters 2 et 3 ne comptent que 6 % et 14 % de nuages précipitants respectivement. L'écart-type de la réflectivité a également été représentée sur la figure 6.5 (c). Il indique aussi des valeurs plus importantes pour les nuages du cluster 1 que pour ceux des clusters 2 et 3. Il peut être interprété comme un indicateur de l'intensité de la circulation dans le nuage : en effet, on s'attend à une plus forte variabilité de la réflectivité dans un nuage où les circulations sont plus intenses.

Ces trois types de nuages diffèrent également par leur composition (cf. Fig. 6.5 (a)). Les nuages du cluster 1 sont majoritairement composés de glace avec environ 75% de glace par nuage en moyenne. Les nuages des clusters 2 et 3 sont quant à eux majoritairement composés d'eau liquide avec 75% et 89% respectivement. Cette quantité d'eau liquide plus importante pour les nuages du cluster 3 vient du fait que ces nuages se situent plus bas en altitude comparés à ceux du cluster 2. Rappelons que plus l'altitude augmente, plus la température de l'atmosphère diminue et par conséquent l'eau va se transformer en glace. En ce qui concerne la composition en phase mixte, comprenant (i) la glace et les gouttelettes d'eau liquide surfondues, (ii) la fonte de la glace et (iii) la fonte de la glace et les gouttelettes liquides nuageuses, on remarque que les nuages du cluster 1 en contiennent environ 7% alors que les nuages des clusters 2 et 3 en contiennent très peu : 1%. Comme *Stein et al. (2011)*, nous nous sommes intéressés à la fraction d'eau liquide surfondue au sommet de ces trois clusters. Un peu plus de 50 % des nuages du cluster 1 possèdent des gouttelettes d'eau liquide surfondues à leur sommet en petite quantité (c'est-à-dire moins de 25%). Ces gouttelettes d'eau liquide surfondues peuvent être des traces d'eau soulevées par des processus de convection ; toutefois des mouvements légèrement ascendants doivent exister. Les nuages des clusters 2 et 3 ont peu de gouttelettes d'eau liquide surfondues à leur sommet (6% et 4% des nuages respectivement ont moins de 25% de fraction d'eau liquide surfondue à leur sommet).

Heymsfield et al. (1991) ont observé dans le cas d'un altocumulus à la fin du mois d'octobre au Wisconsin de faibles concentrations en glace comme ce que nous avons pu observer pour les nuages des clusters 2 et 3. Une autre étude réalisée par *Schmidt et al. (2014)*, cette fois-ci en août 2010 en Floride, s'est également intéressée à un nuage de type altocumulus. Comme les nuages observés à Niamey, ce nuage, d'une épaisseur inférieure à 300 m, était composé de phase mixte avec très peu de gouttelettes d'eau liquide surfondues. *Ansmann et al. (2009)* ont remarqué des caractéristiques identiques pour des altocumulus géométriquement et optiquement fins sur l'Atlantique nord tropical ; leurs sommets étant presque tous composés d'eau liquide et leurs bases de glace. Les noyaux glaciogènes pourraient être issus d'aérosols de biomasses et de poussières sahariennes favorisant la nucléation hétérogène (*DeMott et al. 2003*).

D'après la figure 6.5 (d), les nuages des clusters 2 et 3 sont de courtes durées : ils durent en moyenne une heure et demi (86 % durent moins de 3 heures), alors que les nuages du cluster 1 ont un temps de passage en moyenne de sept heures et demi. Le cycle diurne représenté pour chacun de ces trois clusters sur la figure 6.5 (e) montre que, entre 1400 UTC et 1800 UTC, les nuages du cluster 1 sont plus abondants que les nuages des clusters 2 et 3. L'occurrence des nuages du cluster 1 (0,010) est deux fois plus importante pendant cette période que celle des nuages des clusters 2 et 3 (0,005). On peut donc émettre l'hypothèse que les nuages du cluster 1 puissent être liés à des processus convectifs ; l'occurrence de ces processus se manifestant durant l'après-midi. Toutefois, l'occurrence des nuages du cluster 1 est maximale au début de la matinée atteignant près de 0,015. Les nuages des deux autres clusters ont également une occurrence plus forte au début de la journée.

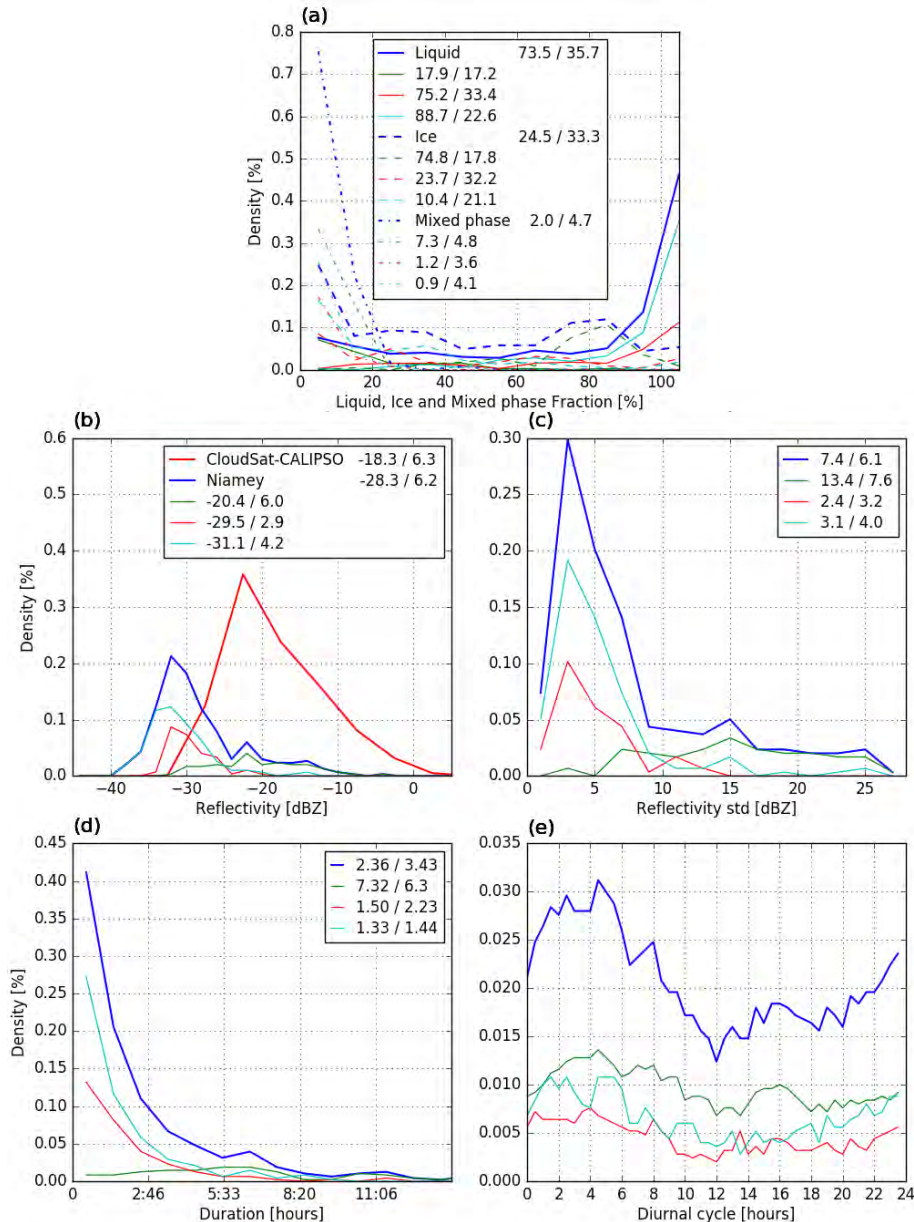


Figure 6.5: Comme en figure 6.4 mais pour les distributions (a) de la fraction d'eau liquide (en trait plein), de glace (en trait tireté) et de phase mixte (en trait pointillé), (b) de la réflectivité, (c) de l'écart-type de la réflectivité, (d) de la durée et (e) du cycle diurne.

Finalement, nous avons pu voir à travers l'analyse de ces caractéristiques que les nuages des clusters 2 et 3 diffèrent des nuages du cluster 1 par leurs propriétés macrophysiques notamment l'épaisseur et la durée mais aussi par leurs propriétés microphysiques en particulier la réflectivité et les précipitations.

À titre d'illustration, sept nuages appartenant aux trois clusters sont représentés sur la figure 6.6. Le 27 avril 2006 (panel du haut), deux types de nuages de mi-niveau sont observés : deux nuages appartenant au cluster 1 (en vert) et un nuage appartenant au cluster 2 (en rouge). Le 12 juillet 2006 (panel du milieu), ces deux types de nuages de mi-niveau sont une nouvelle fois observés. Deux nuages du cluster 3 sont représentés sur l'illustration du 19 octobre 2006 (panel du bas). On remarque ici très nettement que les nuages du cluster 1 sont plus épais et ont une grande variance de réflectivité au sein du nuage. Les autres nuages sont fins et ils ont une faible variance de réflectivité au sein du nuage ; ils appartiennent aux clusters 2 et 3.

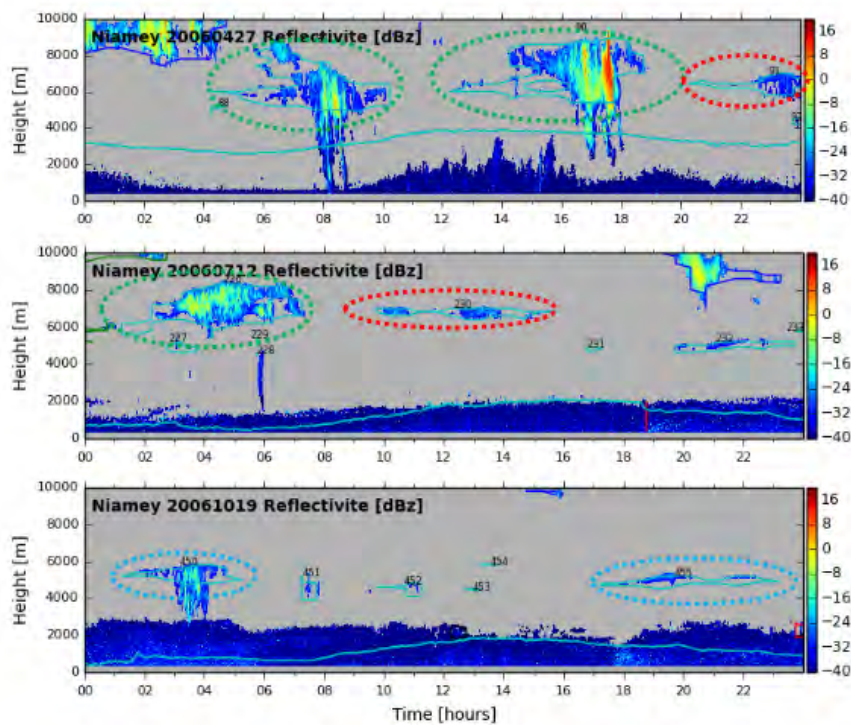


Figure 6.6: Coupes temps - altitude de la réflectivité observée par le radar le 27 avril 2006 (en haut), le 12 juillet 2006 (au milieu) et le 19 octobre 2006 (en bas) à la station ARM de Niamey (Niger). Les nuages appartenant au cluster 1 sont en vert, au cluster 2 en rouge et au cluster 3 en cyan. Le LCL calculé à partir des mesures proche de la surface est représenté en bleu.

Comme nous avons pu le voir dans la partie 5.2, il y a davantage de nuages de mi-niveau pendant la période de mousson. Il y a donc une augmentation du nombre de nuages dans les clusters au cours de cette période, en particulier dans le cluster 3 (cf. Fig. 6.7 (a)). Durant les mois de juillet à octobre, la fréquence d'occurrence des nuages de ce cluster est donc la plus élevée (cf. Fig. 6.7 (b)). Notons également que l'occurrence de ce cluster diminue plus tard dans l'année par rapport aux autres puisque c'est le seul cluster possédant des nuages durant le mois de novembre. Possédant des bases basses, il persiste dans la saison grâce à l'humidité présente dans les basses couches. L'occurrence des nuages du cluster 2 affiche également un cycle saisonnier mais d'amplitude réduite. Par rapport au cluster 3, sa fréquence d'occurrence augmente plus tôt : en juin. Les nuages appartenant à ce cluster sont également

présents au début de l'année. Enfin, les nuages du cluster 1 sont associés à la période de mousson ; cependant, ce cluster a le cycle saisonnier le plus faible avec une occurrence augmentant dès le mois de mai. En dehors de la saison de mousson, les nuages du cluster 1 peuvent être associés aux Plumes Tropicales qui génèrent des nuages de mi-niveau de longues durées et partiellement précipitants (*Fröhlich et al. 2013; Knippertz and Fink 2009*).

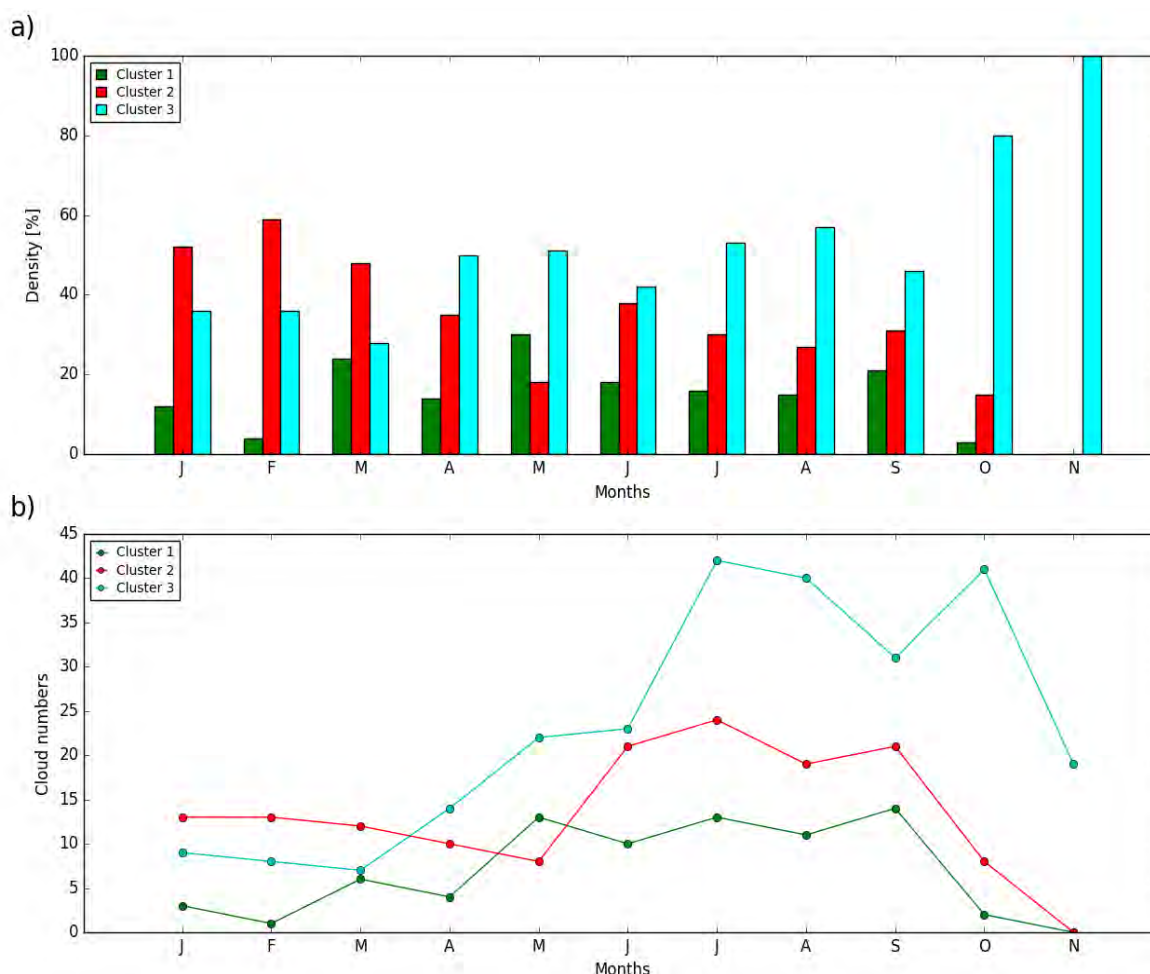


Figure 6.7: (a) Distribution des nuages de mi-niveau pour chacun des trois clusters selon les mois de l'année 2006. La somme des colonnes pour un mois donné est égale à 100 %. (b) Fréquence d'occurrence mensuelle en nombre de nuages de mi-niveau pour chacun des trois clusters au cours de l'année 2006. L'axe x ne s'étend que de janvier à novembre, car aucun nuage de mi-niveau n'a été observé en décembre 2006.

D'après les différentes caractéristiques macro- et microphysiques observées sur ces trois clusters, nous pouvons déjà établir par analogie des ressemblances avec les types de nuages définis par *McFarlane et al. (2013)* dans la région ouest du Pacifique Tropical océanique : les congestus avec des bases inférieures à 4 km, des sommets entre 4 et 8 km et des épaisseurs supérieures à 1,5 km, les altocumulus avec des bases et des sommets entre 4 et 8 km et des épaisseurs inférieures à 1,5 km et les altostratus avec des bases et des sommets entre 4 et 8 km et des épaisseurs supérieures à 1,5 km. Ceci coïncide avec les critères des trois clusters observés à l'exception du critère d'épaisseur des altostratus.

6.2.1.2 Caractéristiques thermodynamiques

A présent, nous allons nous intéresser aux caractéristiques thermodynamiques de ces trois types de nuages de mi-niveau. Tout d'abord, nous analyserons les profils

thermodynamiques obtenus à partir des radiosondages lancés durant la campagne de mesure. Ensuite, nous caractériserons l'environnement énergétique de ces trois clusters. Enfin, nous nous concentrerons sur les inversions de températures que nous avons pu détecter proche de ces nuages.

6.2.1.2.1 Les profils thermodynamiques associés aux trois clusters

L'objectif de cette section est d'analyser si ces différentes familles de nuages de mi-niveau sont associées à différents profils thermodynamiques. Pour les trois clusters, plusieurs caractéristiques thermodynamiques moyennes obtenues à partir de radiosondages avant, pendant et après l'occurrence des nuages (périodes définies à la section 4.2.4) sont représentées sur la figure 6.8, où l'origine de l'axe vertical est la base des nuages. Ici, nous avons utilisé l'altitude de la base moyenne de chaque nuage et non l'altitude de la base du nuage au moment de l'échantillonnage du radiosondage. A ces altitudes, il y a de fortes chances pour que les profils des instruments radar-lidar ne soient pas parfaitement colocalisés avec les profils des radiosondages. De même, les radiosondages ne sont disponibles que toutes les 6 heures ou au mieux toutes les 3 heures empêchant une description complète de l'évolution des profils pendant l'occurrence des nuages. Le profil thermodynamique obtenu fournit donc plutôt une indication sur les caractéristiques thermodynamiques de l'environnement des nuages.

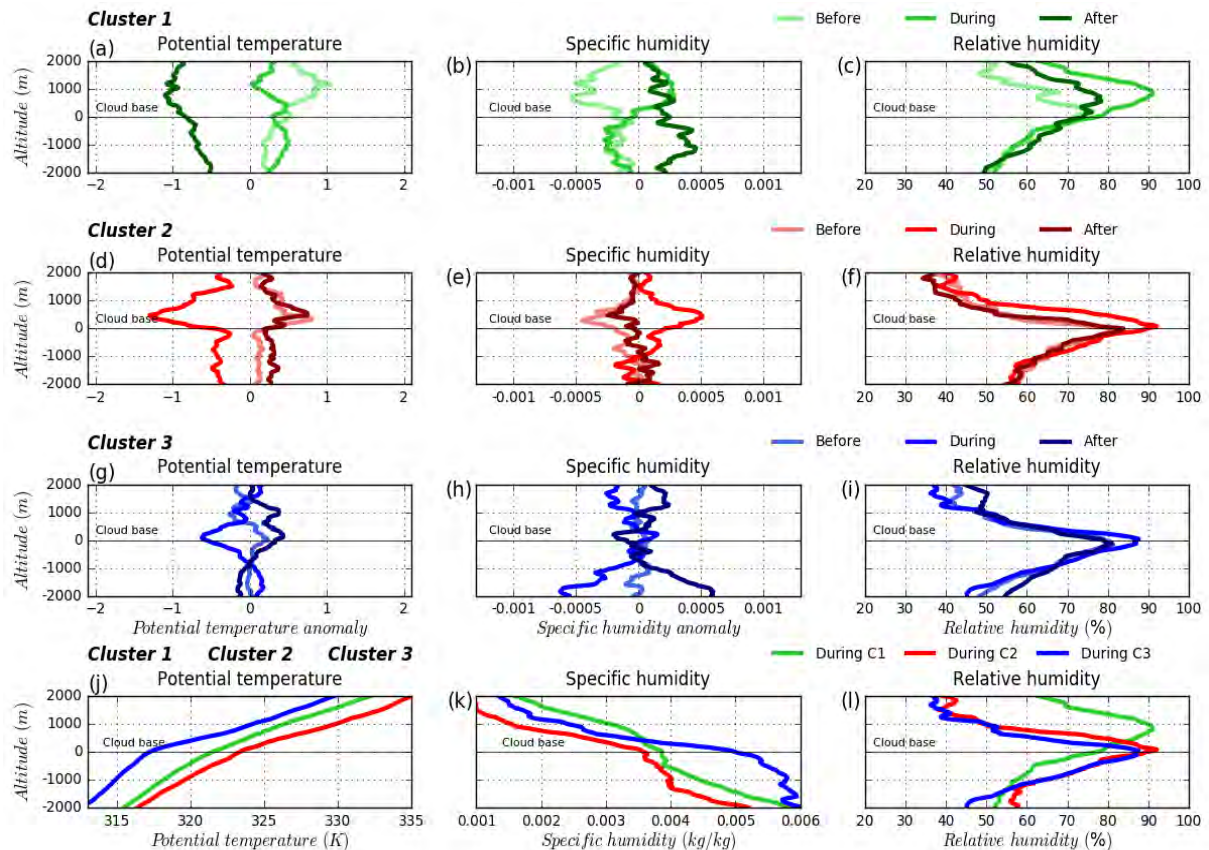


Figure 6.8: Composites des profils verticaux des caractéristiques thermodynamiques par rapport aux bases des nuages et obtenus à partir des radiosondages sur le site ARM de Niamey en 2006 : (a-d-g) anomalie de la température potentielle, (b-e-h) anomalie de l'humidité spécifique et (c-f-i) de l'humidité relative avant (couleurs claires), pendant (couleurs normales) et après (couleurs sombres) l'occurrence des nuages pour chaque cluster individuellement (une ligne par cluster) et (j-k-l) en valeurs absolues pour les trois clusters mais uniquement pendant l'occurrence du nuage.

Pour chaque cluster, les anomalies ont été calculées comme étant la différence entre la moyenne sur une période donnée (c'est-à-dire avant / pendant / après l'occurrence nuageuse) et la moyenne de tous les radiosondages sur toutes les périodes. Très souvent une anomalie de température potentielle négative et une anomalie d'humidité spécifique positive sont observées pendant l'occurrence du nuage, avec des anomalies maximales au sommet des nuages excepté pour le cluster 1 (non représenté). *Sutphin (2013)* remarque également, pour l'ensemble de ces scènes nuageuses comportant un nuage de mi-niveau, de fortes anomalies négatives en température entre 3 et 7 km d'altitude pendant l'occurrence du nuage avec un refroidissement d'environ $0.5 - 1^{\circ}\text{C}$ par rapport à l'environnement moyen. D'après les figures 6.8 (d-e-g-h), on remarque que les profils de la température potentielle et de l'humidité spécifique avant et après l'occurrence des nuages pour les clusters 2 et 3 sont assez similaires ; l'environnement thermodynamique retrouve donc rapidement ses caractéristiques après le passage des nuages. En revanche, pour le cluster 1, les profils thermodynamiques après l'occurrence des nuages sont différents des profils thermodynamiques avant indiquant un refroidissement d'environ 1 K (cf. Fig. 6.8 (a)) et une augmentation de l'humidité d'environ 1 g.kg^{-1} (cf. Fig. 6.8 (b)). Cela suggère donc un transport important de vapeur d'eau par ces nuages.

En ce qui concerne l'humidité relative, celle-ci augmente également dans les couches nuageuses pendant l'occurrence des nuages principalement à leurs bases, et diminue rapidement en-dessous de la base et au-dessus du sommet des nuages notamment pour les clusters 2 et 3 (cf. Fig. 6.8 (f-i)). D'autres études ont également observé ce type de structures telles que *Heymsfield et al. (1991)* à la fin du mois d'octobre au Wisconsin dans le cas d'un altocumulus lors d'une campagne aéroportée. Selon *Ansmann et al. (2009)*, une autre caractéristique de ces nuages est leur capacité à se former à partir de l'évaporation ou de la sublimation des précipitations dans les couches profondes de virga se situant sous la base des nuages. Cependant, dans notre cas, les nuages du cluster 2, se rapprochant des nuages de type altocumulus évoqués par *Heymsfield et al. (1991)* et *Ansmann et al. (2009)*, ne précipitent pas et très peu possèdent des virga (seulement deux nuages). Les nuages possédant des virga sont plus fréquents dans le cluster 1, ces derniers pourraient donc éventuellement être divisés en deux groupes : ceux associés à la convection profonde et ceux associés aux altocumulus possédant des virga. De plus, les nuages du cluster 1 se différencient des nuages du cluster 2 par leur humidité relative plus élevée 1000 m au-dessus de la base des nuages (cf. Fig. 6.8 (l)). Cela vient du fait de leurs différences d'épaisseur. En effet, le maximum d'humidité relative se situe généralement au sommet des nuages et comme les nuages du cluster 1 sont géométriquement épais, ce résultat en découle. De plus, si ces nuages se forment à la suite et/ou à proximité de systèmes convectifs, l'environnement lié à ces nuages sera probablement plus humide. Pendant l'occurrence des nuages, le cluster 2 est dans un environnement plus chaud et moins humide que les clusters 1 et 3. Pour ce dernier groupe, une zone épaisse de forte humidité spécifique est observée sous la base des nuages (cf. Fig. 6.8 (k)), cela suggère donc que ces nuages sont alimentés par de la vapeur d'eau provenant des basses couches.

Sutphin (2013) ne note pas de différence dans les profils de température et d'humidité lors des scènes mono-couches entre les nuages précipitants et non-précipitants. Toutefois, dans les scènes multi-couches qu'elle observe dans le Pacifique Tropical Océanique, elle note que les nuages fins non-précipitants sont dans un environnement légèrement plus humide (car davantage proche des Tropiques) que les nuages précipitants qui se situent dans un environnement plus sec (car plus excentrés de l'Équateur).

Sur le site de Niamey, les profils d'humidité en valeur absolue (cf. Fig. 6.8 (k-l)) montrent davantage de différences entre les clusters que ceux de la température potentielle du fait de leur grande variabilité. *Sutphin (2013)* notait également plus de différences en humidité

qu'en température laissant donc supposer que l'humidité contrôlerait davantage l'environnement dans la moyenne troposphère et donc le développement des nuages de mi-niveau. D'autres études dans le Pacifique Tropical Océanique telles que *Johnson et al. (1996)* et *Takemi et al. (2004)* estiment également que l'humidité joue un rôle important dans le développement et la distribution de ces nuages.

6.2.1.2.2 Caractérisation de l'environnement énergétique de ces trois clusters

Les résultats obtenus précédemment laissent supposer que les nuages du cluster 1 ayant de fortes épaisseurs et des réflectivités élevées puissent être de nature convective. Nous avons donc cherché à savoir si les différents clusters sont associés à des valeurs différentes de CAPE (Convective Available Potential Energy) et de CIN (Convective Inhibition) à partir des radiosondages lancés sur le site ARM de Niamey.

La CAPE est la quantité d'énergie potentielle disponible pour la convection et susceptible de se transformer en énergie cinétique au travers de mouvements ascendants. La CIN correspond à la barrière d'énergie à dépasser pour que la convection libre devienne possible, c'est-à-dire à l'énergie qu'il faut fournir à la particule pour qu'elle atteigne le niveau de convection libre.

Nous nous sommes tout d'abord intéressés aux radiosondages sur l'année entière avant l'occurrence des nuages (cf. Tab. 6.3). Les valeurs moyennes annuelles pour ces trois clusters durant cette période indiquent que les nuages du cluster 2 ont une plus forte CAPE que les nuages du cluster 1 qui eux même ont une plus forte CAPE que les nuages du cluster 3. En ce qui concerne la CIN, ce sont les nuages du cluster 3 qui possèdent les valeurs les plus élevées et cela s'explique par le fait qu'ils comprennent des nuages de mi-niveau pendant la période sèche ; rappelons que c'est le seul cluster à avoir des nuages en novembre. Durant la mousson, la CAPE est forte et la CIN faible et inversement pendant la saison sèche et il semble que les valeurs moyennes de CAPE et de CIN présentées pour ces trois clusters traduisent davantage les variations saisonnières de ces indices.

	En 2006			Pendant la période de mousson		
	Cluster 1	Cluster 2	Cluster 3	Cluster 1	Cluster 2	Cluster 3
Nombres de valeurs de CAPE et de CIN	26	23	35	19	17	19
Valeur moyenne de CAPE (J.kg ⁻¹)	930	1089	776	1146	1238	1267
Valeur moyenne de CIN (J.kg ⁻¹)	283	302	770	-	-	-

Tableau 6.3: Nombres de valeurs de CAPE et de CIN ainsi que les valeurs moyennes de CAPE et de CIN par cluster avant l'occurrence du nuage en 2006 et pendant la période de mousson.

D'après les précédents résultats (cf. section 5.2), les nuages de mi-niveau s'observent majoritairement durant la période de mousson, nous nous sommes donc concentrés dans un second temps sur cette période en ne conservant que les valeurs de CAPE. La CIN est quasiment nulle à cette période de l'année. Les valeurs moyennes pour ces trois clusters indiquent des valeurs quasiment identiques ne nous permettant pas de conclure (cf. Tab. 6.3). *Kollias et al. (2009)* notaient également de faibles variations de valeurs moyennes mensuelles de CAPE entre les mois de mai et octobre.

Finalement, nous observons des co-fluctuations évidentes entre les cycles annuels de la fréquence d'occurrence des nuages de mi-niveau et ceux de la CAPE et de la CIN, en particulier avec le cluster 1 possédant une fréquence d'occurrence plus élevée pendant la période de mousson lorsque la CAPE est forte. Cependant, notre jeu de données ne nous permet pas de conclure que les nuages du cluster 1 se produisent dans un environnement caractérisé par une CAPE forte par rapport aux nuages des clusters 2 et 3 car les résultats sont trop bruités. Plus de données seraient nécessaires (cf. Tab. 6.3) afin d'évaluer cette hypothèse.

6.2.1.2.3 Les inversions de températures

Des hypothèses de formation de ces nuages ont déjà été mises en avant dans la région du Pacifique Tropical Océanique (cf. section 2.1.2.1). *Johnson et al. (1999)* et *Riihimaki et al. (2012)* ont indiqué que les nuages de mi-niveau pourraient être formés par du détrainement des systèmes convectifs. D'après *Bretherton and Smolarkiewicz (1989)*, le détrainement serait contrôlé par un environnement stable. Dans la section 5.5.1, nous avons observé que des couches stables existent dans l'environnement des nuages en déterminant les inversions de température potentielle à partir des profils de radiosondages (cf. section 4.2.4 pour davantage de détails sur la méthode utilisée). Nous allons ici nous intéresser au lien entre ces couches stables et les trois clusters.

Pour chaque radiosondage ayant au moins une inversion, nous avons distingué les situations où l'altitude des inversions est située au-dessus du sommet des nuages et celles où l'altitude des inversions est située en-dessous du sommet des nuages (même si elle est proche). Les inversions sont préférentiellement situées au-dessus du sommet des nuages en particulier pour les nuages des clusters 2 et 3 (voir la partie hachurée des barres verticales sur la figure 6.9 (a)). Notez également que les inversions associées à ces clusters sont plus fortes que les inversions associées au cluster 1 (cf. Fig. 6.9 (c)). Ceci indique donc un rôle possible de l'inversion dans le blocage du développement vertical des nuages, dont le principe a été proposé par *Johnson et al. (1996)* et *Zuidema (1998)*. Pour les nuages du cluster 1, les inversions sont faibles et se situent principalement sous les sommets des nuages (cf. Fig. 6.9 (a) et (b)), ce qui suggère que ces nuages possèdent une flottabilité suffisante pour surpasser cette couche de stabilité.

Cependant, pour *Riley and Mapes (2009)*, à ces altitudes, un environnement stable et une occurrence nuageuse ne sont pas nécessairement combinés. Dans notre cas à Niamey, nous entendons par détrainement un phénomène d'étalement latéral de méso-échelle d'hydrométéores et/ou de vapeur d'eau au niveau de l'inversion servant de plafonnement. Ce processus s'applique principalement pour les nuages des clusters 2 et 3. Selon *Riley and Mapes (2009)*, une couche stable créée au niveau du nuage par un refroidissement radiatif peut résulter de la présence même du nuage et remet en cause l'hypothèse de formation par détrainement. Ce phénomène a également été observé par *Slingo et al. (2008)* pendant la saison sèche au début de l'année 2006 à Niamey. Ils ont régulièrement détecté de fines couches nuageuses au sommet de la couche d'aérosols et même à des altitudes plus élevées vers 5 et 7 km d'altitude, notamment la nuit, dans des zones où l'humidité atteignait la saturation et se situant en-dessous des inversions.

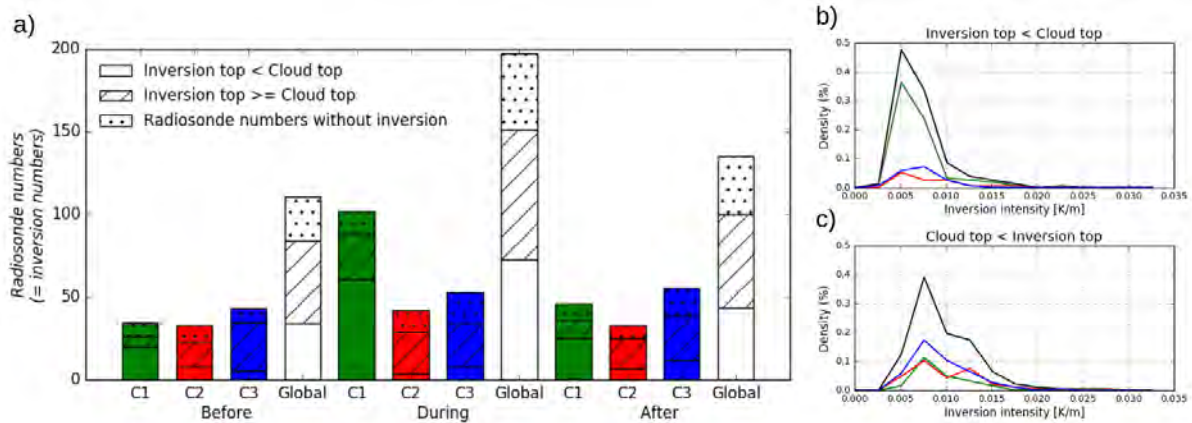


Figure 6.9: (a) Histogramme en nombre de radiosondages du positionnement de l'altitude du sommet de l'inversion par rapport à l'altitude du sommet du nuage pour chaque cluster (cluster 1 = C1, cluster 2 = C2 et cluster 3 = C3) et pour l'ensemble des nuages (Global) ainsi que pour chaque période (avant, pendant et après l'occurrence du nuage). (b-c) Distributions de l'intensité des inversions lorsque l'altitude du sommet de l'inversion est en-dessous de l'altitude du sommet du nuage et lorsque l'altitude du sommet de l'inversion est au-dessus de l'altitude du sommet du nuage détectée pour chaque cluster et pour toutes les périodes confondues.

6.2.1.2.4 Conclusion

Globalement, les trois types de nuages de mi-niveau observés à Niamey se différencient par leurs propriétés thermodynamiques. Tout d'abord, nous avons remarqué que les nuages du cluster 1 semblent transporter verticalement une quantité importante de vapeur d'eau comparée aux nuages des deux autres clusters. De plus, l'occurrence d'un nuage appartenant aux clusters 2 et 3 modifie peu l'environnement thermodynamique; les profils avant et après l'occurrence nuageuse demeurent proches. Nous avons également noté que les nuages du cluster 2 semblent être dans un environnement plus chaud et moins humide que ceux des clusters 1 et 3. Les nuages du cluster 3 ont une quantité importante de vapeur d'eau sous leur base. Les nuages des clusters 2 et 3 se caractérisent conjointement par des inversions à leur sommet, ce que nous ne rencontrons pas avec les nuages du cluster 1 où les inversions se situent en-dessous du sommet. D'après ces résultats et ceux de la section 6.2.1.1, il semble que les nuages du cluster 1 puissent être associés à un environnement convectif. Cependant, au travers de l'étude des valeurs de la CAPE, nous n'avons pas pu conclure que les nuages de ce cluster se forment davantage dans un environnement convectif par rapport aux nuages des clusters 2 et 3 en raison du manque de données.

6.2.1.3 Caractéristiques radiatives

Les trois clusters de nuages de mi-niveau se caractérisent par des différences de propriétés macro- et microphysiques, thermodynamiques ainsi que par des occurrences différentes au cours de l'année. Dans cette partie, nous allons analyser si ces clusters se caractérisent également par des effets radiatifs distincts. Pour cela, nous allons nous appuyer sur le tableau 6.4 indiquant pour chaque cluster :

Dans le domaine du visible (SW),

i/ le ratio à la surface entre les effets radiatifs des nuages de mi-niveau ($CRE_{SW, Surface}$ (a)) et le rayonnement incident en ciel clair ($SW_{Surface, clear}$) :

$$(a) \quad CRE_{SW, Surface} = SW \downarrow_{Surface, MLC} - SW \downarrow_{Surface, clear}$$

$$(b) \quad CRE_{n_{SW, Surface}} = \frac{CRE_{SW, Surface}}{SW \downarrow_{Surface, clear}}$$

ii/ et le ratio au sommet de l'atmosphère entre le rayonnement sortant ($SW \uparrow_{TOA, MLC}$) et le rayonnement incident en ciel clair ($SW \downarrow_{Surface, clear}$) :

$$(c) \quad SW_{n_{TOA}} = \frac{SW \uparrow_{TOA, MLC}}{SW \downarrow_{Surface, clear}}$$

Dans le domaine de l'infrarouge (LW),

iii/ les effets radiatifs des nuages de mi-niveau ($CRE_{LW, Surface}$) à la surface :

$$(d) \quad CRE_{LW, Surface} = LW \downarrow_{Surface, MLC} - LW \downarrow_{Surface, clear}$$

iv/ et le rayonnement sortant ($LW \uparrow_{TOA, MLC}$) au sommet de l'atmosphère.

Pour chacun de ces paramètres, nous avons effectué les calculs par colonne nuageuse. Puis une valeur moyenne de chaque paramètre a été calculée pour chaque individu nuageux. Enfin, nous avons calculé une valeur moyenne par clusters.

Dans le domaine du visible, les mesures dépendent fortement du cycle diurne, c'est pourquoi afin d'éviter une dépendance à l'angle d'élévation solaire, nous avons normalisé les ratios (b) et (c) par le rayonnement incident en ciel clair. Dans le domaine de l'infrarouge, les mesures sont beaucoup moins sensibles au cycle diurne ; elles ne sont donc pas normalisées par le rayonnement incident en ciel clair.

Ratios		Global	Cluster 1	Cluster 2	Cluster 3
$CRE_{n_{SW, Surface}}$ (-)	Mean	-0.12	-0.24	-0.06	-0.07
	25 th percentile	-0,21	-0,36	-0,15	-0,17
	75 th percentile	0,02	-0,09	0,05	0,04
$SW_{n_{TOA}}$ (-)	Mean	0.52	0.55	0.48	0.53
	25 th percentile	0,39	0,40	0,37	0,40
	75 th percentile	0,57	0,57	0,57	0,54
$CRE_{LW, Surface}$ ($W.m^{-2}$)	Mean	16.25	19.39	13.50	16.56
	25 th percentile	4,42	5,18	0,23	6,84
	75 th percentile	25,59	28,34	21,77	24,12
$LW \uparrow_{TOA, MLC}$ ($W.m^{-2}$)	Mean	253	248	254	255
	25 th percentile	230,69	230,05	231,97	230,88
	75 th percentile	279,14	274,05	278,41	285,21

Tableau 6.4: Paramètres radiatifs moyens pour l'ensemble des nuages de mi-niveau (Global) et pour chaque cluster dans les domaines du visible et de l'infrarouge à la surface et au sommet de l'atmosphère à Niamey en 2006. Le 25^{ème} et le 75^{ème} percentiles sont mentionnés pour fournir des estimations sur l'incertitude. (Bourgeois et al.)

6.2.1.3.1 Dans le domaine du visible

Le ratio $CRE_{n_{SW, Surface}}$ révèle que les nuages du cluster 1, c'est-à-dire les plus épais et ayant des réflectivités élevées, ont le plus d'impact dans le domaine du visible à la surface ; ce ratio étant trois fois plus fort que ceux des nuages des clusters 2 et 3. Cela est également le cas pour chaque mois de l'année 2006 excepté en mai (cf. Fig. 6.10). Toutefois, l'échantillon de nuages par cluster n'est pas assez important pour donner de solides conclusions sur l'évolution saisonnière de l'effet radiatif dans le domaine du visible de ces différents clusters. Le ratio $SW_{n_{TOA}}$ révèle qu'au sommet de l'atmosphère, il existe moins de disparités entre les clusters même si le cluster 1 domine légèrement. En résumé, les nuages du cluster 1, qui sont probablement optiquement plus épais du fait de leur plus forte réflectivité et de leur forte épaisseur, reflètent davantage le rayonnement entrant dans le domaine du visible (*Chen et al. 2000*).

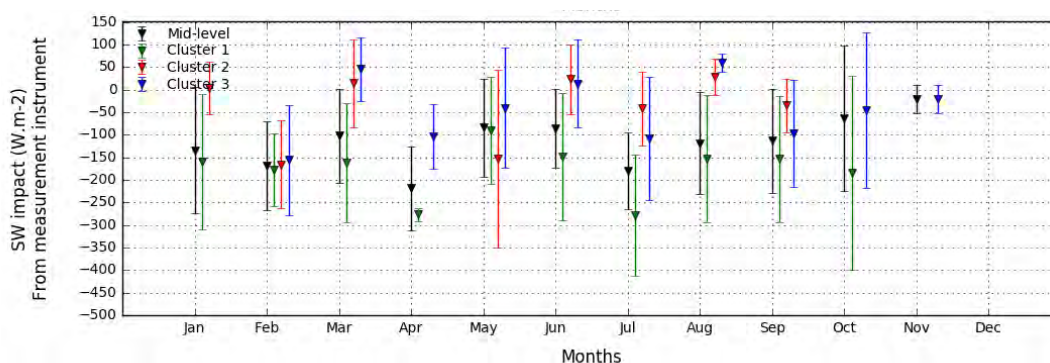


Figure 6.10: Effets radiatifs des trois clusters de nuages de mi-niveau à la surface obtenus à partir de la station mobile ARM à Niamey (Niger) en 2006 dans le domaine du visible entre 0800 et 1600 UTC. Le cluster 1 est en vert, le cluster 2 en rouge et le cluster 3 en bleu. Les symboles triangulaires représentent la valeur moyenne mensuelle et la ligne verticale deux fois l'écart type.

6.2.1.3.2 Dans le domaine de l'infrarouge

La distribution annuelle de ces impacts par cluster dans le domaine de l'infrarouge indique que le cluster 1 a plus d'impact et notamment pendant les mois d'hiver par rapport aux clusters 2 et 3 (cf. Fig. 6.11). Au cours de la mousson, il a un peu plus d'impact en juin et en septembre que les deux autres clusters. En moyenne, l'impact dans le domaine de l'infrarouge de ce cluster est de 19.5 W.m^{-2} (25^{ème} percentile: 5.2 W.m^{-2} et 75^{ème} percentile: 28.3 W.m^{-2}) alors que *McFarlane et al. (2013)* et *Burleyson et al. (2015)* trouvent des valeurs proches de 30 W.m^{-2} pour ce type de nuages. Au cours de la saison de mousson, les nuages du cluster 3 ont un impact radiatif plus important que les nuages du cluster 2. Cela s'observe également légèrement dans la moyenne annuelle ; les nuages du cluster 3 ont un effet radiatif de 16.6 W.m^{-2} (25^{ème} percentile: 6.8 W.m^{-2} et 75^{ème} percentile: 24.1 W.m^{-2}) tandis que les nuages du cluster 2 ont un effet radiatif de 13.5 W.m^{-2} (25^{ème} percentile: 0.2 W.m^{-2} et 75^{ème} percentile: 21.8 W.m^{-2}) ce qui est légèrement en-dessous des résultats des impacts radiatifs obtenus pour les nuages de mi-niveau dans la région du Pacifique Tropical Océanique puisque *McFarlane et al. (2013)* et *Burleyson et al. (2015)* trouvent des valeurs proches de 20 W.m^{-2} et 16 W.m^{-2} respectivement pour ces deux types de nuages. Au sommet de l'atmosphère, le $LW\uparrow_{TOA, MLC}$ révèle que les nuages des clusters 2 et 3 ont plus d'impact radiatif que les nuages du cluster 1.

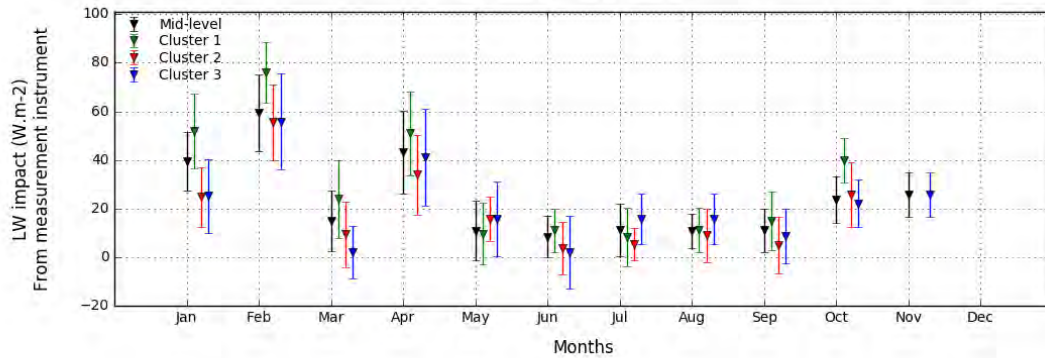


Figure 6.11: Effets radiatifs des trois clusters de nuages de mi-niveau à la surface obtenus à partir de la station mobile ARM à Niamey (Niger) en 2006 dans le domaine de l'infrarouge. Le cluster 1 est en vert, le cluster 2 en rouge et le cluster 3 en bleu. Les symboles triangulaires représentent la valeur moyenne mensuelle et la ligne verticale deux fois l'écart type.

Les nuages du cluster 1 ont donc de forts impacts dans le domaine du visible à la surface et au sommet de l'atmosphère comparés aux nuages des clusters 2 et 3. Dans le domaine de l'infrarouge à la surface, ils se démarquent aussi des nuages des deux autres clusters mais ce n'est pas le cas au sommet de l'atmosphère où les nuages des clusters 2 et 3 dominant. Toutefois, peu d'objets nuageux nous ont permis d'obtenir ces valeurs moyennes sur lesquelles nous avons basé notre analyse, en raison des scènes multi-couches (nuage bas/nuage de mi-niveau et nuage de mi-niveau/nuage haut) et des faibles scènes en ciel clair, ce qui a entraîné de fortes dispersions pour un même cluster (cf. percentiles du tableau 6.4).

6.2.1.4 Conclusion

Ces trois clusters possèdent donc des caractéristiques très différentes les uns des autres. Certaines propriétés, que nous avons jugées plus discriminantes pour caractériser les clusters, sont résumées dans le tableau 6.5 nous amenant à conclure que l'origine supposée des nuages du cluster 1 est convective alors que celles des nuages du cluster 2 et 3 seraient stratiformes.

Caractéristiques	Cluster 1	Cluster 2	Cluster 3
Bases (km)	2.5 < bases < 7.5	5.0 < bases	bases < 5.5
Épaisseurs (km)	0.6 < épaisseurs	épaisseurs < 0.8	épaisseurs < 1.3
Réflectivités et σ (dBz)	- 30 < réflectivités et 5 < σ	réflectivités < - 20 et σ < 10	réflectivités < - 20 et σ < 10
Composition	Majoritairement de la glace	Majoritairement de l'eau	Majoritairement de l'eau
Précipitations	Précipitants	Non précipitants	Très peu précipitants
Durées (heures)	3 < durées	durées < 3	durées < 3
Distribution annuelle	Pendant mousson	Pré et pendant mousson	Pendant et post mousson
Thermodynamique	Fort transport de vapeur d'eau	Faible transport de vapeur d'eau	Faible transport de vapeur d'eau
Inversions	Pas de lien	Liées au sommet des nuages	Liées au sommet des nuages
Effet radiatif dans le visible et l'infrarouge à la surface	Fort impact	Faible impact	Faible (visible) et légèrement plus fort (infrarouge) impact
Origine supposée	Convectif	Stratiforme	Stratiforme

Tableau 6.5: Caractéristiques des trois clusters à Niamey en 2006.

Ces méthodes de clustering ont également été appliquées sur les nuages de mi-niveau observés à Niamey durant la période de mousson. Trois clusters ont été obtenus possédant

quasiment les mêmes caractéristiques que ceux observés sur l'année 2006. Ces résultats sont discutés dans l'annexe (A).

6.2.2 Bordj Badji Mokhtar

Après s'être intéressés au jeu de données du site ARM de Niamey en 2006, nous avons répété l'analyse pour l'échantillon de Bordj Badji Mokhtar (BBM), où nous ne disposons que d'un seul mois de données, caractérisé par un environnement thermodynamique très différent de celui de Niamey (cf. section 5.5).

Les deux méthodes de clustering utilisées précédemment ont été appliquées sur ce jeu de données comptant 94 nuages. Les variables « base » et « épaisseur » utilisées sur le jeu de données de Niamey en entrée des méthodes de clustering ont été reprises. Sur le site de BBM seul un lidar était disponible nous permettant d'obtenir des renseignements sur la base, le sommet et l'épaisseur des nuages. Les bases des nuages à partir de cet instrument de mesures peuvent parfois être sous-estimées puisque le lidar peut inclure des précipitations (cf. section 5.4.2). Les sommets peuvent être plus souvent sous-estimés du fait de l'atténuation du signal lidar par de gros hydrométéores ou par de fortes concentrations en gouttelettes nuageuses.

Au travers du dendrogramme obtenu à partir de la méthode de clustering, nous observons trois types de nuages (cf. Fig. 6.12 (a)). D'après la distribution de l'épaisseur de ces 94 nuages en fonction de l'altitude de la base, illustrée sur la figure 6.12 (b), le cluster 1 se caractérise par de fortes épaisseurs, le cluster 2 par des bases hautes et le cluster 3 par des bases basses. Les 94 nuages observés se répartissent de la manière suivante : 33 nuages dans le cluster 1, 17 dans le cluster 2 et 44 dans le cluster 3. Ces clusters semblent se répartir d'une manière identique à celle observée avec le jeu de données de la station ARM à Niamey en 2006 (cf. Fig. 6.3).

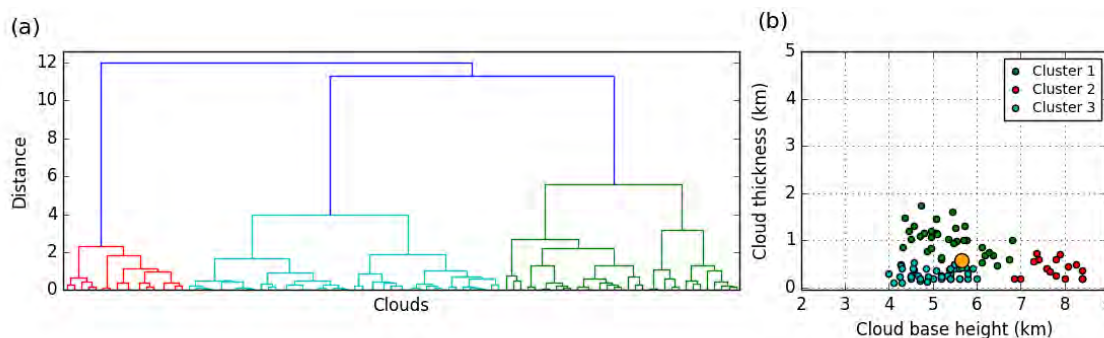


Figure 6.12: Comme en figure 6.3 mais pour les 94 nuages observés à BBM en juin 2011.

Ci-dessous, la figure 6.13 (a) représente la distribution de l'épaisseur des 482 nuages appartenant aux 3 clusters observés à Niamey en 2006 en fonction de l'altitude de la base à laquelle nous avons superposé les 94 nuages observés à BBM en juin 2011 (en croix grises) et inversement sur la figure 6.13 (b). Nous remarquons grâce à ces deux figures que les différentes familles de nuages observées à BBM se chevauchent avec les trois familles de nuages détectées à Niamey, même si leurs bases sont légèrement plus élevées et leurs épaisseurs moins fortes. A partir du barycentre de chaque cluster observé à Niamey en 2006, nous avons calculé le nombre de nuages à BBM attribuable à chacun de ces trois clusters. On compte 21 nuages (22% des nuages) à BBM appartenant au cluster 1 de Niamey, 45 (48%) au cluster 2 et 28 (30%) au cluster 3. A Niamey, en juin, il y a 10 nuages (18,5% des nuages) appartenant au cluster 1, 21 (39%) au cluster 2 et 23 (42,5%) au cluster 3. Toujours à Niamey, cette fois-ci en mai, il y a 13 nuages (31% des nuages) appartenant au cluster 1, 7 nuages (16,5%) au cluster 2 et 22 (52,5%) au cluster 3. Finalement, durant ces mois, le cluster 3

domine sur le site de Niamey alors qu'à BBM, c'est le cluster 2. Notons qu'en juin, le cluster 2 commence à prendre le dessus avec seulement deux nuages en moins que le cluster 3.

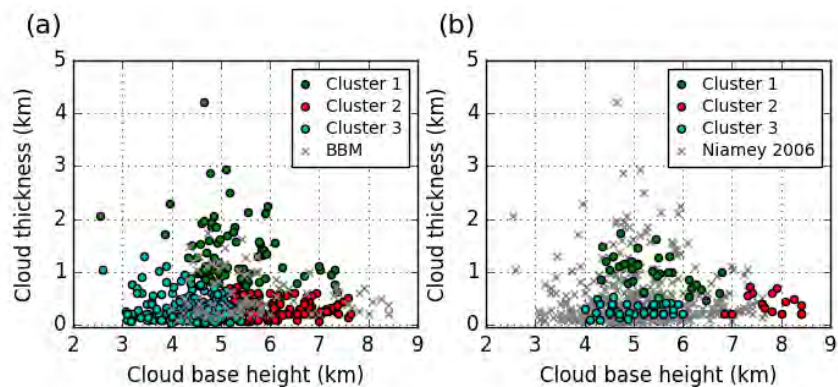


Figure 6.13: (a) Distribution de l'épaisseur des nuages en fonction de l'altitude de la base des nuages pour les trois clusters obtenus après l'application de la méthode de clustering avec ces deux variables. Chaque point représente l'un des 482 nuages observés à Niamey en 2006. Les croix grises représentent les 94 nuages observés à BBM en juin 2011. (b) Comme en figure (a) mais cette fois-ci chaque point représente l'un des 94 nuages observés à BBM en juin 2011. Les croix grises représentent les 482 nuages observés à Niamey en 2006.

Les mêmes résultats ont été obtenus à partir de la méthode K-Means. La méthode Elbow indiquant le nombre optimal de clusters est discutée dans l'annexe (A).

En raison du faible nombre de nuages sur ce site, nous n'avons pas pu obtenir davantage de résultats.

6.3 Le clustering appliqué aux nuages de mi-niveau en Afrique de l'Ouest avec les données satellites de CloudSat-CALIPSO

Grâce au jeu de données de CloudSat-CALIPSO disponible de juin 2006 à mai 2010 sur la zone continentale d'Afrique de l'Ouest représentée sur la figure 5.2, nous allons pouvoir à présent savoir comment les nuages de mi-niveau détectés se distribuent dans différents clusters. Pour ce faire, dans un premier temps, nous nous concentrerons sur l'Afrique de l'Ouest puis dans un second temps, sur la maille où la ville de Niamey se situe, pour une comparaison plus quantitative avec les résultats obtenus en section 6.2.1.

6.3.1 Caractéristiques macro- et microphysiques en Afrique de l'Ouest

En Afrique de l'Ouest, l'application de la méthode de clustering avec les variables « base » et « épaisseur » sur l'échantillon des 43115 nuages de mi-niveau détectés par CloudSat-CALIPSO conduit au dendrogramme représenté sur la figure 6.14 (a) ci-dessous. Il montre très distinctement trois familles de nuages de mi-niveau. La figure 6.14 (b) représentant la distribution de l'épaisseur de ces 43115 nuages en fonction de l'altitude de la base indique que le cluster 1 se caractérise par de fortes épaisseurs, le cluster 2 par des bases hautes et le cluster 3 par des bases basses. Les 43115 nuages observés se répartissent de la manière suivante : 12000 nuages dans le cluster 1, 12765 dans le cluster 2 et 18350 dans le cluster 3. Cette répartition est très similaire aux résultats obtenus à Niamey en 2006 (cf. Fig. 6.3).

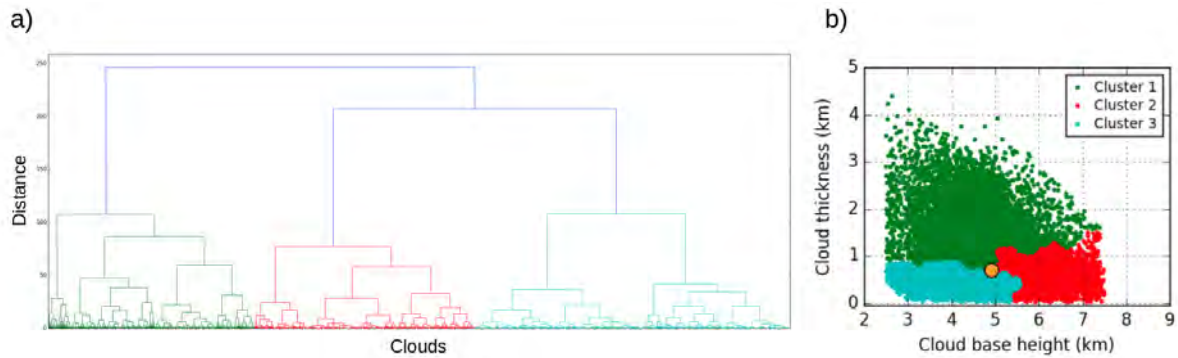


Figure 6.14: Comme en figure 6.3 mais pour les 4315 nuages observés en Afrique de l'Ouest à partir des données satellites de CloudSat-CALIPSO.

Sur la figure 6.15 sont représentées les distributions des bases, des sommets, des épaisseurs et des réflectivités des nuages appartenant à ces trois clusters. Les nuages du cluster 1 ont des bases relativement basses, des épaisseurs plus importantes, c'est-à-dire supérieures à 600 m, et des réflectivités plus élevées, c'est-à-dire entre -27.3 à 5.6 dBZ. Les nuages du cluster 2 ont des bases plus hautes et les nuages du cluster 3 des bases plus basses. Les nuages des deux clusters se caractérisent par des épaisseurs inférieures à 1500 m (pour le cluster 2) voire 900 m (pour le cluster 3) et par de plus faibles réflectivités.

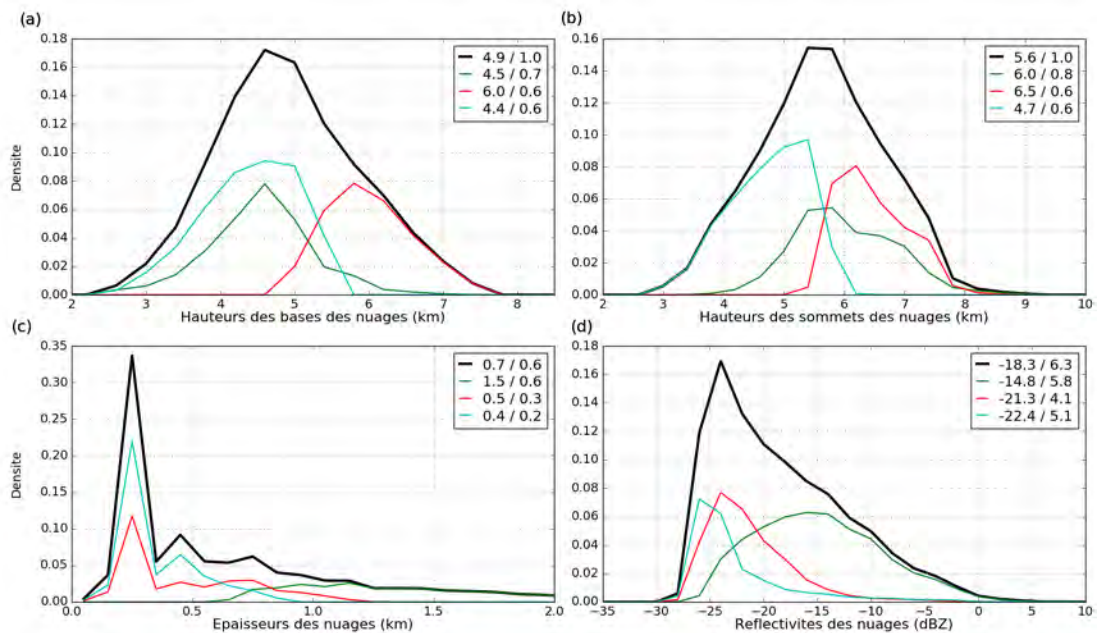


Figure 6.15: Distributions (a) de l'altitude des bases, (b) de l'altitude des sommets, (c) des épaisseurs et (d) des réflectivités des nuages pour tous les objets nuageux observés en Afrique de l'Ouest à partir des données satellites de CloudSat-CALIPSO (en trait noir) et pour les trois clusters obtenus après l'application de la méthode de hiérarchisation. Le cluster 1 est en vert, le cluster 2 en rouge et le cluster 3 en cyan. Pour chaque distribution, la moyenne et l'écart-type de chaque caractéristique sont indiqués en haut à droite.

Les données satellites indiquent également que ces nuages de mi-niveau sont majoritairement présents durant la période de mousson avec une prédominance des nuages du cluster 3, ayant des bases basses, en fin de période de mousson et au début de l'automne (cf. Fig. 6.16) ; comme ce que l'on avait pu remarquer avec les observations de Niamey.

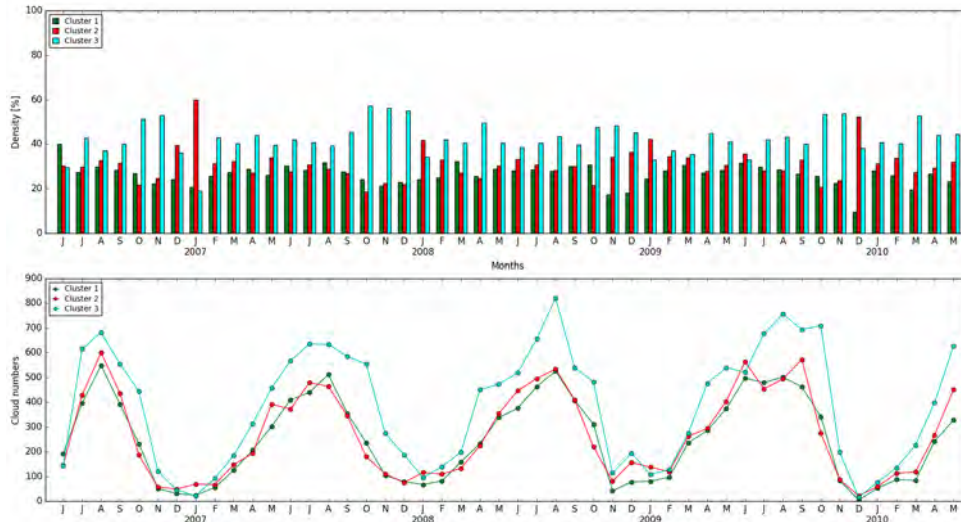


Figure 6.16: (a) Distribution des nuages de mi-niveau pour chacun des trois clusters à partir des données satellites de CloudSat-CALIPSO en Afrique de l'Ouest. (b) Fréquence d'occurrence mensuelle en nombre de nuages de mi-niveau pour chacun des trois clusters.

D'après la figure 6.17, on peut avoir un aperçu de la répartition géographique en Afrique de l'Ouest de ces trois clusters. On notera que les nuages des clusters 3 se situent près du Golfe de Guinée et que très peu d'entre eux se situent au-dessus de 19°N, c'est-à-dire au niveau du Sahara. En ce qui concerne les nuages des clusters 1 et 2, on les trouve sur une grande partie de l'Afrique de l'Ouest. Même si cela va au-delà de notre zone d'étude, on remarquera toutefois que peu de nuages de ces trois clusters confondus se situent au Nord-Est de la carte ; c'est cependant une région où l'on observe peu de nuages en général.

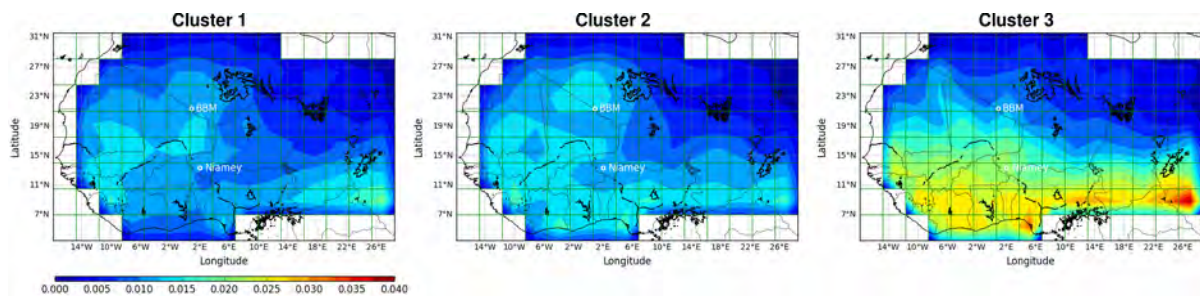


Figure 6.17: Répartition géographique des nuages de mi-niveau pour chacun des trois clusters.

6.3.2 Caractéristiques macro- et microphysiques sur la maille où se situe Niamey

La même méthode de clustering avec les variables « base » et « épaisseur » a été appliquée aux données CloudSat-CALIPSO mais en ne sélectionnant que les nuages appartenant à la maille où se situe le site de Niamey.

L'application du clustering sur l'échantillon de cette maille comportant 566 nuages de mi-niveau conduit au dendrogramme de la figure 6.18 (a). Il montre très distinctement trois familles de nuages de mi-niveau. La figure 6.18 (b) représentant la distribution de l'épaisseur de ces 566 nuages en fonction de l'altitude de la base indique que le cluster 1 se caractérise par de fortes épaisseurs, le cluster 2 par des bases hautes et le cluster 3 par des bases basses. Les 566 nuages observés se répartissent de la manière suivante : 37 nuages dans le cluster 1, 287 dans le cluster 2 et 242 dans le cluster 3. Moins de nuages appartenant au cluster 1 sont

observés que dans les deux autres clusters. Cette répartition est très similaire aux résultats obtenus à Niamey en 2006 (cf. Fig. 6.3) ainsi qu'à celle en Afrique de l'Ouest (cf. Fig. 6.14).

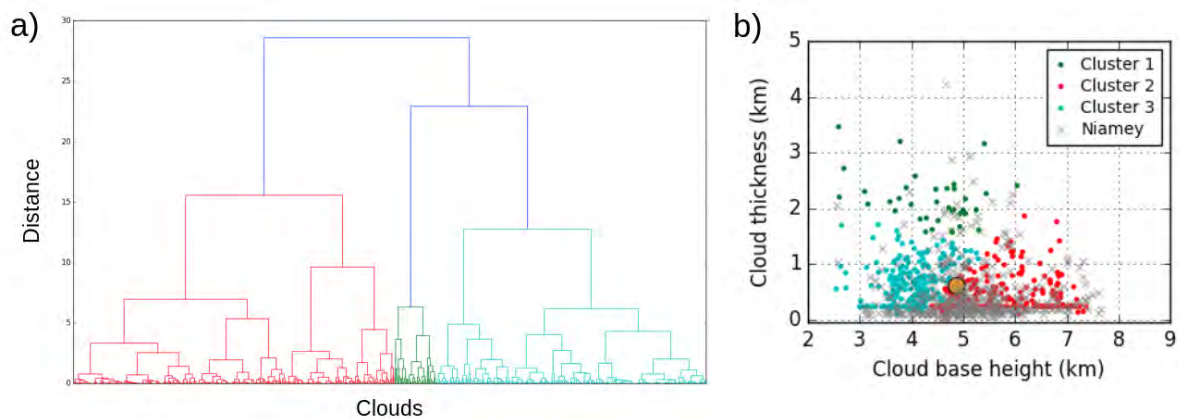


Figure 6.18: Comme en figure 6.3 mais pour les 566 nuages observés dans la région de Niamey à partir des données satellites de CloudSat-CALIPSO.

Sur la figure 6.19 sont représentées les distributions des bases, des sommets, des épaisseurs et des réflectivités des nuages appartenant à ces trois clusters. Les nuages du cluster 1 ont de fortes épaisseurs, c'est-à-dire supérieures à 1500 m et pouvant atteindre 6000 m, et des réflectivités plus élevées, c'est-à-dire entre -21,85 à -1,66 dBZ. Les nuages du cluster 2 ont des bases plus hautes (entre 4400 et 7400 m) et les nuages du cluster 3 des bases plus basses (entre 2500 et 5300 m). Les nuages des deux clusters se caractérisent par des épaisseurs inférieures à 1900 m ainsi que par de plus faibles réflectivités. Ces distributions sont donc très cohérentes avec celles des observations sol à Niamey.

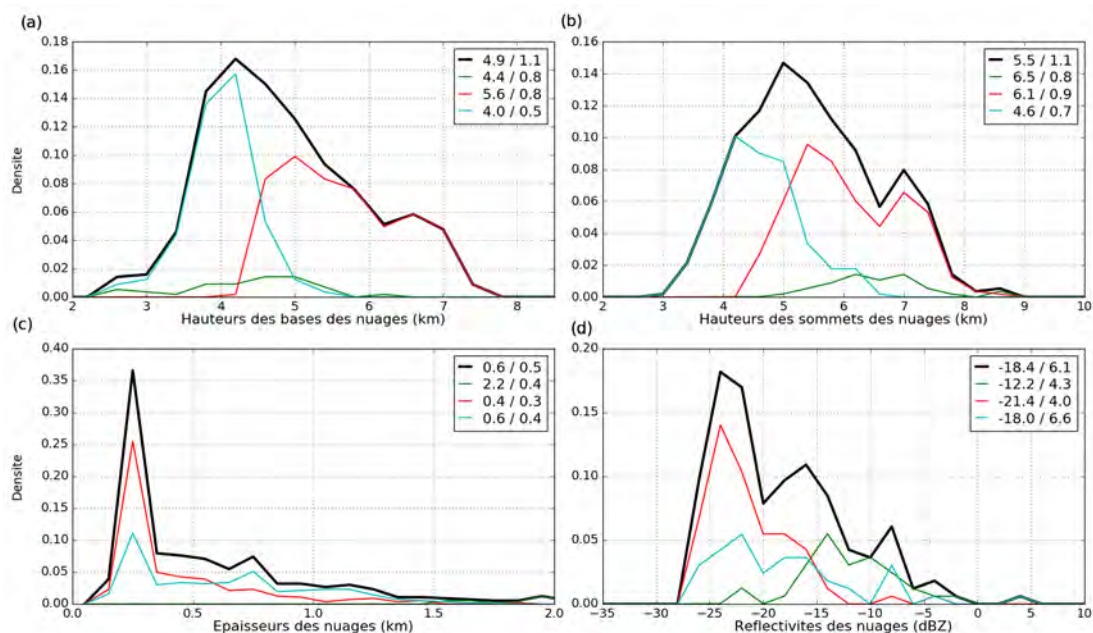


Figure 6.19: Comme en figure 6.15 mais pour les 566 nuages observés dans la région de Niamey à partir des données satellites de CloudSat-CALIPSO.

Comme nous avons pu l'observer sur le site de Niamey en 2006 ainsi qu'avec les données satellites de CloudSat-CALIPSO de juin 2006 à mai 2010, le nombre de nuages de mi-niveau détecté en hiver est très faible voire nul dans la région de Niamey (cf. Fig. 6.20). C'est lorsque le flux de mousson commence à arriver vers mars voire avril que les nuages de

mi-niveau se forment davantage. Le nombre de nuages est maximal en juin, juillet et août. Les nuages appartenant au cluster 2, ayant des bases hautes, sont prédominants durant cette période excepté en 2008 ; cela diffère de ce que l'on avait pu remarquer sur le site de Niamey en 2006 et à partir des données satellites en Afrique de l'Ouest. Toutefois, pour le cluster 3, on note également une amplitude d'occurrence des nuages de mi-niveau pendant la période de mousson, mais cette fois-ci plus légère que pour le cluster 2 ; pour le cluster 1 cela est beaucoup moins marqué (cf. Fig. 6.20).

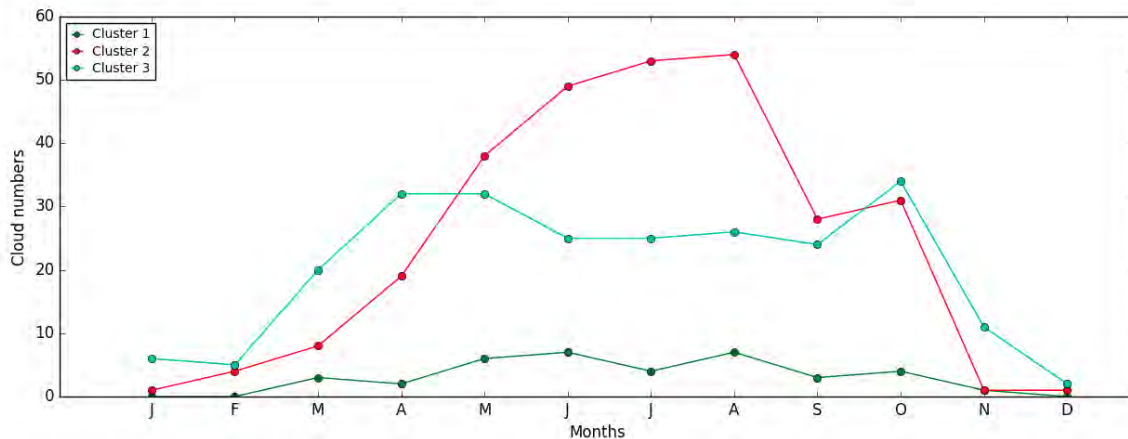


Figure 6.20: Fréquence d'occurrence mensuelle en nombre de nuages de mi-niveau pour chacun des trois clusters.

Finalement, au travers de ces travaux nous avons pu remarquer que le clustering obtenu dans la région de Niamey est proche de celui obtenu en Afrique de l'Ouest, notamment à travers le nombre de clusters qui est de trois dans les deux cas mais également à travers la répartition des caractéristiques macrophysiques de ces trois clusters. La climatologie annuelle de la densité des nuages de mi-niveau en Afrique de l'Ouest (cf. Fig. 5.2) indiquait davantage de nuages dans le Sud et l'Ouest, c'est-à-dire là où se situe la ville de Niamey. On peut donc supposer que les nuages observés dans ces régions vont dominer dans le clustering appliqué à l'ensemble des nuages détectés en Afrique de l'Ouest du fait de leur fort nombre.

6.4 Conclusion

Dans cette partie, nous avons pu voir que l'Afrique de l'Ouest recèle de différents types de nuages de mi-niveau.

Tout d'abord, dans la région de Niamey à partir des données du site ARM en 2006, trois types de nuages ont été identifiés grâce à l'utilisation de méthodes de clustering : un cluster avec des bases de nuages basses (cluster 3), un autre avec des bases de nuages hautes (cluster 2) et un dernier avec de fortes épaisseurs de nuages (cluster 1). Cette étude a cherché à mettre en évidence les différences dans les propriétés macro- et microphysiques, thermodynamiques et radiatives associées à ces trois familles. Nous avons trouvé des différences dans (i) la réflectivité puisque les nuages du cluster 1 ont des réflectivités plus élevées que les nuages des clusters 2 et 3, ce qui suggère un contenu en eau et/ou glace plus élevé dans ce groupe, (ii) la variabilité des réflectivités car les nuages du cluster 1 ont une plus grande variabilité de réflectivités que les nuages des clusters 2 et 3 laissant supposer qu'ils possèdent des circulations plus intenses, (iii) la composition puisque les nuages du cluster 1 contiennent plus de glace en termes de fraction volumique que les nuages des clusters 2 et 3 qui contiennent eux plus d'eau liquide en termes de fraction volumique et (iv) les précipitations car les nuages du cluster 1 sont généralement précipitants avec 64% de

nuages précipitants tandis que les nuages des clusters 2 et 3 ne sont que légèrement ou pas précipitants avec respectivement 6% et 14% de nuages précipitants. Le temps de passage des nuages des clusters 2 et 3 au-dessus des instruments de mesures est aussi très court, environ 1h30 en moyenne, comparé à celui des nuages du cluster 1 d'environ 7h30 en moyenne. Peu de différences apparaissent dans les caractéristiques macro- et microphysiques des nuages des clusters 2 et 3. Néanmoins, les cycles annuels de ces deux clusters sont distincts. Les nuages des clusters 2 et 3 se produisent principalement "avant" et "pendant" la mousson et "pendant" et "après" la mousson respectivement, alors que les nuages du cluster 1 se produisent principalement pendant la mousson. Thermodynamiquement, il semble que les nuages du cluster 1 transportent verticalement une quantité plus importante de vapeur d'eau par rapport aux nuages des deux autres clusters. L'environnement thermodynamique des nuages de ces deux derniers clusters est seulement modifié à leur passage ; ils ne laissent pas de trace après leur occurrence. Les nuages des clusters 2 et 3 sont également associés à de fortes inversions de température potentielle, ce qui suggère un rôle de ces inversions dans la limitation du développement vertical de ces nuages. En revanche, aucune inversion de ce type n'est trouvée pour les nuages du cluster 1. Enfin, les nuages du cluster 1 se différencient des nuages des clusters 2 et 3 par leur impact radiatif plus élevé dans les domaines du visible et de l'infrarouge.

Grâce à ces analyses, il semble plausible que les nuages du cluster 1 soient associés aux processus convectifs (congestus de *Johnson et al. 1999; Zuidema 1998*). De plus, l'origine de l'humidité des nuages du cluster 1 viendrait des basses couches. Les nuages des clusters 2 et 3 montrent quant à eux des caractéristiques plus proches des nuages stratiformes (*Ansmann et al. 2009; Heymsfield et al. 1991; Schmidt et al. 2014*) ; en revanche, l'origine de l'humidité dans la moyenne troposphère conduisant à de tels nuages est plus énigmatique.

Les données satellites de CloudSat-CALIPSO nous ont permis de diagnostiquer ces mêmes clusters en Afrique de l'Ouest et dans la région de Niamey. Cependant, en ce qui concerne l'occurrence mensuelle des clusters, des divergences existent entre ces résultats dans la région de Niamey et ceux obtenus sur le site sol.

Pour les trois jeux de données que nous avons utilisé dans cette étude, l'ensemble des résultats obtenu dans chaque population de clusters de nuages de mi-niveau a été synthétisé dans le tableau 6.6. On note qu'il y a des disparités suivants les sites et les jeux de données utilisés pour un même cluster. Pour le site de Niamey, les nuages du cluster 1 (16% et 6%) sont moins abondants comparés aux nuages des clusters 2 (31% et 51%) et 3 (53% et 43%). Les nuages des clusters 2 et 3 ne représentent pas les mêmes proportions dans ces deux jeux de données; dans les données satellites, il y a davantage de nuages appartenant au cluster 2 qu'au cluster 3. Les nuages de ces deux derniers clusters ont des caractéristiques beaucoup plus proches comparées à celles des nuages du cluster 1. En conclusion, sur ce site, la concordance des proportions du cluster 1 par rapport aux clusters 2 et 3 que ce soit pour les observations satellites ou sol suggère que l'échantillon de 2006 est représentatif de la climatologie de Niamey. Pour le mois de juin 2011, à Bordj Badji Mokhtar, les nuages du cluster 3 (47%) sont plus abondants que ceux du cluster 1 (35%) qui sont eux-même plus abondants que les nuages du cluster 2 (18%). Toutefois, sur ce site nous ne disposons que d'un seul mois de données rendant difficile sa comparaison avec la climatologie des observations satellites. En Afrique de l'Ouest, les nuages du cluster 3 dominant (42%) avec cependant des variabilités spatiales comme le montrent les résultats obtenus à Niamey.

	Cluster 1	Cluster 2	Cluster 3
Bordj Badji Mokhtar Juin 2011	33 (35%)	17 (18%)	44 (47%)
Niamey 2006	77 (16%)	149 (31%)	256 (53%)
CloudSat- CALIPSO/Afrique de l'Ouest 2006-2010	12000 (28%)	12765 (30%)	18350 (42%)
CloudSat- CALIPSO/Niamey 2006-2010	37 (6%)	287 (51%)	242 (43%)

Tableau 6.6: Nombre et pourcentage de nuages de mi-niveau appartenant à chaque cluster obtenu à partir des trois jeux de données.

Ce chapitre nous a permis d'amener des informations objectives sur ces nuages de mi-niveau pouvant servir d'exemples observationnels pour l'évaluation de leur représentation dans des modèles à différentes échelles. C'est ce que nous allons à présent analyser dans le dernier chapitre de cette thèse au travers de modèles régionaux et de climat.

7 LA REPRESENTATION DES NUAGES DE MI-NIVEAU DANS LES MODELES

Les nuages de mi-niveau sont souvent mal représentés dans les modèles numériques de prévision du temps (*Bodas-Salcedo et al. 2008*) ainsi que dans les modèles de climat (*Roehrig et al. 2013*). Comme nous l'avons montré précédemment, ces nuages sont géométriquement fins (épaisseurs inférieures à 1000 m). A moins d'avoir une maille horizontale ou verticale suffisamment fine, les modèles ne vont pas pouvoir représenter explicitement ces nuages. Leur représentation dépendra donc des paramétrisations sous-maille de nuages utilisées. D'autre part, nos travaux précédemment exposés soulignent qu'il n'y a pas un type unique de nuages de mi-niveau : on distingue des nuages plus ou moins hauts et plus ou moins épais, suggérant différents processus physiques impliqués dans ces différents types (processus convectifs et stratiformes). Le jeu de données que nous avons construit dans cette étude fournit donc une base pour évaluer la capacité des différents modèles capables de représenter explicitement certains processus nuageux (*Marshall et al. 2006*) ou utilisant des représentations paramétrées de la convection à l'échelle régionale (*Pearson et al. 2010; Lean et al. 2008*) ou globale (*Roehrig et al. 2013*) à simuler ces nuages.

Dans ce chapitre, nous allons dans un premier temps nous intéresser aux modèles de climat (ayant participé à l'exercice CMIP5 et à une version en développement pour CMIP6), puis dans un second temps, nous analyserons la représentation des nuages de mi-niveau dans des simulations régionales à fine résolution.

7.1 Les modèles de climat

Pour chaque modèle de climat, nous nous intéresserons au cycle annuel de l'occurrence des nuages de mi-niveau et au cycle diurne. Dans un deuxième temps, les caractéristiques macrophysiques (bases, sommets et épaisseurs) des colonnes nuageuses associées à ce même type de nuages sont analysées. La vocation de ce type de modèle n'est pas de représenter une séquence telle qu'observée. De plus, des biais peuvent exister dans le positionnement des structures synoptiques comme on peut le voir dans *Roehrig et al. (2013)* avec des modèles simulant des pluies pénétrant plus ou moins sur le continent. On peut donc s'attendre à un décalage latitudinal des structures nuageuses comme mis en évidence par les auteurs de cette publication pour le modèle IPSL-CM5B-LR. C'est pourquoi, nous analyserons les profils thermodynamiques prévus par ces modèles afin de voir si des différences dans ces profils permettent d'expliquer les différences dans la représentation des nuages de mi-niveau. D'autre part, nous avons pu disposer d'une simulation guidée (notée nudgée dans la suite) en dynamique en tout point du modèle CNRM-CM6 où le positionnement des structures synoptiques dynamiques (vents méridien et zonal) est donc contrôlé. Une attention particulière sera donc consacrée au modèle CNRM-CM.

Quelques modèles disposent pour des simulations de type AMIP (simulations atmosphériques en climat présent où les températures de surface de la mer sont spécifiées) de diagnostics à haute résolution temporelle (i.e. 30 minutes). Ces sorties sont disponibles pour une dizaine de points de grille en Afrique de l'Ouest dont le site de Niamey. Nous nous sommes donc concentrés sur ce site afin de comparer ces résultats à ceux des observations obtenues sur la station ARM déployée en 2006. La même année est analysée dans les modèles de climat ou en 2007, lorsque l'année 2006 n'était pas disponible. Comme mentionné précédemment les comparaisons présentées ici demeurent climatologiques. Il ne s'agit pas d'étudier la séquence temporelle précise des événements mais plutôt le comportement des

modèles d'un point de vue statistique. La liste des différents modèles ainsi que leurs caractéristiques et configurations sont données en section 4.3.2.

7.1.1 Le cycle annuel de l'occurrence

Les moyennes mensuelles des fréquences d'occurrence des nuages de mi-niveau obtenues à partir des modèles de climat sont illustrées sur la figure 7.1. Comme pour les données sol, nous avons appliqué un critère de sélection sur les mailles nuageuses : la fraction nuageuse doit être supérieure à 2% dans la maille. En effet, certains modèles semblent dans l'incapacité de simuler des valeurs nulles de fraction nuageuse. Comme dans nos travaux précédents, nous avons appliqué une classification en quatre types nuageux. Les profils mensuels des fréquences d'occurrence de ces autres types : convection, convection peu profonde, cirrus et autres sont illustrés dans l'annexe (C).

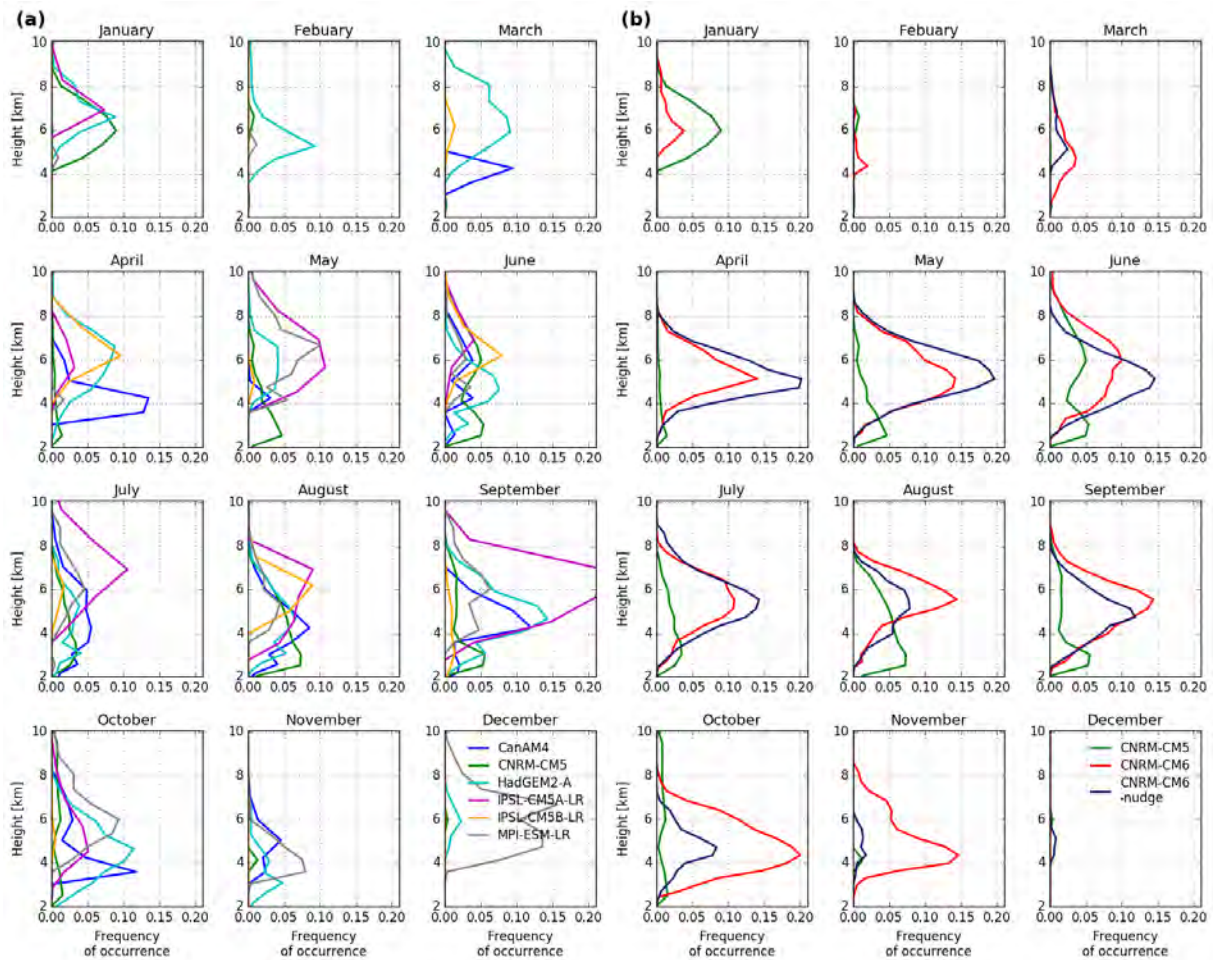


Figure 7.1: Evolution annuelle de la fréquence d'occurrence mensuelle des nuages de mi-niveau à Niamey obtenue à partir (a) des modèles de climat du projet CMIP5 en configuration AMIP et (b) des différentes configurations du modèle CNRM-CM.

D'après la figure 7.1, l'ensemble des modèles génère des nuages de mi-niveau, majoritairement durant la période de mousson. Peu de modèles parviennent à simuler ce type de nuages en hiver. Toutefois, en janvier, février et mars, le modèle HadGEM2-A présente une forte occurrence de nuages de mi-niveau ; il en présente même davantage en mars comparé à certains mois pendant la période de mousson. Pendant la période de mousson, les fréquences d'occurrence entre les modèles peuvent varier du simple au double. Les modèles CNRM-CM6 et IPSL-CM5A-LR possèdent les plus fortes occurrences. *Roehrig et al. (2013)* mentionnent

également que le modèle IPSL-CM5A-LR est parmi ceux qui possèdent une des plus fortes occurrences vers 6 km d'altitude par rapport aux autres modèles de climat en août pour la période 1979-2008 sur ce même site. Dès le mois de juillet, les modèles ont tendance à tous générer des nuages de mi-niveau avec une fréquence d'occurrence supérieure à 2%. Cette valeur grimpe à 5% en août. On note toutefois qu'en septembre voire octobre l'occurrence dans certains modèles (CanAM4, CNRM-CM6, HadGEM2-A et IPSL-CM5A-LR) est la plus importante de l'année. En novembre, CNRM-CM6 produit encore un grand nombre de nuages de mi-niveau tout comme MPI-ESM-LR en décembre. Notons également que les pics d'occurrence de ces nuages varient entre 3 (CNRM-CM5) et 7 (IPSL-CM5A-LR) km d'altitude. En conclusion, on note une grande variété de la fréquence d'occurrence d'un modèle à un autre ainsi que du niveau vertical de maximum d'occurrence.

Au travers de la figure 7.1 (b), nous pouvons voir l'évolution en termes de fréquences d'occurrence des nuages de mi-niveau lors du changement des paramétrisations physiques du modèle CNRM-CM ((i) CNRM-CM5 et (ii) CNRM-CM6 non-nudgé et nudgé). On observe une forte augmentation de l'occurrence de ces nuages dans CNRM-CM6 par rapport à CNRM-CM5 qui est quasiment doublée voire triplée suivant les mois. La configuration nudgée du modèle CNRM-CM6 produit des résultats contrastés avec parfois davantage de nuages que CNRM-CM6 non-nudgé notamment pendant la période de mousson. Pendant l'hiver, elle tend à diminuer l'occurrence de ces nuages qui sont générés en très grand nombre dans la configuration non-nudgée. Le pic d'occurrence observé vers 3 km d'altitude pour CNRM-CM5 est maintenant situé plus haut vers 5-6 km d'altitude ou parfois légèrement en dessous comme en octobre et novembre pour les deux configurations du modèle CNRM-CM6.

Afin de comparer les simulations des nuages obtenues à partir des modèles de climat aux observations des données sol obtenues sur le site de Niamey en 2006, nous prenons en compte la limitation en sensibilité du radar de l'AMF qui est estimée à -56 dBZ à 1 km. Une maille est donc considérée nuageuse et observable par la combinaison radar-lidar de ce site si le contenu en eau liquide est supérieur à $10^{-5} \text{ kg.kg}^{-1}$; ce seuil est identique à celui utilisé dans les LES (Large Eddy Simulation) ([vanZanten et al. 2011](#)). Le contenu en glace a quant à lui été transformé en réflectivité selon la relation proposée par [Liu and Illingworth \(2000\)](#) : $IWC = 0.137 * Z^{0.643}$ à 94 GHz avec IWC en g.m^{-3} . Une maille du modèle est donc considérée comme nuageuse si sa réflectivité déduite de son contenu en glace est supérieure à la sensibilité du radar à cette altitude. En appliquant un tel seuil, on ne considère pas les situations où le modèle génère un nuage qui aurait été trop fin pour être observé par le radar. On notera que ces mêmes critères ont été retenus y compris pour la période où seul le lidar opérait. L'altitude de la possible extinction du signal lidar n'ayant pas été calculée. La prise en compte des effets instrumentaux du lidar dans le modèle aurait tendance à abaisser l'altitude du sommet des nuages lorsque seul cet instrument est disponible mais pourrait permettre de conserver dans notre échantillonnage des situations de nuages très fins non observables par le radar.

La comparaison des profils mensuels de fréquences d'occurrence des nuages de mi-niveau issus des modèles de climat et des observations est montrée sur la figure 7.2. Globalement, les résultats sont similaires à ceux obtenus sur la figure 7.1. Toutefois, on notera une forte diminution de l'occurrence de ces nuages dans le modèle HadGem2-A provenant du fait que ce modèle simule des contenus en eau et glace très faibles correspondant à des situations nuageuses qui ne seraient pas détectés par le radar. Durant la période de mousson, peu de modèles parviennent à générer un pic d'occurrence aussi haut que celui des observations ; seul CNRM-CM6 et les deux modèles IPSL-CM5 présentent cette augmentation de l'occurrence en altitude. Toutefois, l'amplitude de ce pic est parfois

surestimée : en août pour CNRM-CM6 et très fortement en septembre pour IPSL-CM5A-LR. Par rapport au modèle IPSL-CM5A-LR, le modèle IPSL-CM5B-LR produit moins de nuages de mi-niveau. Cette particularité a également été notée durant le mois d'août sur ce même site dans la figure 18 de *Roehrig et al. (2013)*. De plus, dans ces deux modèles nous notons de fortes variabilités inter-mensuelle durant la période de mousson. Le modèle MPI-ESM-LR sous-estime l'apparition de ces nuages en période de mousson. Toutefois, il présente une occurrence substantielle durant le mois de décembre alors qu'il n'y a pas durant ce mois de nuages observés sur le site sol. Les modèles CanAM4 et CNRM-CM5 présentent un pic d'occurrence situé en-dessous de celui des observations.

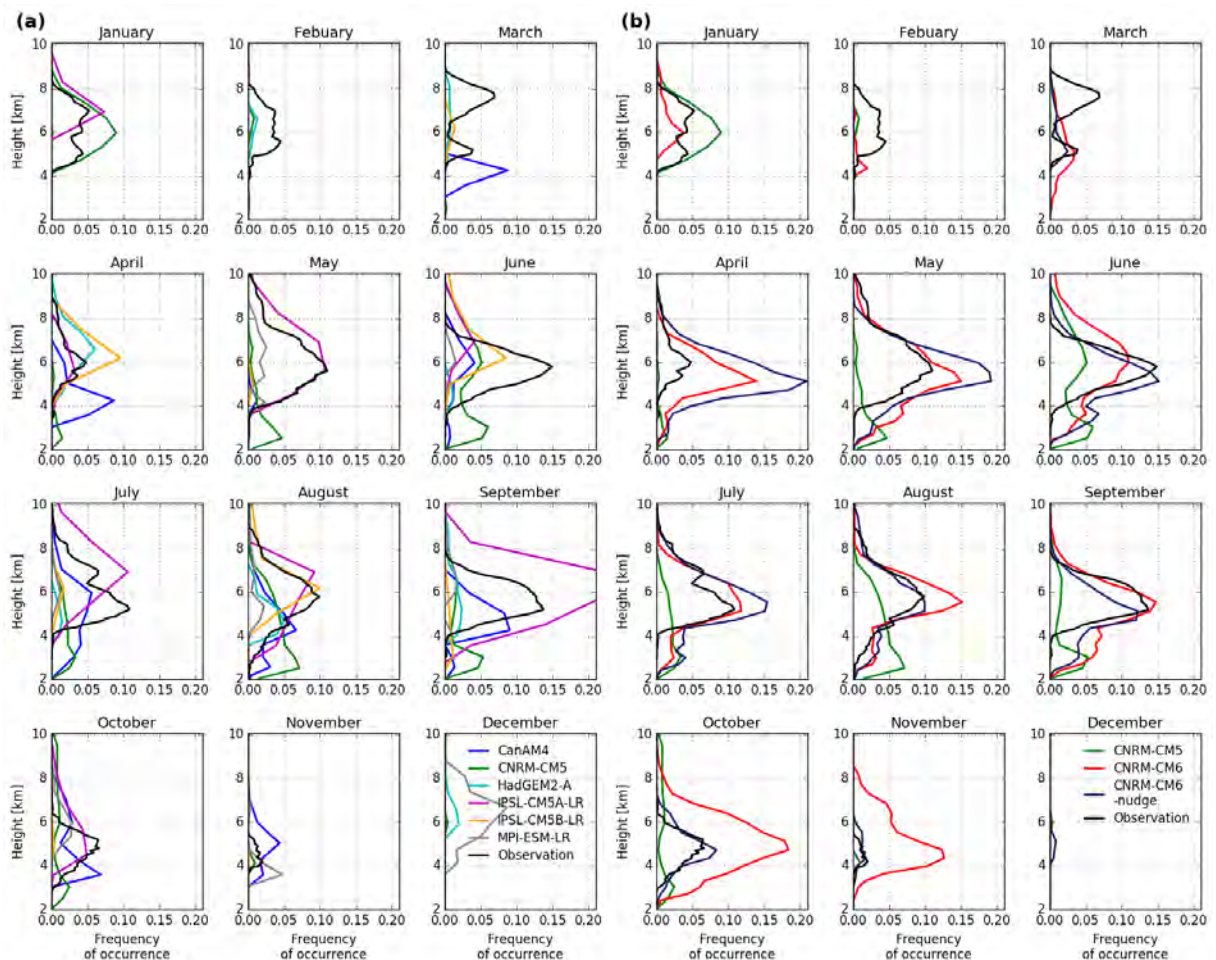


Figure 7.2: Evolution annuelle de la fréquence d'occurrence mensuelle des nuages de mi-niveau obtenue à partir (a) des modèles de climat du projet CMIP5 en configuration AMIP et (b) des différentes configurations du modèle CNRM-CM. Le profil déduit des observations obtenues sur le site ARM de Niamey en 2006 est représenté en noir.

La figure 7.2 (b) montre clairement que CNRM-CM5 génère de faibles occurrences, situées plus bas, comparées à CNRM-CM6. La configuration nudgée de CNRM-CM6 présente des occurrences encore plus proches de celles des observations, suggérant une amélioration de la représentation des processus nuageux entre les deux versions du fait d'une meilleure représentation de la dynamique. On notera toutefois une surestimation des nuages de mi-niveau aux mois d'avril et mai par rapport aux observations dans les deux configurations de CNRM-CM6. Le pic d'occurrence de CNRM-CM6 se situe également à la même altitude que celui des observations.

On note donc en conclusion que les modèles génèrent tous des nuages de mi-niveau. Cependant, l'occurrence est pour une bonne part des modèles très faible comparée aux observations lorsque la sensibilité instrumentale est considérée. *Roehrig et al. (2013)* avaient également noté en Afrique de l'Ouest [-10°S-30°N, 10°W-10°E] que les modèles (sur 21 modèles) arrivaient difficilement à reproduire l'occurrence des nuages de mi-niveau observés à partir de CloudSat-CALIPSO même si certains capturaient partiellement leur occurrence tels que les modèles CanAM4 et IPSL-CM5B-LR. Toutefois, les développements récents dans la physique du modèle CNRM-CM montrent une amélioration de la représentation de ces nuages.

7.1.2 Le cycle diurne

La section 5.3 a montré une variabilité diurne des nuages de mi-niveau, avec un pic d'occurrence tôt le matin entre 0200 UTC et 0600 UTC (cf. Fig. 7.3 pour davantage d'informations) et une zone de minimum d'occurrence entre 1600 UTC à 2200 UTC. Cette variabilité diurne peut impacter localement le bilan radiatif. L'objectif de cette section est de comprendre quels modèles sont les plus à même de représenter la présence de ces nuages suivant les heures de la journée ainsi que leur extension verticale. Les cycles diurnes moyens de l'occurrence des nuages de mi-niveau sur la période de mousson, de juin à septembre, pour les modèles sont présentés sur la figure 7.3. L'effet de la sensibilité instrumentale a été pris en compte dans cette figure. Lorsque cet effet n'est pas pris en compte, nous obtenons des résultats similaires, excepté pour le modèle HadGEM2-A, représentés sur la figure 33 de l'annexe (C).

Le modèle IPSL-CM5A-LR reproduit très fidèlement cette occurrence de 0000 UTC à 1000 UTC et notamment durant le mois de septembre (non représenté) ; c'est également le cas pour les modèles CanAM4 et MPI-ESM-LR mais de façon plus atténuée. Cela avait également été mis en évidence dans *Roehrig et al. (2013)* durant le mois d'août. Les modèles IPSL-CM5B-LR et HadGEM2-A, avec des fréquences très atténuées également, présentent des pics d'occurrence décalés dans la journée par rapport aux observations : dans la matinée entre 0700 UTC et 0900 UTC pour IPSL-CM5B-LR et dans l'après-midi entre 1400 UTC et 1800 UTC pour HadGEM2-A. Cela se vérifie en particulier durant le mois d'août pour les deux modèles. Nous retrouvons pour ces deux modèles les mêmes résultats que ceux évoqués dans *Roehrig et al. (2013)* illustrés sur la figure 18. On note toutefois que certains modèles montrent un second pic d'occurrence en fin de journée beaucoup plus atténué que le premier ; c'est le cas pour CanAM4, MPI-ESM-LR et IPSL-CM5A-LR (notamment en septembre pour ce dernier). Les modèles CanAM4 et IPSL-CM5A-LR se rapprochent une nouvelle fois des observations au travers du léger pic d'occurrence que l'on observe peu avant 1600 UTC.

En ce qui concerne le modèle CNRM-CM, les trois cycles diurnes étudiés ont des pics d'occurrence assez comparables mais différents de ceux observés sur le site sol de Niamey en 2006. CNRM-CM5 a un pic d'occurrence entre 1000 et 1600 UTC (comme observé par (*Roehrig et al. 2013*)) alors que CNRM-CM6 présente un pic légèrement plus étendu plus tôt le matin entre 0800 et 1600 UTC. Notons également que le pic d'occurrence de CNRM-CM5 est très bas comparé à CNRM-CM6, il est centré sur 3 km. On peut donc se demander si ces nuages ne sont pas de la convection peu profonde associée à des couches limites trop élevées. On note également avec le passage à la version 6 l'apparition d'un pic d'occurrence entre 0200 UTC et 0800 UTC comme dans les observations. Pour CNRM-CM6 nudgé, ce dernier pic d'occurrence s'observe également. C'est principalement durant les mois de juillet, août et septembre que ce pic apparaît dans les deux configurations de ce dernier modèle. On note sur cette configuration un autre pic, plus marqué, entre 1200 UTC et 1600 UTC. Ce dernier pic semble être celui observé sur le site sol légèrement avant 1600 UTC. Le

nudging dynamique de ce modèle ne semble donc pas fortement influencer la représentation du cycle diurne des nuages de mi-niveau. Cependant, le passage de la version 5 à la version 6 joue un rôle important dans la modification du cycle diurne de ces nuages à la fois en termes des heures d'occurrence et en termes d'extension verticale.

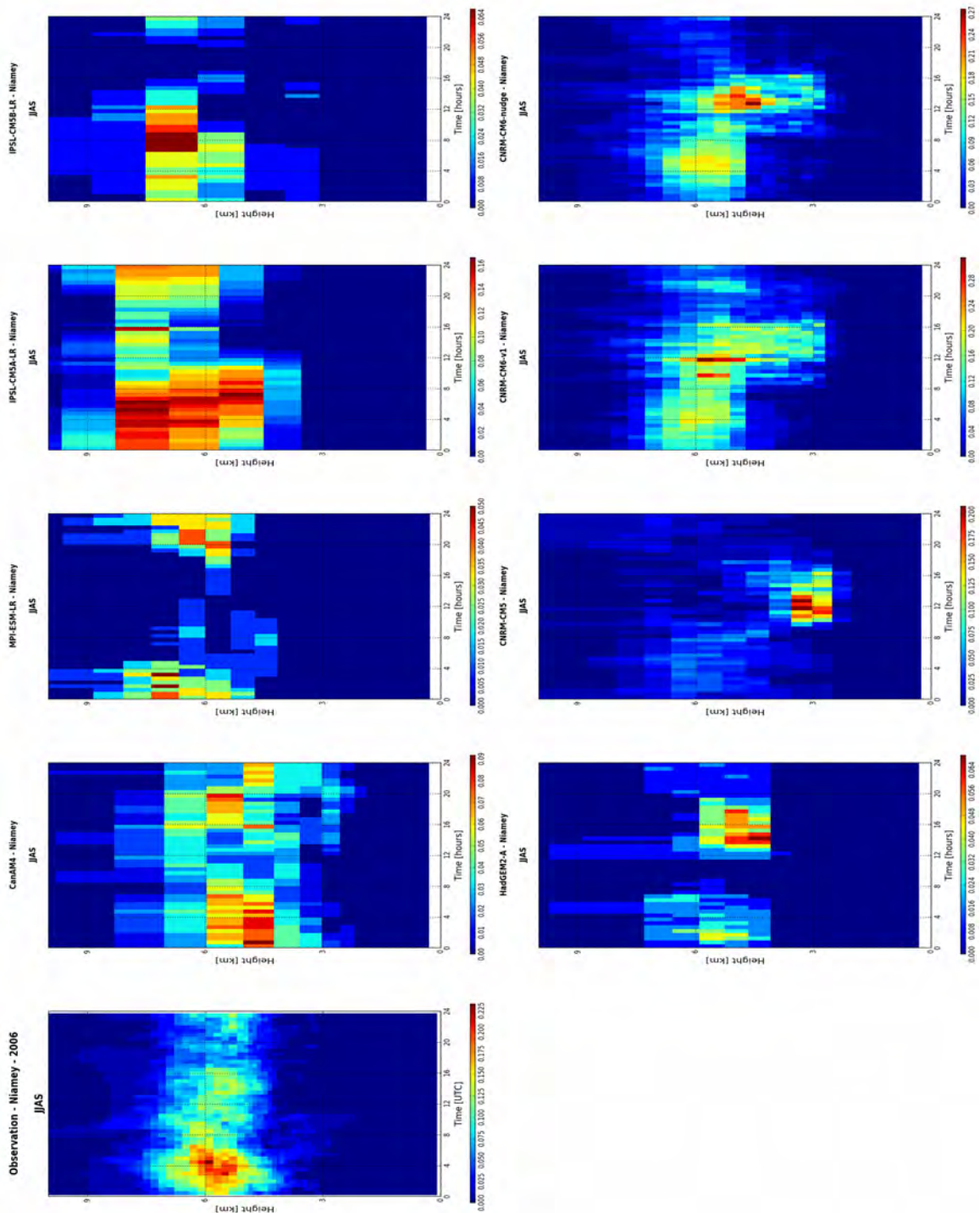


Figure 7.3: Cycle diurne de la fréquence d'occurrence moyenne en juin, juillet, août et septembre (JJAS) des nuages de mi-niveau obtenu à partir des modèles de climat du projet CMIP5 en configuration AMIP. Le cycle diurne de la fréquence d'occurrence moyenne en JJAS à partir des observations du site sol de Niamey en 2006 a été ajouté en haut à gauche. Attention, les barres de couleur ne sont pas similaires entre les modèles.

7.1.3 Les caractéristiques macrophysiques et microphysiques

Les distributions des caractéristiques macrophysiques : base, sommet et épaisseur des nuages de mi-niveau des modèles de climat sont montrées sur la figure 7.4 (a) pour les simulations en mode AMIP et sur la figure 7.4 (b) pour les différentes configurations du modèle CNRM-CM durant la période de mousson. Comme précédemment, afin de les comparer aux observations, la sensibilité instrumentale a été prise en compte. Toutefois, des résultats similaires sont obtenus sans prise en compte de cet effet et sont montrés sur la figure 34 de l'annexe (C).

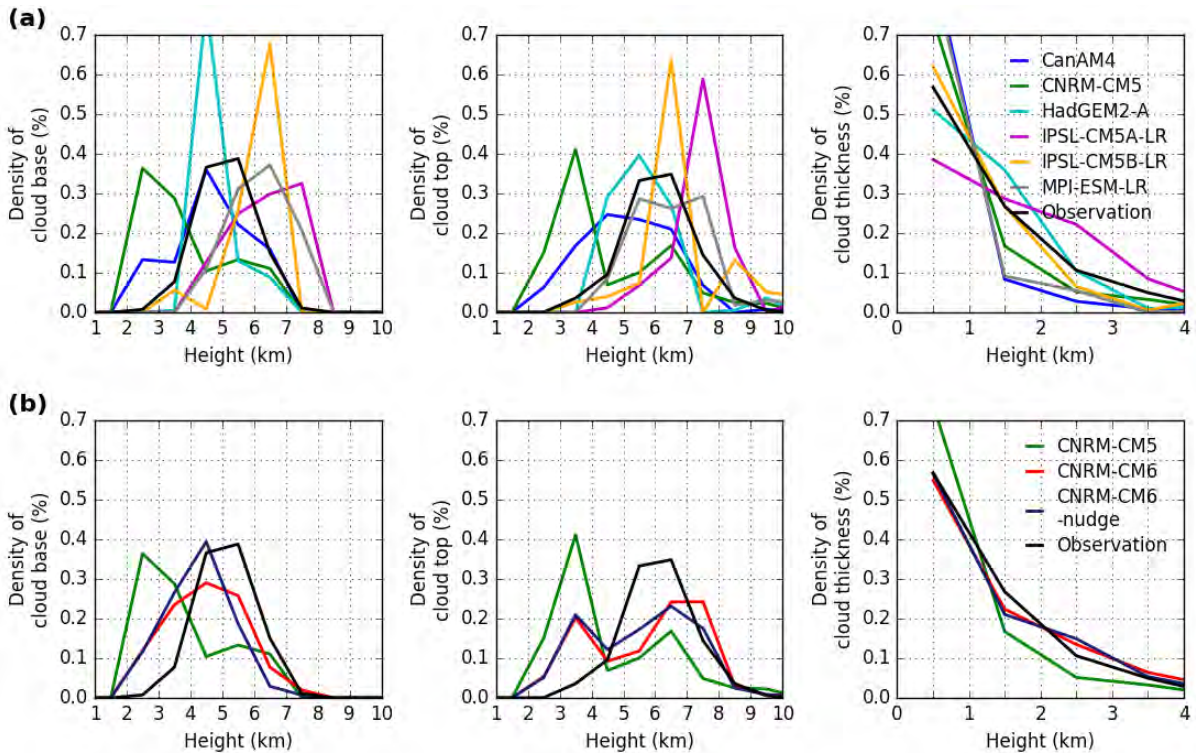


Figure 7.4: Distribution (à gauche) des bases, (au milieu) des sommets et (à droite) des épaisseurs par colonnes lorsqu'un nuage de mi-niveau est détecté en JJAS à partir (a) des modèles de climat du projet CMIP5 en configuration AMIP et (b) des différentes configurations du modèle CNRM-CM. Les distributions des bases, sommets et épaisseurs des nuages de mi-niveau obtenues à partir des observations sur le site sol de Niamey sur cette même période ont été ajoutées en noir.

D'après la figure 7.4 (a), l'altitude des bases des nuages oscille entre 2 et 9 km. Les modèles CNRM-CM5 et HadGEM2-A possèdent des bases plus basses avec un pic entre 2 et 4 km d'altitude et entre 4 et 5 km d'altitude respectivement. Les modèles IPSL-CM5A-LR, IPSL-CM5B-LR et MPI-ESM-LR possèdent des bases légèrement plus hautes avec un pic entre 7 et 8 km d'altitude pour le premier et entre 6 et 7 km d'altitude pour les deux derniers. Seule la distribution des bases du modèle CanAM4 est comparable à la distribution des bases des nuages observés sur le site sol de Niamey en 2006. L'altitude des sommets varie entre 2 et 12 km. Globalement, davantage de modèles arrivent à reproduire la distribution des sommets des nuages observés sur le site sol. Toutefois, comme pour les bases, les sommets du modèle CNRM-CM5 sont légèrement plus bas avec un pic entre 3 et 4 km d'altitude et celui du modèle IPSL-CM5A-LR légèrement plus haut avec un pic entre 7 et 8 km d'altitude. En ce qui concerne les distributions des épaisseurs, elles sont assez différentes pour les sept modèles de climat en mode AMIP. Les modèles CanAM4, CNRM-CM5 et MPI-ESM-LR semblent

généraliser des nuages très fins alors que les modèles CNRM-CM6 et IPSL-CM5A-LR des nuages très épais. Les observations semblent davantage en accord avec les modèles produisant des nuages fins mais cette caractéristique dépend principalement de la résolution verticale du modèle.

Si l'on s'intéresse maintenant aux différentes configurations du modèle CNRM-CM, on peut constater que les distributions des bases du modèle CNRM-CM6 nudgé et non-nudgé sont légèrement décalées vers le bas par rapport à celle des observations variant entre 2 et 8 km d'altitude avec un pic entre 4 et 5 km. Les distributions des sommets des deux configurations ne sont pas similaires aux observations ; on note deux pics l'un entre 3 et 4 km et l'autre entre 6 et 8 km d'altitude alors que les observations indiquent un pic entre 5 et 7 km d'altitude. Les distributions des épaisseurs sont similaires pour les deux configurations de CNRM-CM6 : moins de nuages fins et donc plus de nuages épais comparés à CNRM-CM5.

La section 5.4.3 a mis en évidence que les nuages de mi-niveau sont essentiellement de phase mixte. L'objectif est alors de savoir ce qu'il en est dans les modèles de climat en s'intéressant à l'occurrence des contenus en eau liquide, en phase mixte et en glace en fonction de l'altitude des nuages de mi-niveau (cf. Fig. 7.5). On notera que les occurrences en phase mixte sont également comptées dans les occurrences individuelles de glace ou d'eau. Le modèle HadGEM2-A génère de très faibles contenus en eau liquide et en glace; il n'a donc pas été analysé dans cette figure. Concernant les autres modèles, il s'avère que les nuages des modèles CanAM4 et CNRM-CM5 possèdent une famille de nuages constitués d'eau liquide (avec un pic vers 4 km pour CanAM4 et vers 3 km pour CNRM-CM5) et une autre en phase mixte (avec un pic vers 5 km pour CanAM4 et vers 6 km pour CNRM-CM5). En revanche, dans d'autres modèles tel que IPSL-CM5A-LR, les nuages sont majoritairement de phase mixte et de glace; on observe cependant quelques nuages d'eau liquide vers 4 km d'altitude. Dans le modèle IPSL-CM5B-LR, les nuages sont quasi-exclusivement de phase mixte ; c'est également le cas dans le modèle MPI-ESM-LR, toutefois on observe des nuage d'eau liquide vers 4 km d'altitude. Le modèle CNRM-CM6 (pour les deux configurations) présente les mêmes particularités que le modèle IPSL-CM5B-LR ; cependant on notera une plus forte occurrence de nuages composés d'eau liquide.

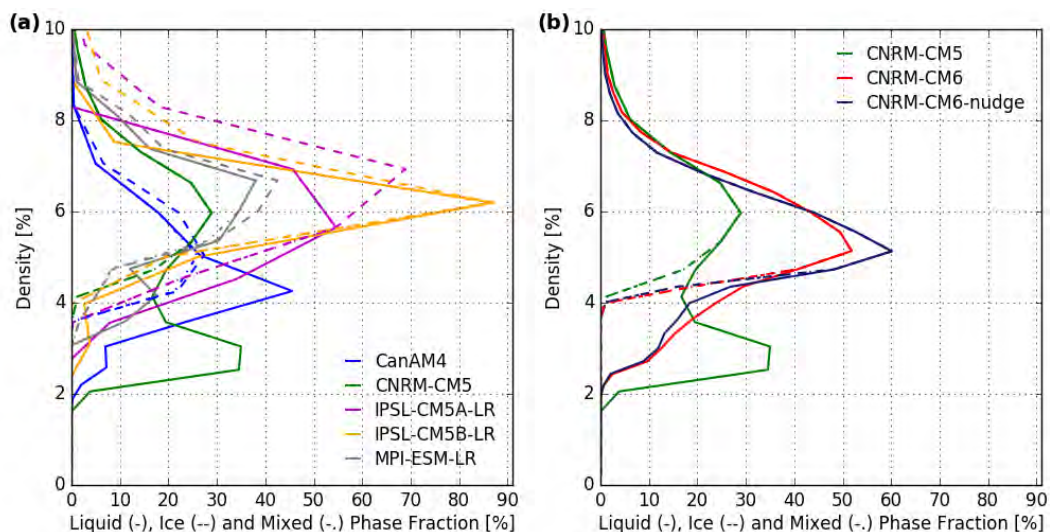


Figure 7.5: Distributions (pour toute l'année) de l'occurrence des nuages de mi-niveau suivant qu'ils soient en phase liquide (trait plein), glace (trait pointillé) ou en phase mixte (trait tireté) à partir (a) des modèles de climat du projet CMIP5 en configuration AMIP et (b) des différentes configurations du modèle CNRM-CM. Chaque profil est normalisé par le nombre total de colonne nuageuse.

7.1.4 L'environnement thermodynamique

Afin de mieux comprendre l'origine des différences entre les caractéristiques des nuages de mi-niveau représentés par les divers modèles de climat, nous avons analysé les profils thermodynamiques prévus par ces modèles. Les profils moyens de la température potentielle et de l'humidité relative pour ces sept modèles durant la période de mousson sont montrés sur les figures 7.6 et 7.7.

Les profils de température potentielle sont relativement similaires jusqu'à 4 km d'altitude avec des variations de plus ou moins 5 K cependant. Entre 4 et 8 km d'altitude (incluant donc l'altitude de l'isotherme 0°C dans cette région), on note de fortes dissemblances entre les modèles ; le modèle CanAM4 étant le modèle le plus chaud et le modèle IPSL-CM5B-LR le plus froid. Au-dessus de 8 km d'altitude, les écarts de température entre les modèles se renforcent. Comparées aux observations, pour tous les modèles sauf CanAM4, on observe un biais froid dès 3 km d'altitude. Le modèle CanAM4, présentant un biais chaud, possède un profil proche de celui des observations à Niamey. Pour le modèle CNRM-CM, sur la figure 7.6 (b), on remarque que le passage à la version 6 produit une nette diminution de la température potentielle de 2K jusqu'à 6.5 km d'altitude puis une augmentation de la température potentielle du même ordre de grandeur comparée à la version 5. Le modèle CNRM-CM a un biais froid par rapport aux observations excepté la version 5 qui jusqu'à 5 km d'altitude présente un bon accord aux observations. Ce biais froid n'est pas spécifique à Niamey ; il s'observe dans tous les Tropiques pour le modèle CNRM-CM (*Communication personnelle, Romain Roehrig, 2017*). On remarquera également sur la plupart des profils cette inversion, correspondant à la hauteur de la SAL, très marquée entre 4 et 5 km d'altitude. Notons aussi de fortes variations de la hauteur à laquelle se situe cette inversion suivant les modèles. Toutefois, pour les modèles IPSL-CM5A-LR et CNRM-CM5 cette inversion est quasiment inexistante. Un mécanisme potentiel susceptible d'expliquer ce type de biais est un chauffage systématique par la convection profonde paramétrée qui détruirait cette inversion et pouvant ainsi être une des raisons de la sous-estimation de l'occurrence des nuages de mi-niveau. De plus, notons que le modèle MPI-ESM-LR n'a pas été représenté sur cette figure en raison d'une température anormalement froide, à cause d'une erreur dans l'écriture de ce paramètre dans les fichiers cfSites.

En ce qui concerne l'humidité relative, on remarque de fortes différences entre les modèles en configuration AMIP en particulier entre 4 et 8 km d'altitude, là où se forment les nuages de mi-niveau, les profils varient entre 30 et 80 % d'humidité. Le modèle CNRM-CM6 possède le plus fort pic d'humidité vers 5 km d'altitude avec 80 % d'humidité relative. Toutefois, comparé aux observations, il en génère une quantité trop importante. Le modèle IPSL-CM5B-LR a lui aussi un pic d'humidité à cette même altitude mais légèrement moins prononcé ; sur ce même profil on note une forte diminution de l'humidité atteignant 37 % en-dessous de 7 km d'altitude. Le profil du modèle IPSL-CM5B-LR est celui qui se rapproche le plus du profil obtenu à partir des observations du site sol de Niamey. Toutefois, ce modèle n'a pas de fréquences d'occurrences mensuelles très similaires aux observations d'après la figure 7.2. Le profil du modèle CanAM4 possède un pic d'humidité vers 4 km d'altitude suivi d'une légère diminution pour ensuite s'humidifier à nouveau au-dessus de 7 km d'altitude. Les profils des modèles IPSL-CM5A-LR et MPI-ESM-LR possèdent peu de variation avec des humidités relatives aux alentours de 50-60 % au-dessus de 4 km d'altitude. Le modèle HadGEM2-A a quant à lui un léger pic d'humidité, environ 50 %, vers 3 km d'altitude puis diminue fortement dans les altitudes supérieures. A la différence du modèle CNRM-CM6, le modèle CNRM-CM5 possède le plus bas pic d'humidité vers 6 km d'altitude avec 30 % d'humidité relative. Cela explique probablement pourquoi ce modèle arrive très mal à représenter les nuages de mi-niveau vers 6 km d'altitude et qu'il produit des nuages plus bas.

En ce qui concerne CNRM-CM6 nudgé, on remarque un peu moins d'humidité excepté vers 4.5 km d'altitude comparé à CNRM-CM6.

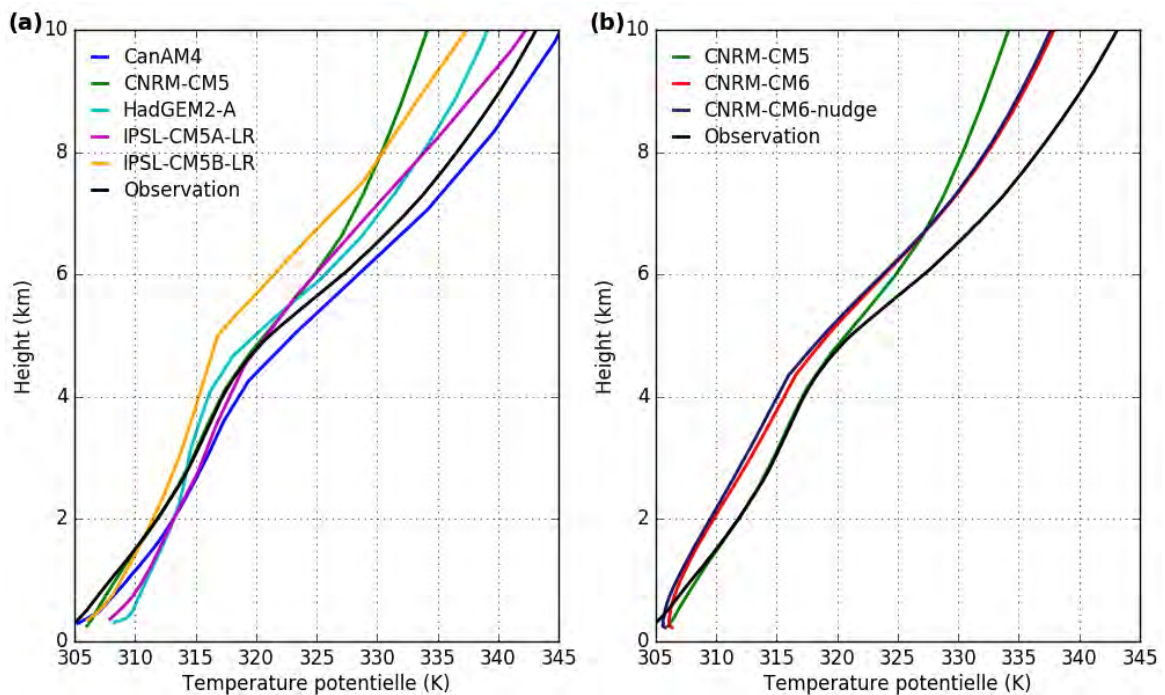


Figure 7.6: Profils moyens de la température potentielle en JJAS à partir (a) des modèles de climat du projet CMIP5 en configuration AMIP et (b) des différentes configurations du modèle CNRM-CM. Le profil moyen de la température potentielle en JJAS obtenu à partir des observations sur le site sol de Niamey a été ajouté en noir.

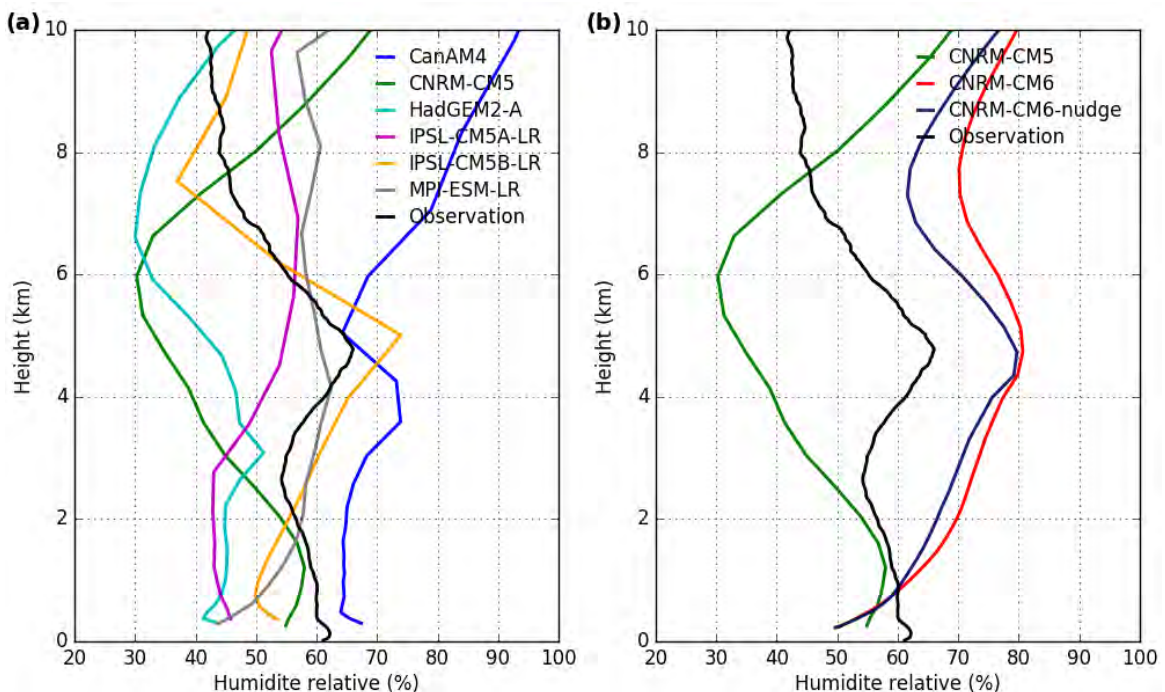


Figure 7.7: Profils moyens de l'humidité relative en JJAS à partir (a) des modèles de climat du projet CMIP5 en configuration AMIP et (b) des différentes configurations du modèle CNRM-CM. Le profil moyen de l'humidité relative en JJAS obtenu à partir des observations sur le site sol de Niamey a été ajouté en noir.

7.1.5 Conclusion

Nous avons pu observer dans cette section que les modèles de climat du projet CMIP5 utilisés ici représentent des nuages de mi-niveau. Cependant, nous avons noté de fortes disparités dans la représentation de ces nuages entre chacun des modèles en termes de fréquence d'occurrence d'une part et d'altitude de maximum d'occurrence d'autre part. Des divergences notables s'observent également dans le cycle diurne de ces nuages. En ce qui concerne les caractéristiques macro- et microphysiques de ces nuages, il existe de fortes variations entre les modèles par rapport aux observations obtenues sur le site de Niamey en 2006. Pour le modèle CNRM-CM, nous disposons de deux versions de la physique (CNRM-CM5 et CNRM-CM6) ainsi que d'une simulation où la dynamique était guidée vers celle des réanalyses. Nous avons pu évaluer sa capacité à reproduire les propriétés des nuages de mi-niveau à Niamey et ainsi noter que les évolutions apportées à la physique du modèle CNRM-CM6 amènent à une nette amélioration de la représentation de ces nuages et de leurs caractéristiques.

Nous nous sommes intéressés ici à des modèles de climat ayant des résolutions horizontales et verticales très lâches. Pour tenter d'aller plus loin, nous explorons dans la section suivante la capacité des modèles à plus fines résolutions verticales mais également horizontales à représenter les nuages de mi-niveau.

7.2 Les simulations à fine résolution

Dans ce chapitre, nous cherchons à analyser l'impact de la résolution pour des résolutions relativement fines (inférieures à 40 km) et de l'utilisation ou non de la paramétrisation de la convection profonde pour la représentation des nuages de mi-niveau. Les simulations régionales réalisées par le Unified Model du MetOffice dans le cadre du projet SWAMMA ont été utilisées. SWAMMA fournit un jeu de simulations à des résolutions horizontales de 4 km, 12 km et 40 km durant la période de mousson en 2011. Les simulations aux résolutions horizontales de 4 et 12 km sont réalisées sans schéma de convection, elles représentent donc explicitement la convection profonde, et celles aux résolutions horizontales de 40 km mais également une deuxième simulation à 12 km sont réalisées avec des schémas où la convection profonde est paramétrée (que l'on notera par la suite 12 km_{param} et 40 km_{param}). Les champs issus des simulations ont été extraits aux points de grilles les plus proches des sites de Niamey et de Bordj Badji Mokhtar constituant ainsi des séries temporelles comparables à celles des observations sur ces deux sites et proches des fichiers cfSite. Des informations complémentaires sur ces simulations sont disponibles dans la partie 4.3.1. La même classification nuageuse en quatre types a été appliquée ici (cf. section 3.4).

Pour chacune des simulations c'est-à-dire pour les quatre résolutions et les deux sites, nous nous intéresserons à l'occurrence mensuelle des nuages de mi-niveau et au cycle diurne, ainsi qu'aux caractéristiques macrophysiques (bases, sommets et épaisseurs) des colonnes nuageuses associées à ce même type de nuage. De plus, nous analyserons les profils thermodynamiques prévus par ces simulations afin de voir si des différences dans ces profils permettent d'expliquer les différences dans la représentation des nuages de mi-niveau.

7.2.1 Le cycle mensuel de l'occurrence

Pour chaque simulation, les profils moyens pour chaque mois des fréquences d'occurrence des nuages de mi-niveau entre les mois de mai à septembre sont illustrés sur la figure 7.8. Seul le critère de fraction nuageuse supérieure à 2 % a été utilisé dans cette figure pour sélectionner les points de grilles nuageux. Elles montrent que les nuages de mi-niveau sont présents durant ces cinq mois sur le site de Bordj Badji Mokhtar et de Niamey aux

résolutions horizontales de 4 km (en gris), 12 km (en vert), 12 km_{param} (en cyan) et 40 km_{param} (en bleu). Les profils moyens mensuels des fréquences d'occurrence des autres types nuageux : convection, convection peu profonde, cirrus et autres sont illustrées sur les figures 36 à 39 dans l'annexe (C).

Sur le site de Niamey, les fréquences d'occurrence aux différentes simulations sont proches pour toute la période MJJAS oscillant autour de 0,10 – 0,15. Toutefois, on notera que la fréquence d'occurrence sur cette période est légèrement plus élevée pour la simulation à 4 km que pour celle à 12 km. Les simulations aux résolutions 12 km_{param} et 40 km_{param} ont des fréquences d'occurrence moyennes comparables, mais elles sont légèrement plus faibles que celles en convection explicite. Cela signifie que les nuages de mi-niveau sur ce site sont moins présents lorsque la convection est paramétrée mais également lorsque l'on utilise des résolutions verticale (cf. 4.12) et horizontale plus lâches. Remarquons également que l'occurrence est maximale en juillet lorsque la résolution horizontale est de 4 km, en août lorsque la résolution horizontale est de 12 km et en septembre pour les deux dernières résolutions en convection paramétrée.

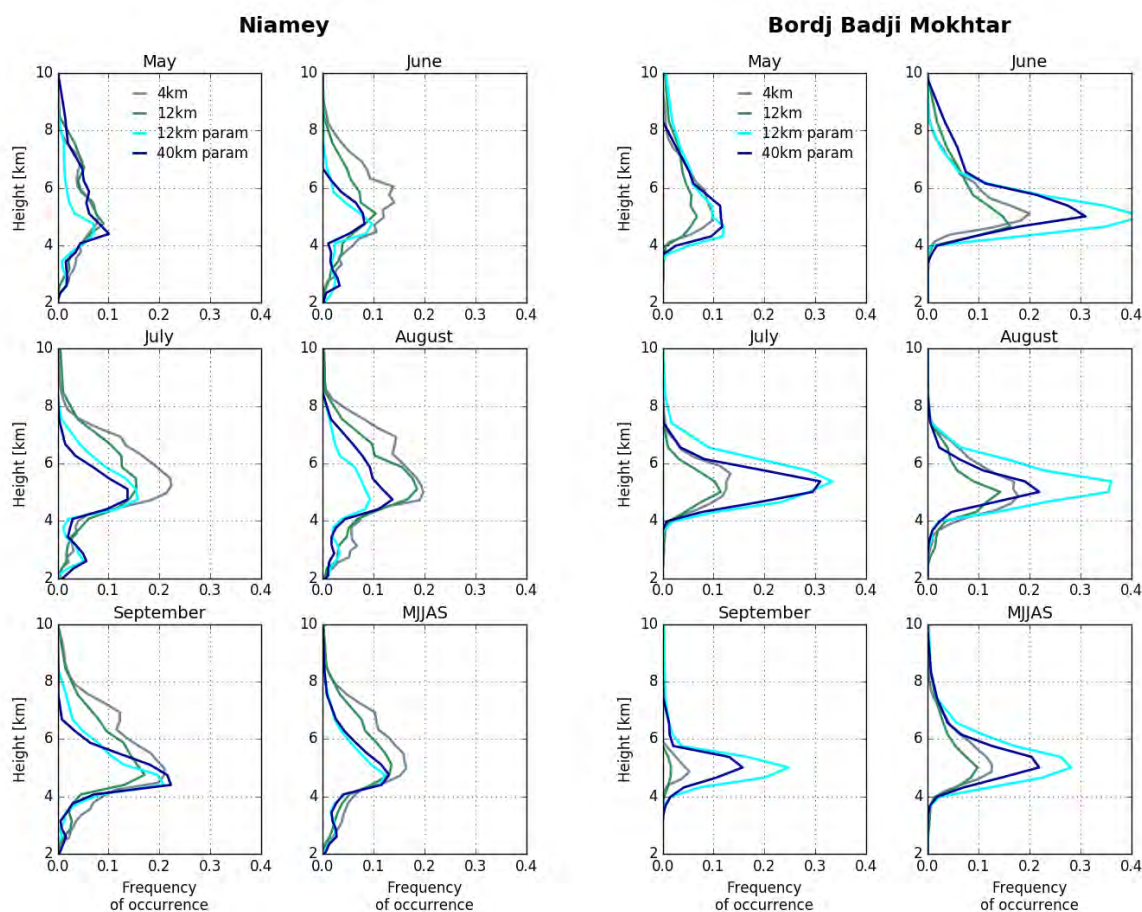


Figure 7.8: Evolution de mai à septembre 2011 de la fréquence d'occurrence mensuelle des nuages mi-niveau obtenue à partir des simulations SWAMMA avec les résolutions horizontales à 4 km (en gris), à 12 km (en vert), à 12 km_{param} (en cyan) et à 40 km_{param} (en bleu) à Niamey (Niger) (à gauche) et à Bordj Badji Mokhtar (BBM) (Algérie) (à gauche). Pour chacun des sites et chacune des résolutions horizontales, la fréquence d'occurrence moyenne sur les cinq mois est représentée en bas à droite.

Sur le site de Bordj Badji Mokhtar, les fréquences d'occurrence aux différentes résolutions montrent davantage de dissemblances notamment lorsque l'on passe en convection paramétrée. Dès le mois de juin, la fréquence d'occurrence des nuages de mi-niveau atteint des valeurs de l'ordre de 0,4 pour la simulation 12 km_{param}. Ce pic diminue légèrement en juillet et août mais il reste plus important que ceux des trois autres simulations. En juillet, les fréquences d'occurrence des deux simulations en convection paramétrée sont comparables. En convection explicite, les fréquences d'occurrence atteignent difficilement 0,2 avec comme à Niamey une occurrence un peu plus importante pour la simulation à 4 km.

Finalement, on observe un comportement inversé lorsque l'on passe en convection paramétrée à Bordj Badji Mokhtar par rapport à Niamey puisque cela engendre plus de nuages. Il y a donc sur le site de Bordj Badji Mokhtar un ou plusieurs paramètres qui diffèrent du site de Niamey lorsque l'on passe en convection paramétrée et notamment à la résolution de 12 km qui produit davantage de nuages que la résolution de 40 km. Soulignons d'autre part que cette augmentation de la fréquence d'occurrence lorsque l'on passe en convection paramétrée s'observe exclusivement pour les nuages de mi-niveau (cf. annexe (C)).

Ces simulations sont comparées aux observations des données sol obtenues sur le site de Niamey en 2006 et sur celui de Bordj Badji Mokhtar en juin 2011. Elles sont représentées en noir sur la figure 7.9. Sur cette figure, en plus de la fraction nuageuse qui doit être supérieure à 2%, un seuil sur le contenu en eau liquide et en glace a été appliqué afin que les fréquences d'occurrence soient comparables à celles des observations. Cette méthode est la même que celle appliquée aux modèles de climat ; elle est détaillée dans la partie 7.1.1.

Comparé aux observations, on remarque que les moyennes mensuelles simulées des fréquences d'occurrence des nuages de mi-niveau sont moins importantes que sur la figure 7.8. Cela signifie que SWAMMA génère des nuages avec de faibles contenus en eau liquide et/ou de contenus en glace qui ne seraient pas perçus par un instrument radar (cf. section 7.1.1 pour davantage de détails sur la méthode utilisée).

A Niamey, la moyenne sur la période MJJAS de la fréquence d'occurrence de la simulation à 4 km de résolution est quasiment similaire à la moyenne de la fréquence d'occurrence des observations sur cette même période. Excepté en juillet et août, les moyennes mensuelles des fréquences d'occurrence des nuages obtenues à partir des simulations explicites sont moins élevées que celles des observations. Il semble également que le pic d'occurrence de ces nuages soit simulé légèrement plus bas : vers 4-5 km pour les simulations en convection paramétrée, comparé aux observations.

A Bordj Badji Mokhtar, le pic d'occurrence que l'on observait dans la simulation 12 km_{param} est légèrement atténué comparé à la figure 7.8. Il reste cependant substantiellement plus fort que celui des autres simulations. En juin, où il existe des observations sols sur ce site, la fréquence d'occurrence des observations est comparable à celle obtenue avec la simulation à 40 km_{param}. Toutefois, sur ce seul exemple, nous pouvons noter que le pic d'occurrence des observations est légèrement plus élevé en altitude que ceux des simulations.

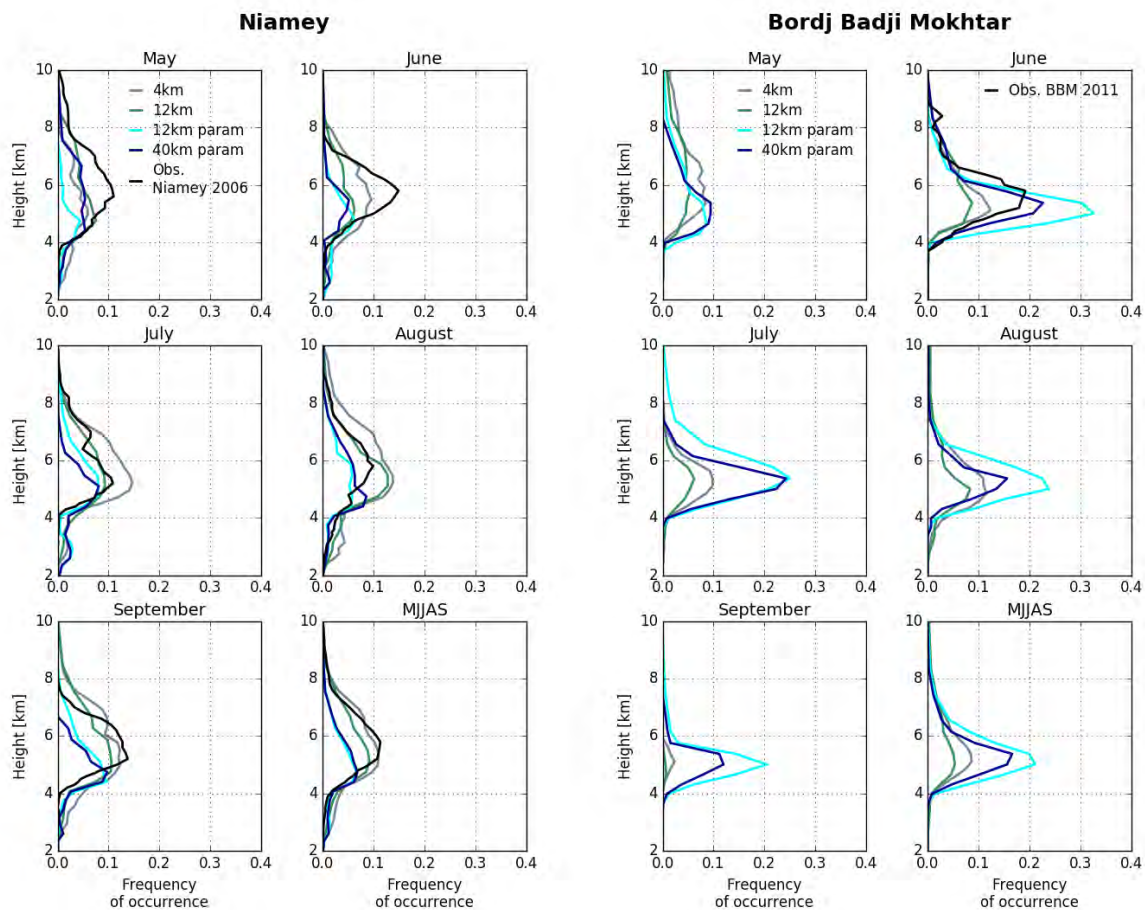


Figure 7.9: Comme en figure 7.8. sont ajoutées ici en noir les observations sur les deux sites sols de Niamey en 2006 lors de la campagne AMMA et de Bordj Badji Mokhtar en juin 2011 lors de la campagne Fennec.

7.2.2 Le cycle diurne

Les cycles diurnes moyens de l'occurrence des nuages de mi-niveau sur la période de mousson, de juin à septembre, pour les quatre simulations à Niamey et à Bordj Badji Mokhtar sont montrés sur la figure 7.10. Les sensibilités instrumentales sont ici prises en compte afin de les comparer aux observations. Toutefois, lorsque nous appliquons uniquement le critère sur la fraction nuageuse, nous obtenons des résultats similaires représentés sur la figure 40 de l'annexe (C).

Comme observé sur le site de Niamey, les nuages de mi-niveau sont présents dans cette région tout au long de la journée durant cette période avec un pic tôt le matin entre 0200 UTC et 0600 UTC. La simulation effectuée à 4 km de résolution reproduit ce premier maximum mais également un second pic de moindre amplitude entre 1600 UTC et 0000 UTC. Lorsque la convection est paramétrée, on note un pic d'occurrence moins marqué le matin et un second pic entre 2300 UTC et 0000 UTC. Paramétrer la convection a donc un rôle sur le cycle diurne des nuages de mi-niveau à Niamey puisque l'on note une atténuation de l'occurrence notamment le matin. Les cycles diurnes des simulations où la convection est non paramétrée sont plus proches des observations en termes d'intensité et d'heure d'occurrence. Sur les observations, un léger pic s'aperçoit entre 1200 UTC et 1600 UTC ; la simulation à 4 km de résolution arrive à le distinguer.

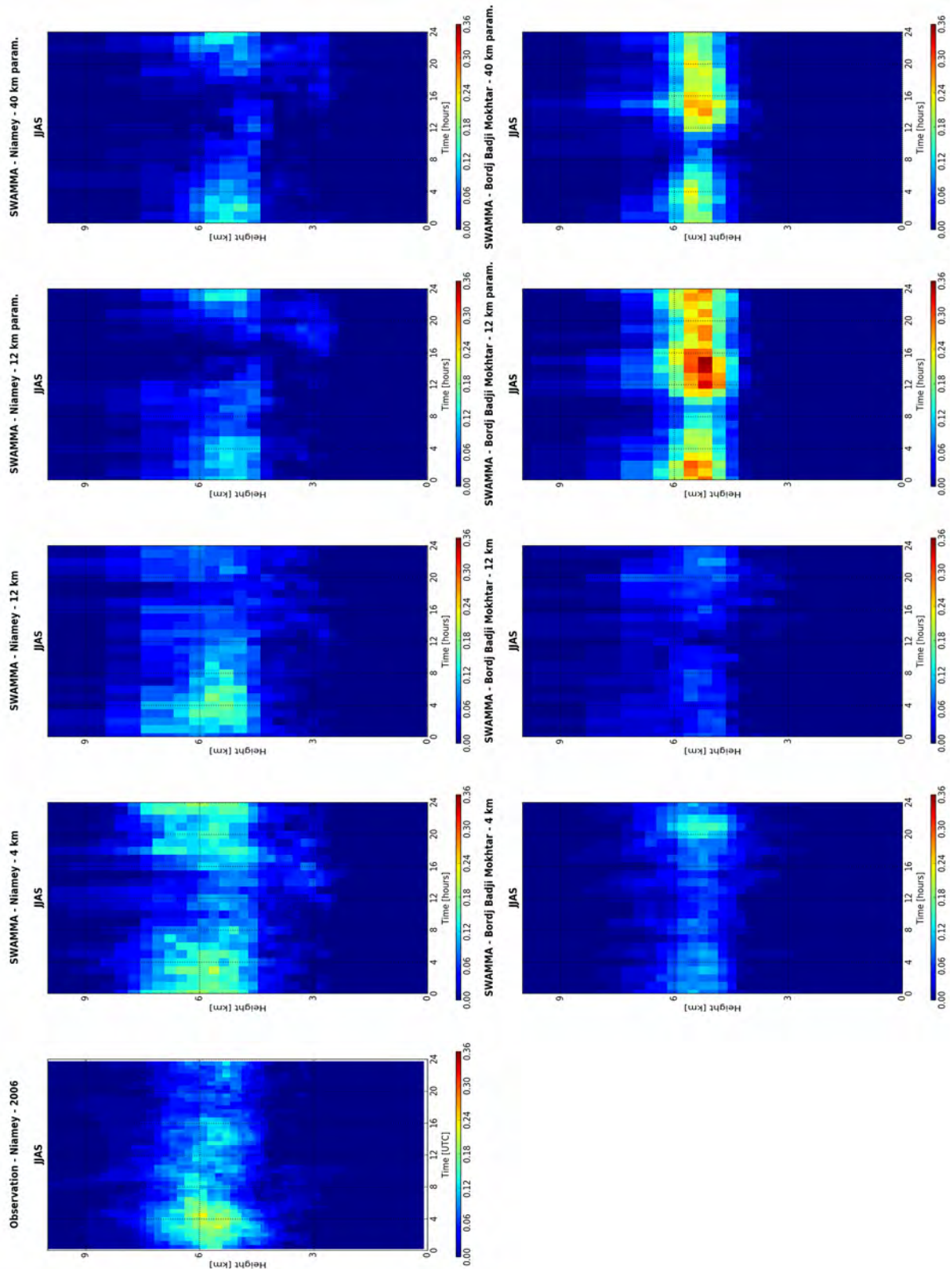


Figure 7.10: Cycle diurne de la fréquence d'occurrence moyenne en juin, juillet, août et septembre (JJAS) des nuages de mi-niveau obtenu à partir des simulations SWAMMA aux résolutions horizontales 4 km, 12 km, 12 km_{param} et 40 km_{param} à Niamey (Niger) (en haut) et à Bordj Badji Mokhtar (BBM) (Algérie) (en bas). Le cycle diurne de la fréquence d'occurrence moyenne en JJAS à partir des observations du site sol de Niamey en 2006 a été ajouté en haut à gauche.

On peut voir grâce à la figure 7.10 que l'amplitude du cycle diurne est moins forte dans la région de Bordj Badji Mokhtar pour les deux simulations explicites et plus importante qu'à Niamey pour les simulations avec convection paramétrée. Les observations sur le site de Bordj Badji Mokhtar montrent un maximum d'occurrence entre 0000 UTC et 0600 UTC et un deuxième entre 1600 UTC et 2000 UTC. Les résultats des simulations durant la période de mousson sont décalés par rapport aux observations. Sur la simulation à 4 km, un pic s'observe plus tard dans la soirée : entre 2000 UTC et 2400 UTC. La simulation à 12 km n'indique pas réellement de maximum même si on note une légère augmentation de l'occurrence de ces nuages vers 2100 UTC. Dès que l'on passe en convection paramétrée, le cycle diurne des nuages de mi-niveau double comme ce que nous avons pu observer dans la figure 7.9. La simulation à 12 km_{param} indique un premier pic entre 0000 UTC et 0400 UTC puis un second beaucoup plus marqué entre 1200 UTC et 1600 UTC. Dans la simulation à 40 km_{param}, on note des pics positionnés de façon identique dans le cycle diurne, mais de moindre amplitude.

7.2.3 Les caractéristiques macrophysiques

Les distributions des caractéristiques macrophysiques : base, sommet et épaisseur des nuages de mi-niveau identifiés dans les différentes simulations sont illustrées sur la figure 7.11 pour les deux sites durant la période de mousson. Comme précédemment, afin de les comparer aux observations, nous avons pris en compte la sensibilité instrumentale. Toutefois, lorsque nous n'appliquons que le critère sur la fraction nuageuse, les résultats sont similaires et montrés sur la figure 41 de l'annexe (C)).

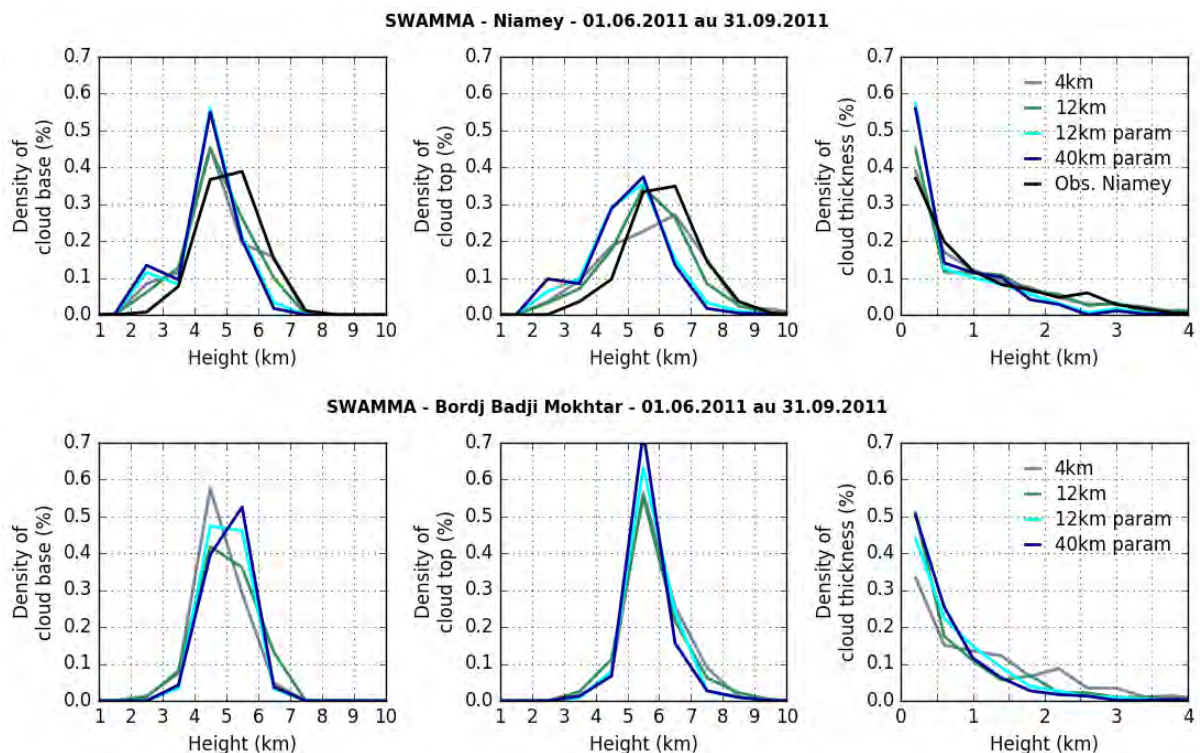


Figure 7.11: Distribution (à gauche) des bases, (au milieu) des sommets et (à droite) des épaisseurs par colonnes lorsqu'un nuage de mi-niveau est détecté en JJAS à partir des simulations SWAMMA avec les résolutions horizontales à 4 km (en gris), à 12 km (en vert), à 12 km_{param} (en cyan) et à 40 km_{param} (en bleu) à Niamey (Niger) (à haut) et à Bordj Badji Mokhtar (BBM) (Algérie) (à bas). Les distributions des bases, sommets et épaisseurs déduits des observations sur le site sol de Niamey sur cette même période ont été ajoutées en noir.

A Niamey, l'altitude des bases s'étale entre 2 et 8 km avec un pic entre 4 et 5 km. En convection paramétrée, les bases sont légèrement plus basses avec un premier pic entre 2 et 3 km d'altitude et moins de bases sont observées entre 5 et 7 km. L'altitude des sommets varie entre 2 et 10 km avec un pic entre 5 et 6 km excepté pour la simulation effectuée à 4 km de résolution qui est plus haut : entre 6 et 7 km. Comme pour les bases, les sommets en convection paramétrée sont légèrement plus bas avec un premier pic entre 2 et 3 km d'altitude et moins de sommets observés entre 6 et 8 km. En ce qui concerne les distributions des épaisseurs, elles sont comparables entre les quatre résolutions. En conclusion, les caractéristiques macrophysiques observées sur les simulations sur ce site sont également très similaires à celles observées à partir des données du site sol de Niamey en 2006 sur cette même période. Toutefois, on note un léger décalage d'environ 1 km vers le bas des bases et des sommets.

A Bordj Badji Mokhtar, les distributions des bases sont proches pour les quatre simulations variant entre 2 et 8 km d'altitude avec un pic entre 4 et 6 km ; légèrement plus élevé qu'à Niamey pour ce qui est des simulations en convection paramétrée. Les distributions de l'altitude des sommets sont également similaires : ils oscillent entre 2 et 10 km avec un pic entre 5 et 6 km. Les distributions des épaisseurs sont similaires excepté pour la simulation à 4 km qui présente moins de nuages fins.

7.2.4 L'environnement thermodynamique

Afin de comprendre d'où pourrait provenir cette différence d'occurrence à Bordj Badji Mokhtar lorsque l'on utilise une paramétrisation de la convection, nous nous sommes intéressés à l'environnement thermodynamique dans ces simulations.

La figure 7.12 montre l'humidité relative entre le 1^{er} juin et le 31 septembre 2011 à partir des simulations SWAMMA pour les résolutions horizontales de 4 km, 12 km, 12 km_{param} et 40 km_{param} à Niamey et à Bordj Badji Mokhtar. A première vue, on note de fortes différences dans la répartition de l'humidité relative entre ces deux sites. A Niamey, l'humidité relative se distribue verticalement en raison de la forte présence de la convection profonde dans cette région qui transporte sur la verticale de grandes quantités d'humidité. A Bordj Badji Mokhtar, l'humidité relative est importante (>75%) uniquement sur une bande d'altitude entre 4 et 6 km, là où les nuages de mi-niveau se forment. On observe parfois des transports verticaux d'humidité (comme par exemple du 22 au 30 août) mais beaucoup plus rarement qu'à Niamey. Ces résultats confirment donc que les nuages de mi-niveau observés à Bordj Badji Mokhtar semblent être de type stratiforme alors que ceux de Niamey semblent être davantage associés à des processus convectifs.

L'isotherme 0°C représenté par des points noirs sur la figure 7.12 indique que les nuages de mi-niveau se forment légèrement au-dessus de ce niveau sur le site de Bordj Badji Mokhtar laissant supposer que ces nuages seront composés de phase mixte et de glace.

A Bordj Badji Mokhtar, pour la simulation effectuée à 12 km_{param}, on observe sur la figure 7.12 entre 4 et 6 km d'altitude une augmentation de l'humidité relative comparée à la simulation effectuée à 12 km en convection explicite. A ces mêmes altitudes, lorsque l'humidité relative augmente nous notons une diminution de la température potentielle (non représenté). Cette augmentation s'observe distinctement sur la figure 7.13 représentant les différences d'humidité relative entre les deux simulations. Les zones en bleu indiquent une augmentation de l'humidité relative lorsque l'on passe en convection paramétrée de l'ordre de 11% (oscillant entre 2% et 17% suivant les couches) en moyenne entre 4 et 6 km d'altitude sur toute la période. La même figure a été réalisée pour les simulations à 12 km_{param} et 40 km_{param}. A 40 km, il y a une diminution d'environ 6% de l'humidité relative entre 4 et 6 km d'altitude

comparé à 12 km en accord avec la baisse de la fréquence d'occurrence. Sur le site de Niamey, d'après la figure 7.13, peu de différences en humidité relative s'observent entre les deux simulations à 12 km. La moyenne sur cette période est de l'ordre de 8% (oscillant entre 6% et 11% suivant les couches) entre 4 et 6 km d'altitude.

Dans les simulations en convection paramétrée du projet Cascade qui utilisaient le même modèle, *Birch et al. (2014)* soulignent également des biais importants dans le cycle de l'eau, associés au cycle diurne et à la localisation de la convection. Ils observent notamment avec la résolution horizontale à 12 km en convection paramétrée, une advection d'humidité sur le Sahara bien trop importante en raison d'un fort gradient de pression entre le Sahel et le Sahara (cf. Fig. 6 de *Birch et al. (2014)*). En revanche, du fait d'un faible gradient de pression entre le Golfe de Guinée et le Sahel, le Sahel quant à lui possédait une advection d'humidité bien trop faible. La résolution horizontale à 40 km est capable de déclencher davantage de convection sur le Sahel. Cela signifie que le gradient de pression entre le Golfe de Guinée et le Sahel est plus fort à 40 km de résolution qu'à 12 km et donc que l'advection d'humidité est plus importante. A l'inverse, dans les simulations en convection explicite avec la résolution horizontale à 12 km, *Birch et al. (2014)* montrent des processus différents : un fort gradient de pression entre le Golf de Guinée et le Sahel produisant des vents forts induisant une augmentation du flux d'humidité vers le Sahel et engendrant davantage de pluies dans cette région, et un faible gradient de pression entre le Sahel et le Sahara entraînant par conséquent moins de transport d'humidité vers le Sahara. Cela est en accord avec les résultats montrés sur la figure 7.9 et notamment avec les moyennes des fréquences d'occurrence sur la période MJJAS. A Bordj Badji Mokhtar, on a noté que l'occurrence était maximale pour la simulation à 12 km_{param} puis venait celle à 40 km_{param} et enfin à 4 km et 12 km en convection explicite. A Niamey, ce sont les résolutions avec la convection explicite qui engendraient des occurrences plus importantes. Si nous reprenons les travaux de *Birch et al. (2014)*, en convection explicite, dans la région de Bordj Badji Mokhtar, il y a peu d'humidité conduisant à la faible formation de nuages ; c'est pourquoi l'occurrence des nuages de mi-niveau est plus faible à cette résolution. En convection paramétrée, à 12 km, il y a une advection d'humidité dans cette région engendrant la formation d'une quantité importante de nuages et donc de nuages de mi-niveau. Cela induit donc une forte occurrence de ces nuages comme nous l'avons observée dans la figure 7.9. Toutefois le gradient de pression entre le Sahel et le Sahara est beaucoup plus important à 12 km_{param} qu'à 40 km_{param} ; c'est pourquoi avec cette dernière résolution l'occurrence des nuages de mi-niveau est légèrement plus faible qu'à 12 km. Pour Niamey, en convection explicite, il y a une advection d'humidité provenant du Golfe de Guinée engendrant un maximum d'occurrence des nuages de mi-niveau alors qu'en convection paramétrée, à 12 km, cette advection s'estompe provoquant une diminution de l'occurrence nuageuse dans cette région. Toutefois, comme la convection arrive quand même à se déclencher sur le Sahel à 40 km de résolution, cela provoque une légère augmentation de l'occurrence des nuages de mi-niveau comparée au 12 km_{param} mais pas autant qu'avec le 12 km en convection explicite.

Compte tenu de la résolution verticale de ce modèle, l'existence de couche d'inversion au voisinage des nuages de mi-niveau peut être explorée. Les gradients de températures dT/dz sont représentés sur la figure 7.14. Sur les deux sites, on note des gradients de température plus importants là où s'observent les nuages de mi-niveau entre 4 et 7 km d'altitude ; cela est en accord avec la présence d'inversions au sommet des nuages des clusters 2 et 3 (cf. section 6.2.1.2.3). Ces gradients sont encore plus marqués sur le site de Bordj Badji Mokhtar. Comparés à l'isotherme 0°C, ces forts gradients se situent au-dessus sur le site de Bordj Badji Mokhtar. A Niamey, ces forts gradients sont beaucoup plus proches de l'isotherme 0°C mais toujours au-dessus. *Johnson et al. (1999)* dans le Pacifique Tropical

notaient également des gradients de température plus importants au niveau des nuages de mi-niveau mais associés très distinctement à l'isotherme 0°C (cf. Figures 5 et 13 de l'article).

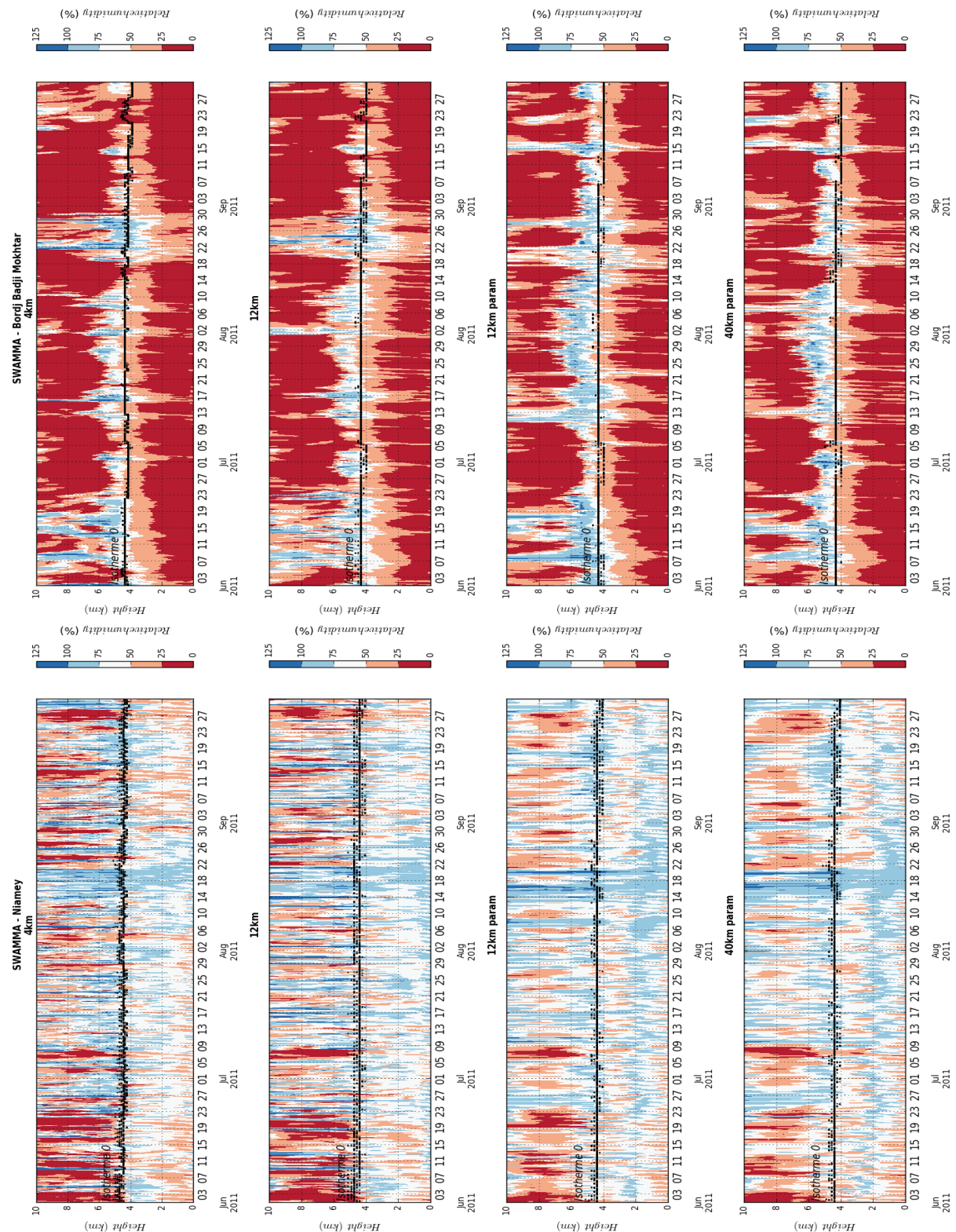


Figure 7.12: Humidité relative en JJAS à partir des simulations SWAMMA avec les résolutions horizontales à 4 km, à 12 km, à 12 km_{param} et à 40 km_{param} à Niamey (Niger) (à gauche) et à Bordj Badji Mokhtar (BBM) (Algérie) (à droite). L'isotherme 0°C est représenté par des points noirs.

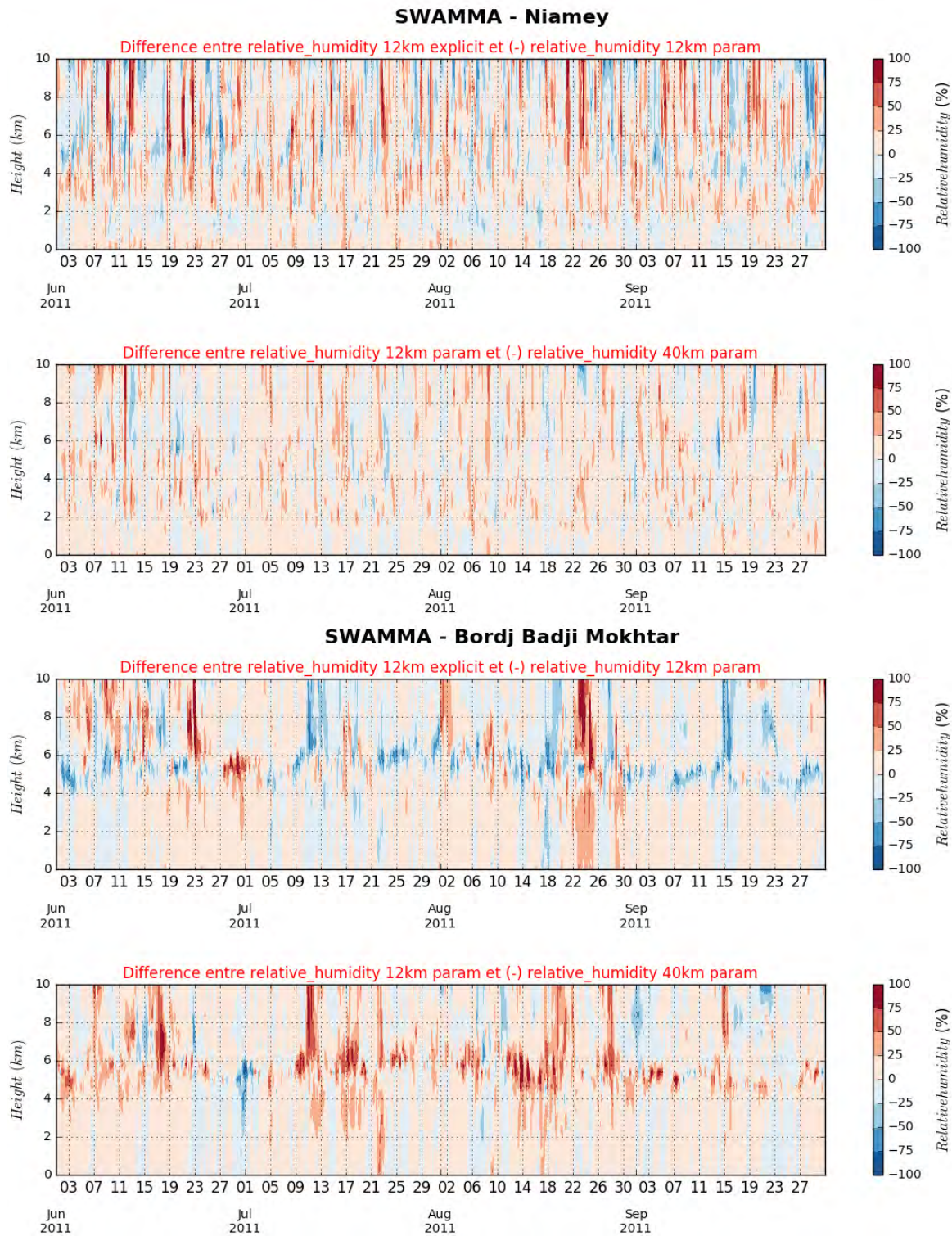


Figure 7.13: Différence entre les humidités relatives avec les résolutions horizontales à 12 km et 12 km_{param} et à 12 km_{param} et 40 km_{param} pour JJAS à partir des simulations SWAMMA à Niamey (Niger) (en haut) et à Bordj Badji Mokhtar (BBM) (Algérie) (en bas).

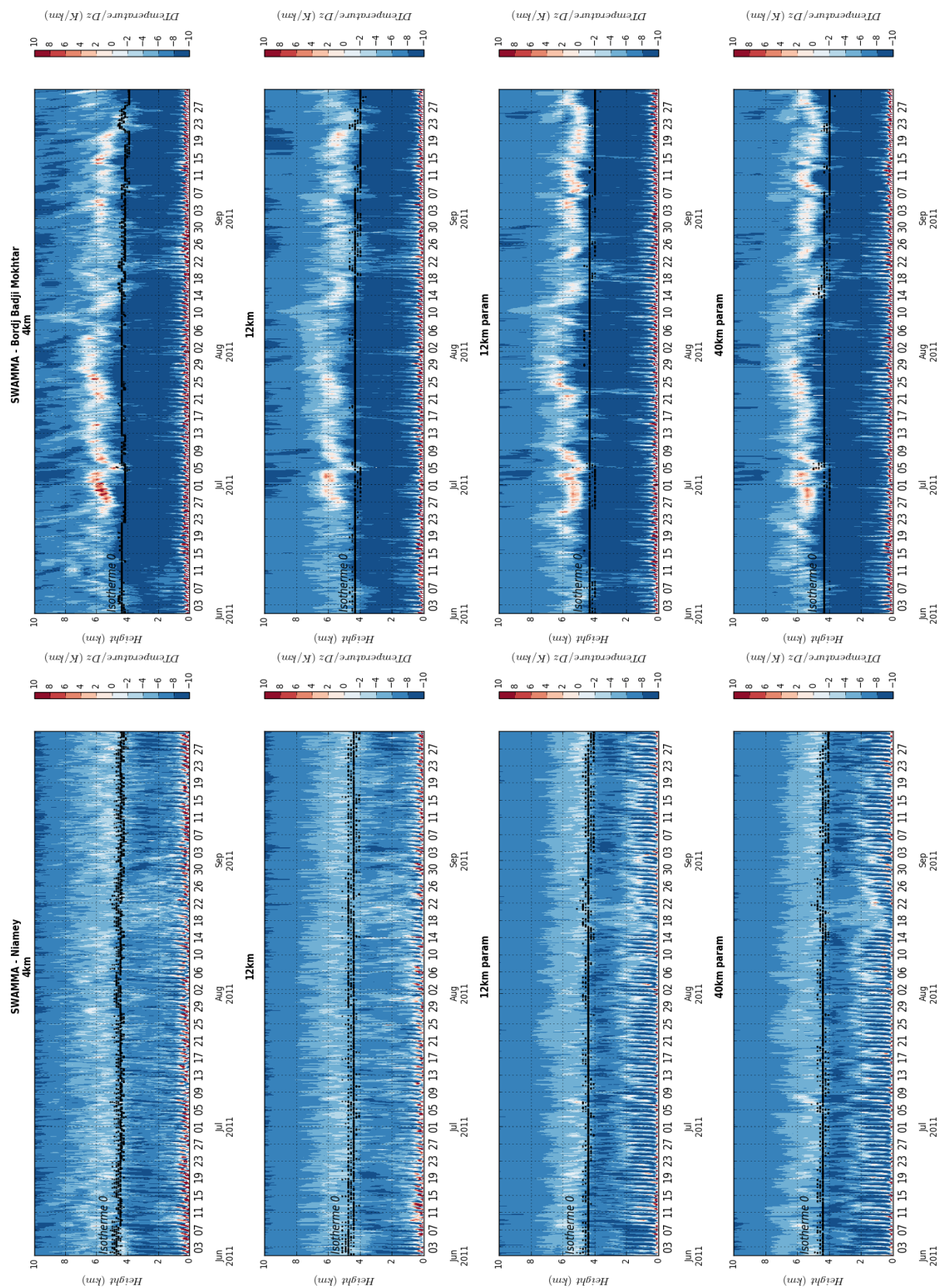


Figure 7.14: Gradient vertical de température (K/km) pour JJAS à partir des simulations SWAMMA avec les résolutions horizontales à 4 km, à 12 km, à 12 km_{param} et à 40 km_{param} à Niamey (Niger) (à gauche) et à Bordj Badji Mokhtar (BBM) (Algérie) (à droite). L'isotherme 0°C est représenté par des points noirs.

Les profils moyens de la température potentielle et de l'humidité relative pour ces quatre résolutions et ces deux sites sur la période de mousson sont montrés sur la figure 7.15. Sur les profils de température potentielle, à Niamey, les différences principales s'observent entre 0 et 1500 m d'altitude ayant sans doute peu d'influence sur la représentation des nuages de mi-niveau. On notera toutefois à Niamey qu'entre 6 et 8 km d'altitude, le profil à 12 km de résolution en convection non paramétrée est le plus chaud. A BBM, on note plus de différences au niveau des inversions ; les simulations prévoient une couche limite trop neutre entre la surface et 5 km d'altitude par rapport aux observations. Toutefois, la SAL est bien marquée sur les profils à BBM alors que l'inversion est moins nette sur les profils à Niamey. Globalement, les profils de Niamey sont comparables aux observations ; en revanche à BBM, les inversions sont plus basses. Nous avons vu au chapitre 6 que la présence d'une inversion semble favoriser l'occurrence de nuages de type stratiformes. En ce qui concerne l'humidité relative, on remarque de fortes différences entre les deux sites tout comme nous avons pu l'observer sur la figure 7.12. A Niamey, les profils des simulations où la convection profonde est explicite sont plus secs que ceux des simulations où la convection profonde est paramétrée. Ces deux derniers profils sont comparables ; deux pics d'humidité apparaissent : l'un légèrement en dessous de 2 km d'altitude et l'autre légèrement en dessous de 5 km d'altitude. Ce dernier pic s'observe là où l'occurrence des nuages de mi-niveau est maximale (cf. Fig. 7.8 et 7.9) et est comparable aux observations. Pourtant, on note moins de nuages de mi-niveau à Niamey pour les simulations avec convection paramétrée. A BBM, les profils de ces quatre résolutions sont beaucoup plus proches puisqu'un pic d'humidité s'observe pour tous les profils vers 5 km d'altitude, encore une fois là où l'occurrence des nuages de mi-niveau est maximale (cf. Fig. 7.8 et 7.9). Le maximum d'humidité relative s'observe pour la simulation à 12 km_{param} à BBM mais celle-ci est légèrement inférieure à l'humidité relative observée à cette même altitude avec la même résolution à Niamey. Comparées aux observations, les simulations génèrent moins d'humidité à partir de 5 km d'altitude.

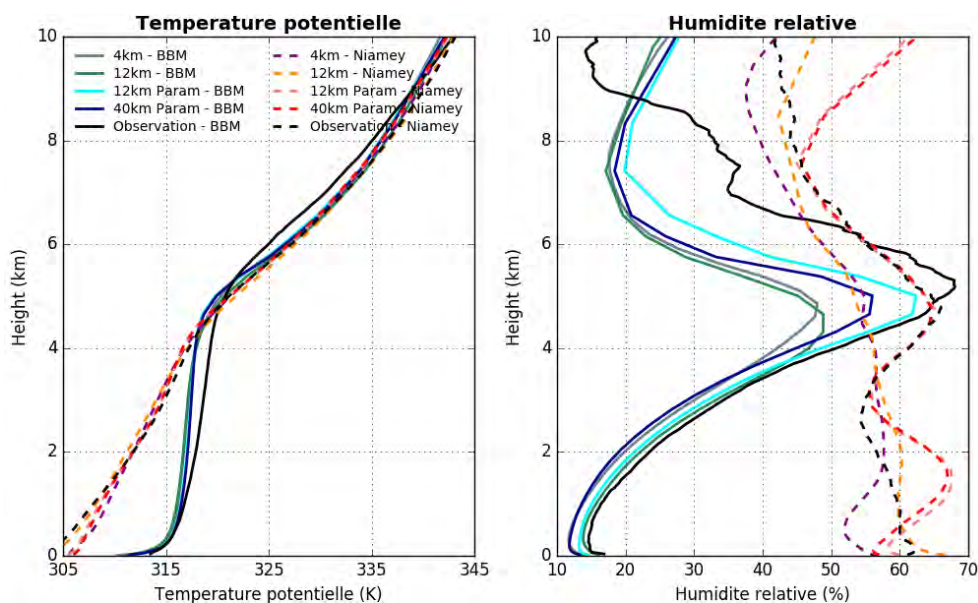


Figure 7.15: Profils moyens (à gauche) de la température potentielle et (à droite) de l'humidité relative en JJAS à partir des simulations SWAMMA avec les résolutions horizontales à 4 km, 12 km, 12 km_{param} et 40 km_{param} à Niamey (Niger) (en couleur chaude) et à Bordj Badji Mokhtar (BBM) (Algérie) (en couleur froide). Les profils moyens de la température potentielle et de l'humidité relative en JJAS obtenus à partir des observations sur le site sol de Niamey ont été ajoutés en trait pointillé noir et ceux en juin obtenus à partir des observations sur le site sol de BBM ont été ajoutés en trait plein noir.

Cette étude de la représentation des nuages de mi-niveau à partir de simulations à fine résolution avec ou sans paramétrisation de la convection a permis de montrer sur le site de Niamey que plus la résolution est fine, meilleure est la représentation des nuages de mi-niveau ; cela est en lien avec la thermodynamique des simulations (cf. partie 7.2.4). La paramétrisation de la convection joue un rôle important dans la représentation de ces nuages sur le site de Bordj Badji Mokhtar puisque l'on a observé davantage d'humidité relative entre 4 et 6 km d'altitude lorsque la convection était paramétrée et donc davantage de nuages de mi-niveau. Ces biais d'humidité observés lorsque la convection est paramétrée ont également été notés dans les réanalyses ERA-Interim ECMWF et dans celles du Centre National de Prévision Environnemental (NCEP) évaluées par *Meynadier et al. (2010)* ainsi que dans les modèles globaux opérationnels et les modèles de climat (*Marshall et al. 2013b; Birch et al. 2014*).

En comparaison avec le modèle HadGEM2-A du Met Office, nous avons pu observer quelques ressemblances mais également dissemblances avec les simulations utilisant la résolution à 40 km en convection paramétrée sur le site de Niamey. Pour ce qui est de l'occurrence, durant la période MJJAS, cela apparaît assez similaire ; en revanche, le cycle diurne est légèrement différent puisque dans le modèle HadGEM2-A un pic s'observe entre 1400 UTC et 1800 UTC ce qui n'est pas le cas dans les simulations SWAMMA. Toutefois, dans les deux cas, nous notons un pic entre 0200 UTC et 0600 UTC. Les caractéristiques macrophysiques des nuages de mi-niveau semblent être également comparables puisque les bases s'observent majoritairement vers 4-5 km d'altitude et les sommets vers 5-6 km d'altitude dans les deux cas. Pour ce qui est du profil de température potentielle, là encore on observe des ressemblances. Les profils d'humidité relative sont sensiblement différents avec des pics d'humidité positionnés à des altitudes différentes alors qu'une physique proche est utilisée dans les deux modèles. Les champs de forçage (cf. section 4.3.1) dans les simulations SWAMMA peuvent être à l'origine des différences dans les champs dynamiques et thermodynamiques amenant à des caractéristiques différentes de nuages de mi-niveau.

7.3 Conclusion

Au travers de l'étude de la représentation des nuages de mi-niveau dans des modèles de climat et dans des modèles à plus fines résolutions, nous avons pu voir que la simulation des nuages de mi-niveau demeure un challenge.

Cette évaluation a été menée pour six modèles de climat : CanAM4, HadGEM2-A, IPSL-CM5A-LR, IPSL-CM5B-LR, MPI-ESM-LR, CNRM-CM5 et CNRM-CM6, en comparaison aux observations obtenues à la station ARM de Niamey durant la période de mousson en 2006. Globalement, tous les modèles de climat simulent des nuages de mi-niveau ; ils montrent cependant une grande variété de la fréquence d'occurrence en termes d'intensités, d'altitude du pic d'occurrence, de cycle saisonnier et d'extension verticale des nuages par rapport aux observations. Un guidage de la dynamique pour le modèle CNRM-CM6 permet d'améliorer l'occurrence des nuages de mi-niveau durant une année complète, montrant l'importance de la situation synoptique. Au travers de l'analyse de l'environnement thermodynamique de ces modèles et notamment des profils moyens de l'humidité relative, nous avons pu voir qu'il n'est pas évident d'établir un lien entre l'occurrence de ces nuages et l'humidité.

L'influence de la résolution horizontale et verticale a été abordée via l'utilisation de simulations à fine résolution et au delà l'influence de la paramétrisation de la convection. Ainsi des simulations régionales à 40km, 12km et 4 km, à Niamey, nous ont permis de montrer que plus la résolution est fine plus les nuages de mi-niveau tendent à être mieux

représentés en termes de fréquence d'occurrence, de cycle diurne et de caractéristiques macrophysiques. Ces mêmes simulations régionales à Bordj Badji Mokhtar ont montré que la paramétrisation de la convection joue un rôle important dans la représentation de ces nuages puisque un pic d'humidité relative s'observe entre 4 et 6 km d'altitude lorsque la convection est paramétrée engendrant davantage de nuages de mi-niveau.

Le modèle HadGEM2-A du Met Office et la simulation SWAMMA à 40 km de résolution en convection paramétrée ont pu être comparé dans ces travaux. Nous avons pu noter des ressemblances en ce qui concerne l'occurrence des nuages de mi-niveau, leurs propriétés macrophysiques et le profil de température potentielle ainsi que des différences en terme de cycle diurne et de profil d'humidité relative. Afin de mieux comprendre d'où peuvent provenir ces similitudes et ces dissemblances entre simulations, l'étude de leurs champs dynamiques et thermodynamiques pourrait être réalisé.

8 CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

8.1 Conclusions

Afin de documenter les nuages de mi-niveau en Afrique de l'Ouest et de mieux comprendre les processus mis en jeu dans leur occurrence, trois jeux de données constitués d'observations par télédétection active ont été combinés. Les deux premiers jeux de données sont des observations sol dans des environnements différents : l'un couvrant une année complète au Sahel à Niamey durant la phase de terrain du programme AMMA en 2006 et l'autre couvrant un mois dans le Sahara à Bordj Badji Mokhtar durant la campagne Fennec en juin 2011. Le dernier jeu de données est constitué d'observations satellites de CloudSat et CALIPSO appartenant à la constellation de l'A-Train. Quatre années de données, de juin 2006 à mai 2010, nous ont permis d'avoir une information sur la répartition géographique de ces nuages en Afrique de l'Ouest.

Ces nuages s'observent tout au long de l'année avec une occurrence plus importante durant la période de mousson et notamment tôt le matin entre 0200 UTC et 0600 UTC. En Afrique de l'Ouest, on les observe plus fréquemment dans le Sud et l'Ouest, où ils sont associés à la dynamique de la mousson. On observe également durant l'été un maximum au nord-ouest qui paraît faire intervenir la dynamique de la dépression thermique saharienne. Ils sont généralement fins puisque la plupart d'entre eux ont une épaisseur inférieure à 1000 m. Nous avons pu également observer à Niamey que ces nuages sont principalement composés d'eau liquide.

Disposant d'un jeu de données complet sur le site sol de Niamey, nous y avons appliqué des méthodes de clustering afin de regrouper les nuages de mi-niveau ayant des caractéristiques communes. Trois types de nuages ont été identifiés : le premier avec de fortes épaisseurs de nuages (cluster 1), le deuxième avec des bases de nuages hautes (cluster 2) et le troisième avec des bases de nuages basses (cluster 3). Outre ces différences en termes de caractéristiques macrophysiques, ces nuages se différencient également par leurs caractéristiques microphysiques. Les nuages du cluster 1 possèdent des réflectivités plus élevées que les nuages des clusters 2 et 3. Cela suggère donc un contenu en eau et/ou en glace plus élevé dans les nuages de ce premier cluster. De plus, les nuages des clusters 2 et 3 sont majoritairement composés d'eau liquide alors que les nuages du cluster 1 sont majoritairement composés de glace. Nous avons également noté que 64% des nuages du cluster 1 sont précipitants tandis que les nuages des clusters 2 et 3 ne sont que légèrement ou pas précipitants avec respectivement 6% et 14% de nuages précipitants. Finalement, au travers de ces caractéristiques macro- et microphysiques, peu de différences apparaissent entre les nuages des clusters 2 et 3. Néanmoins, les cycles annuels de ces deux clusters sont distincts. Les nuages du cluster 2 se produisent principalement "avant" et "pendant" la mousson tandis que les nuages du cluster 3 se produisent "pendant" et "après" la mousson. Les nuages du cluster 1, quant à eux, se produisent principalement pendant la mousson. Les nuages des clusters 2 et 3 ont également certaines propriétés thermodynamiques en commun, par exemple on observe souvent de fortes inversions de température potentielle juste au-dessus de leurs sommets, ce qui suggère un rôle de ces inversions dans la limitation du développement vertical de ces nuages. En revanche, aucune inversion de ce type n'est trouvée pour les nuages du cluster 1. Enfin, les nuages du cluster 1 se différencient des nuages des clusters 2 et 3 par leur impact radiatif plus élevé dans les domaines du visible et de l'infrarouge.

Ces différences sont compatibles avec l'hypothèse que les nuages du cluster 1 seraient associés à des processus de convection (congestus de [Johnson et al., 1999](#); [Zuidema,](#)

1998). Les nuages des clusters 2 et 3 montrent quant à eux des caractéristiques plus proches des nuages stratiformes (*Ansmann et al. 2009; Heymsfield et al. 1991; Schmidt et al. 2014*). Nous n'avons malheureusement pas eu le temps d'étudier plus précisément le rôle de la dynamique atmosphérique, et en particulier les advections de vapeur d'eau, dans l'existence de ces nuages de moyenne troposphère. L'utilisation de rétro-trajectoires dans des simulations à fine résolution pourrait nous aider dans une étude future à déterminer l'origine de cette humidité permettant la formation de ces nuages.

Ce travail de classification a été étendu à l'Afrique de l'Ouest à partir des données satellites de CloudSat-CALIPSO, montrant que les trois mêmes clusters se retrouvent sur des domaines géographiques plus larges.

De précédentes études ont montré que les nuages de mi-niveau ne sont pas bien représentés dans les modèles (*Roehrig et al. 2013*). Dans un premier temps, nous avons comparé cinq modèles de climat avec pour certains des modifications de leurs paramétrisations physiques ou de leurs configurations (CanAM4, HadGEM2-A, IPSL-CM5A-LR, IPSL-CM5B-LR, MPI-ESM-LR, CNRM-CM5, CNRM-CM6 et CNRM-CM6-nudgé) aux observations obtenues sur le site sol de Niamey durant la période de mousson. Puis dans un second temps, en s'appuyant sur des simulations régionales réalisées dans le cadre du projet SWAMMA (<http://gtr.rcuk.ac.uk/projects?ref=NE%2FL005352%2F1>), ayant des résolutions beaucoup plus fines que celles des modèles de climat, nous avons analysé comment les nuages de mi-niveau étaient représentés à Niamey mais également à Bordj Badji Mokhtar pendant cette même période. Quatre simulations se différenciant par leur résolution horizontale et/ou par leur paramétrisation de la convection ont été utilisées. Deux d'entre elles sont utilisées en convection explicite (4 et 12 km) et les deux autres en convection paramétrée (12 km et 40 km).

Quelle que soit la résolution du modèle, tous génèrent des nuages de mi-niveau. Pour les simulations climatiques CMIP5, leur occurrence en termes d'intensité, d'altitude du pic d'occurrence, de cycle saisonnier et d'extension verticale des nuages n'est pas identique suivant les modèles de climat et plus particulièrement suivant la physique du modèle. Une analyse plus poussée a pu être effectuée pour le modèle CNRM-CM dont deux versions de la physique étaient disponibles ainsi qu'une simulation pour laquelle la dynamique était guidée en tout point du domaine vers celle des réanalyses, corrigeant ainsi les biais de positionnement des structures dynamiques synoptiques. En analysant l'environnement thermodynamique de ces simulations et notamment les profils de l'humidité relative, nous avons déterminé que l'occurrence de ces nuages n'est pas simplement liée à l'humidité ; plus d'humidité vers 5 km d'altitude n'entraîne pas forcément une meilleure simulation de ces nuages. Dans les simulations à fine résolution, l'influence de la résolution horizontale et verticale a été abordée ainsi que l'influence de la paramétrisation de la convection. Cela nous a permis de voir qu'à Niamey une résolution plus fine engendre une meilleure représentation de ces nuages ; toutefois cela semble relié à la thermodynamique et à la dynamique de chaque simulation qui diffère suivant sa résolution et le fait qu'elle utilise ou non une paramétrisation de la convection (*Marsham et al. 2013b; Birch et al. 2014*). A Bordj Badji Mokhtar, la paramétrisation de la convection joue un rôle important dans la représentation de ces nuages puisque l'on note davantage de nuages à 12 km_{param} et 40 km_{param} en raison d'un pic d'humidité entre 4 et 6 km d'altitude. Nous avons également remarqué que les nuages de mi-niveau détectés à Bordj Badji Mokhtar sont plus fins alors que ceux détectés à Niamey ont un développement vertical plus important.

8.2 Perspectives

Les perspectives de travail sur ces nuages de mi-niveau peuvent s'articuler autour de trois axes principaux.

Le premier axe concerne l'observation des nuages de mi-niveau.

- Comme réalisé dans la thèse de *Sutphin (2013)*, il serait judicieux de mieux documenter l'environnement de ces nuages et en particulier le type de stratification nuageuse dans lequel ils se produisent, c'est-à-dire au-dessus de nuages bas et/ou en-dessous de nuages hauts. Cela pourrait permettre par exemple de mieux comprendre le rôle de la convection profonde dans leur formation (hypothèse du détrainement), et dans quelle mesure la structure thermodynamique est importante.

- Il serait intéressant également de poursuivre l'analyse réalisée à partir des données satellites de CloudSat-CALIPSO. A partir des quatre années d'échantillonnage voire davantage, les cycles d'occurrence et diurne ainsi que les caractéristiques macrophysiques des nuages de mi-niveau ont été documentés. Une des perspectives de ce travail serait de regarder la composition des nuages de mi-niveau à partir de la classification établie dans le cadre du projet DARDAR (*Delanoë and Hogan 2010; Ceccaldi et al. 2013*). Le radar embarqué sur CloudSat n'est pas de type Doppler et ne dispose pas de mesures de dépolarisation, il s'agit donc d'une catégorisation plus simplifiée que celle appliquée sur le jeu de données de la station ARM à Niamey en 2006. Dans un second temps, il serait intéressant également de regarder l'impact radiatifs de ces nuages détectés en Afrique de l'Ouest. Comme pour le travail effectué sur les données sol de Niamey, l'impact dans les domaines du visible et de l'infrarouge à la surface et au sommet de l'atmosphère pourraient être étudié. Au delà, la structure verticale du chauffage atmosphérique associé à ces nuages pourrait être documenté à partir des produits CERES CCCM (*Kato et al. 2011*) ou FLXHR-LIDAR (*Henderson et al. 2013*).

- Nous avons vu dans ces travaux qu'il n'a pas été évident de quantifier l'impact radiatifs dans les domaines du visible et de l'infrarouge des trois types nuageux observés sur le site de la station ARM à Niamey en 2006 en raison de plusieurs facteurs. Cela s'explique par le nombre important de scènes multi-couches (nuage bas/nuage de mi-niveau et nuage de mi-niveau/nuage haut) dans lesquelles les nuages de mi-niveau s'observent ainsi que du faible nombre de scènes en ciel clair. Il serait donc intéressant de regarder plus en détails l'impact de ces trois types de nuages en utilisant davantage de données sur plusieurs années. Cela peut être également effectué sur d'autres sites sols puisque à présent nous savons au travers des méthodes de clustering appliquées en Afrique de l'Ouest et sur la région de Niamey que ces trois types de nuages sont représentatifs de l'Afrique de l'Ouest.

- Cette thèse s'est intéressée à deux sites en particulier en Afrique de l'Ouest : l'un au Sahel, Niamey, et l'autre au Sahara, Bordj Bajdi Mokhtar. Nous avons vu dans ces travaux des différences notables dans la structure des nuages de mi-niveau sur ces deux sites : de type presque exclusivement stratiforme à Bordj Badji Mokhtar alors qu'on observe des types convectifs à Niamey. Quelques hypothèses ont été émises pour expliquer ces divergences, notamment dans la section 5.5 décrivant leur environnement thermodynamique ; cependant ces différences ne sont pas totalement comprises et expliquées. Des analyses plus poussées en comparant ces deux environnements seraient donc intéressantes ; pour ce faire, le jeu de données acquis à Tamanrasset pendant la campagne AMMA (*Cuesta et al. 2008*), soit également au Sahara, permettrait de disposer de plus de données dans cette région.

- Les données de la campagne de mesures DACCIWA ([Knippertz et al. 2015](#)) s'intéressant aux interactions entre les aérosols issus de feux de biomasses et de sel de mer et les nuages dans le Golfe de Guinée, ayant eu lieu durant l'été 2016, permettrait de mieux comprendre le lien entre les aérosols et la formation ainsi que le maintien des nuages de mi-niveau dans cette région. A partir des vols aéroportés notamment, des cas d'études sur ces nuages de mi-niveau pourraient être réalisés. De plus, il serait intéressant de caractériser le rôle des aérosols désertiques, c'est-à-dire des poussières, sur la formation des nuages de mi-niveau en Afrique de l'Ouest et plus particulièrement au niveau du Sahara afin de savoir si les poussières sont un élément déclencheur de leur formation car on sait qu'à Bordj Badji Mokhtar dans le sud de l'Algérie, il y a des mécanismes de soulèvement de poussières, les haboobs, que l'on ne rencontre que peu au Sud ([Cuesta et al. 2008](#); [Marsham et al. 2013a](#)).

- La méthode utilisée ici pourrait être appliquée à d'autres sites disposant des instruments de télédétection active radar et lidar afin de documenter d'autres environnements. On peut penser notamment dans un premier temps aux autres sites ARM qui sont déployés dans le monde mais également à celui de la Barbades aux Antilles déployé par le MPI ([Stevens et al. 2016](#)). Les sites ARM dans les Tropiques permettraient d'analyser dans un premier temps si les caractéristiques des nuages observés à Niamey se retrouvent, comme ce que nous avons pu observer avec les travaux de [Riihimaki et al. \(2012\)](#) à Darwin en Australie. Dans un second temps, nous pourrions comparer des climats tropicaux différents : un climat continental humide avec un climat continental sec et/ou un climat continental avec un climat océanique. Le site ARM des Grandes Plaines du Sud aux États-Unis pourrait également être utilisé afin de documenter plus précisément ces nuages dans les moyennes latitudes.

Le deuxième axe concerne les mécanismes responsables de la formation et du maintien de ces nuages de mi-niveau.

- Le rôle de la circulation sur l'existence de ces nuages de mi-niveau (et/ou inversement le rôle de ces nuages sur la circulation) pourrait également être analysé en s'intéressant notamment à la structure verticale du bilan de vapeur d'eau dans les simulations à fine résolution SWAMMA. Des rétro-trajectoires à partir de ces simulations à 4 km de résolution sur l'Afrique de l'Ouest pourraient également nous aider à déterminer l'origine de cette humidité permettant la formation de ces nuages.

- Dans le prolongement de mes travaux sur le site ARM de Niamey en 2006, il serait intéressant de réaliser des simulations détaillées avec le modèle Méso-NH sur chacun des trois clusters obtenus avec ces données. Via une approche de modélisation simplifiée/idéalisée, l'étude pourrait se concentrer sur des tests de sensibilité en utilisant différents facteurs : le cycle diurne, les profils thermodynamiques, la position de l'isotherme 0°C, l'influence du vent, la sensibilité aux profils d'aérosols et à la résolution verticale. Des simulations avec le modèle 3D Méso-NH pourraient également être effectuées afin de s'intéresser aux cycles de vie de ces trois types de nuages de mi-niveau et par conséquent aux modes de croissances des hydrométéores ainsi qu'au rôle des processus turbulents et radiatifs. Cela nous permettrait ainsi de mieux comprendre les mécanismes conduisant à la formation et au maintien de ces nuages.

- Enfin, au travers de ces travaux, nous avons vu que les nuages de mi-niveau sont davantage présents pendant la période de mousson. Nous pourrions donc également étudier l'impact de ces nuages sur la circulation de la mousson africaine en réalisant des composites mensuels des vents situés dans les basses couches provenant du sud-ouest et remontant vers le nord. Les Plumes Tropicales peuvent également expliquer la présence de nuages de mi-niveau dans le nord-ouest de l'Afrique de l'Ouest. Comme pour le flux de mousson, des composites de ces phénomènes pourraient être réalisés auxquels nous

superposerions l'occurrence des nuages de mi-niveau. Un cas d'étude pourrait également être mise en place en sélectionnant une Plume Tropicale en particulier afin d'étudier comment varie l'occurrence des nuages de mi-niveau.

Le dernier axe concerne l'évaluation et l'amélioration de la représentation des nuages de mi-niveau dans les modèles.

- Au travers des résultats obtenus à partir des différents types de modèles, nous avons vu que la représentation des nuages de mi-niveau diffère fortement. Il serait donc intéressant de comprendre plus en détails quelles paramétrisations sont responsables de l'occurrence de ces nuages en se concentrant sur la dynamique et la thermodynamique. Des expériences pourraient être réalisées dans des modèles uni-colonne (SCM pour Single Column Model) afin d'établir des diagnostics sur les paramétrisations utilisées dans les modèles.

- De plus, comme pour les données satellites, il serait intéressant d'étudier plus en détail la composition de ces nuages à la fois dans les simulations régionales réalisées dans le cadre du projet SWAMMA et dans les modèles de climat.

- Comprendre également quel est leur effet radiatif dans les domaines du visible et de l'infrarouge à la fois dans les simulations régionales réalisées dans le cadre du projet SWAMMA et dans les modèles de climat serait également utile et instructif.

- Dans les modèles régionaux où les résolutions sont plus fines c'est-à-dire se rapprochant de celles des observations, et plus particulièrement celle à 4 km, nous pourrions déterminer des objets nuageux puis appliquer les méthodes de clustering afin de déterminer comment se répartissent les types de nuages de mi-niveau en Afrique de l'Ouest, depuis la côte guinéenne jusqu'au Sahara.

A. Synthèse sur les méthodes de regroupement : le clustering

Cette annexe a pour objectif dans un premier temps de décrire les différentes méthodes de clustering qu'ils existent et dans un second temps, de présenter les résultats obtenus avec la méthode de partitionnement K-Means sur les deux jeux de données sol. Ceux obtenus avec la méthode de hiérarchisation suivant la méthode de "Ward" sont décrits dans le manuscrit.

A.1 Les différentes méthodes de clustering

A.1.1. Définition du clustering

Le clustering est une méthode de classification permettant d'analyser des données en les regroupant selon des critères communs. Les diverses techniques de classification visent toutes à répartir n individus, caractérisés par p variables X_1, X_2, \dots, X_p en un certain nombre de sous-groupes K aussi homogènes que possible suivant ces critères, chaque groupe étant bien différencié des autres.

Le clustering est une méthode de classification non supervisée, c'est-à-dire qu'il ne fait pas intervenir de classes prédéfinies. Une bonne méthode de regroupement permet de garantir une grande similarité intra-groupe et une faible similarité inter-groupe.

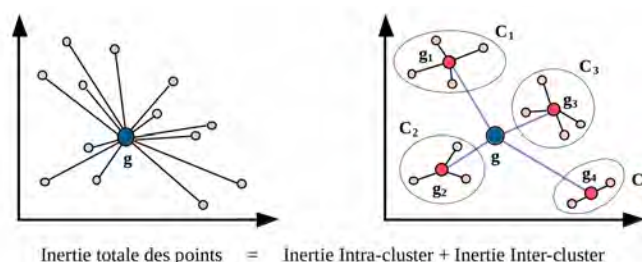


Figure 1: Bonne répartition des individus (Bisson and Siclad 2001)

La qualité d'un regroupement est donc relative à la mesure de similarité utilisée par la méthode. La similarité est exprimée par une mesure de distance. Les définitions de distance sont différentes suivant que les variables sont des variables nominales ou booléennes.

$$\begin{bmatrix} x_{11} & \dots & x_{1f} & \dots & x_{1p} \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ x_{i1} & \dots & x_{if} & \dots & x_{ip} \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ x_{n1} & \dots & x_{nf} & \dots & x_{np} \end{bmatrix} \quad \begin{bmatrix} 0 \\ d(2,1) & 0 \\ d(3,1) & d(3,2) & 0 \\ \vdots & \vdots & \vdots \\ d(n,1) & d(n,2) & \dots & \dots & 0 \end{bmatrix}$$

Figure 2: Matrice de données et de distances (c'est-à-dire mesure de dissimilarité)

A.1.2. Les différents types de données

Dans le cas le plus classique, les données peuvent correspondre à des séries de valeurs numériques (ex. poids, taille) contenues dans un intervalle. Avant d'utiliser ces données, on les normalise souvent afin de s'affranchir des unités de mesures ainsi que des dispersions (variances) des variables.

Les données peuvent également être binaires. Il peut s'agir par exemple du sexe d'une personne (M = 0 et F = 1), et la distribution de la variable peut être symétrique ou non, par exemple un test peut être positif ou négatif (0 ou 1) avec une valeur qui sera plus présente que l'autre. Avec ce type de données, les distances ne se mesurent que sur les variables asymétriques.

Il existe aussi des données nominales (par exemple la couleur), ordinales (avec une importance du rang) et mixtes.

Afin de combiner différents types de données, on définit une formulation pondérée de la distance.

A.1.3. Les mesures de distances ou métriques (= similarité des objets)

Soit $d(x,y)$ la distance entre x et y , les propriétés essentielles d'une distance sont (i) sa symétrie c'est-à-dire $d(x,y) = d(y,x)$, (ii) sa positivité c'est-à-dire $d(x,y) \geq 0$, (iii) sa distance nulle lorsque les points sont confondus c'est-à-dire $d(x,x) = 0$ et (iv) son inégalité triangulaire c'est-à-dire $d(x,y) \leq d(x,z) + d(z,y)$. Plusieurs formulations de la distance existent.

Pour des données continues sur un intervalle ou des valeurs discrètes, la distance de Minkowski est calculée avec la formule suivante :

$$d(i, j) = \sqrt[q]{(|x_{i1} - x_{j1}|^q + |x_{i2} - x_{j2}|^q + \dots + |x_{ip} - x_{jp}|^q)}$$

où $i = (x_{i1}, x_{i2}, \dots, x_{ip})$ et $j = (x_{j1}, x_{j2}, \dots, x_{jp})$ sont deux objets p -dimensionnels et q un entier positif.

La distance de Manhattan ($q = 1$) est calculée avec la formule suivante:

$$d(i, j) = |x_{i1} - x_{j1}| + |x_{i2} - x_{j2}| + \dots + |x_{ip} - x_{jp}|$$

La distance Euclidienne ($q = 2$) est calculée avec la formule suivante :

$$d(i, j) = \sqrt{(|x_{i1} - x_{j1}|^2 + |x_{i2} - x_{j2}|^2 + \dots + |x_{ip} - x_{jp}|^2)}$$

Cette dernière distance va permettre d'identifier des groupes «sphériques» dans l'espace de données plus ou moins séparés ou imbriqués, que l'on peut caractériser par un critère d'agrégation hiérarchique.

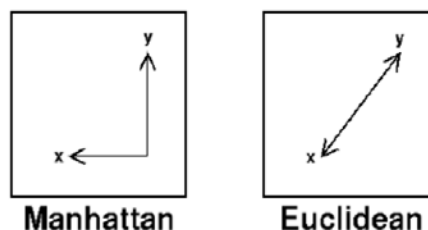


Figure 3: Distance de Manhattan et Euclidienne

Ces distances vectorielles sont utilisées pour rechercher des profils similaires. Le choix de la mesure de distance entre individus dépend des données étudiées et des objectifs.

Pour des données binaires, on considère une table de contingence suivante avec x_i et x_j deux vecteurs binaires :

		Objet j	
		1	0
Objet i	1	a	b
	0	c	d

- Soit a le nombre de fois où $x_i = x_j = 1$
- Soit b le nombre de fois où $x_j = 0$ et $x_i = 1$
- Soit c le nombre de fois où $x_j = 1$ et $x_i = 0$
- Soit d le nombre de fois où $x_j = x_i = 0$

Dans ce cas, on utilise souvent les distances de similarités de Russel et Rao : $D(x_i, x_j) = a / (a+b+c+d)$, de Jaccard : $D(x_i, x_j) = a / (a+b+c)$ et de Dice ou Czekanowski : $D(x_i, x_j) = 2a / (2a+b+c)$

A.1.4. Les méthodes de clustering

Il existe deux classes principales d'algorithmes qui sont les méthodes de partitionnement et les méthodes hiérarchiques.

Les méthodes de partitionnement consistent à diviser de manière optimale l'ensemble des objets en un nombre fixé de groupes (K). L'objectif est ici de minimiser une mesure de la dissemblance intra-groupe pour K groupes. Le problème étant lié à l'optimisation d'une combinatoire, la solution trouvée sera rarement l'optimum global mais plutôt un des optimums locaux. On peut citer par exemple la méthode K-Means [k-moyennes], la méthode K-Medoids [k-medoids] ou PAM [Partitioning Around Medoids] et enfin la méthode des nuées dynamiques.

Les méthodes hiérarchiques fournissent elles une séquence de groupes imbriqués les uns dans les autres. La plupart des méthodes de groupement hiérarchique produisent une représentation des données de type dendrogramme. On peut citer par exemple les algorithmes agglomératifs [agglomerative, approche bottom-up] et les algorithmes de division [divisive, approche top-down]

Toutefois, il existe d'autres algorithmes tels que (i) les méthodes basés sur la densité permettant de grouper les objets tant que la densité de voisinage excède une certaine limite (ex. DBSCAN), et (ii) les méthodes basées sur des grilles permettant de diviser l'espace en cellules formant une grille multi-niveaux et de grouper les cellules voisines en termes de distance.

A.1.5. Les méthodes de partitionnement

L'objectif des méthodes de partitionnement est de trouver, parmi l'ensemble fini de toutes les partitions possibles, une partition qui optimise un critère défini a priori. En pratique, c'est souvent une approche irréalisable, car pour n objets et K classes on a : $K^n / K!$ partition possibles.

Pour construire une partition à K clusters d'une base D de n objets, on utilise souvent une des trois méthodes ci-dessous.

La première est la méthode K-Means ou méthode des centres mobiles ([MacQueen 1967](#)). Chaque cluster est représenté par son centre. Chaque objet sera affecté au groupe dont le centre est le plus proche. Le centre d'un groupe est la moyenne de tous les points de ce

groupe (barycentre / moyenne arithmétique). Il n'y a pas de cluster à contenu fixe, c'est-à-dire qu'on ne contraint pas chaque cluster à contenir X éléments.

La deuxième méthode est la méthode K-Medoids ou PAM (Partition around medoids) (*Kaufman and Rousseeum 1987*). Chaque cluster est représenté par un de ses objets. Cette méthode est plus coûteuse que K-Means car elle demande plus de calculs, mais elle est plus robuste que K-Means car elle est moins sensible aux « outliers », c'est-à-dire aux points très éloignés des autres.

La dernière méthode est la méthode des Nuées dynamiques; elle est basée sur l'identification des « formes fortes » (c'est-à-dire un ensemble d'éléments ayant toujours été regroupés ensemble) pour définir les clusters.

A.1.5.1. La méthode K-Means

A.1.5.1.1. L'algorithme K-Means

La méthode K-Means comprend cinq étapes. Tout d'abord, il faut fixer le nombre de clusters K à partir de la méthode Elbow (définie ci-dessous) puis la méthode va choisir aléatoirement K centres pour chaque cluster. Elle affectera ensuite chaque objet O au cluster C_i de centre M_i tel que la distance de O à M_i , $\text{dist}(O, M_i)$, soit minimale. L'étape suivante consiste à calculer la valeur de M_i pour chaque cluster (i.e. le barycentre). Ensuite, les deux dernières étapes sont réitérées jusqu'à ce qu'il y ait convergence, c'est-à-dire jusqu'à ce que plus aucun individu ne change de classe ; donc que les groupes ne soient plus modifiés.

L'inertie totale est

$$I_W = \sum_{k=1}^K I_k = \sum_{k=1}^K \sum_{i \in G(k)} \|\mathbf{x}_i - \mathbf{g}(k)\|^2$$

Cette équation mesure l'homogénéité de chaque classe.

Le barycentre de chaque groupe est recalculé à chaque nouvel individu introduit dans le cluster, sans attendre l'affectation de tous les individus. C'est une méthode itérative, c'est-à-dire jusqu'à ce que plus aucun élément ne bouge du cluster. L'inertie intra-classe diminue à chaque étape.

A.1.5.1.2. La représentation schématique de K-Means avec K = 2 classes

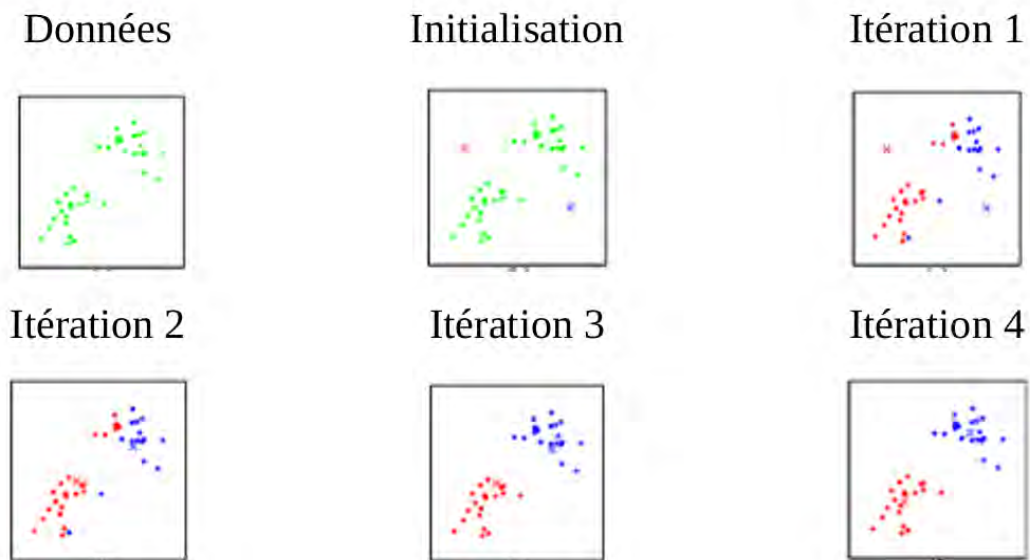


Figure 4: Algorithme K-Means avec $K = 2$

A.1.5.1.3. Exemple de la méthode K-Means

Dans cette section, nous présentons un exemple afin de mieux appréhender le fonctionnement de cette méthode.

Les données sont les suivantes : $A = \{1,2,3,6,7,8,13,15,17\}$.
Nous souhaitons créer trois clusters à partir de A .

On prend 3 objets au hasard. Supposons que l'on choisisse les trois premiers, soit 1, 2 et 3 pour commencer.

On a donc $C_1=\{1\}$, $M_1=1$, $C_2=\{2\}$, $M_2=2$, $C_3=\{3\}$ et $M_3=3$.

Chaque objet O est affecté au cluster duquel il est le plus proche. Par exemple, 6 est affecté à C_3 car $\text{dist}(M_3,6) < \text{dist}(M_2,6)$ et $\text{dist}(M_3,6) < \text{dist}(M_1,6)$.

On a $C_1=\{1\}$, $M_1=1$,

$C_2=\{2\}$, $M_2=2$

$C_3=\{3, 6,7,8,13,15,17\}$, $M_3=69/7=9.86$

Lors de la deuxième itération suivante, on obtient:

$\text{dist}(3,M_2) < \text{dist}(3,M_3) \rightarrow 3$ passe dans C_2 . Aucun des autres objets ne bouge.

$C_1=\{1\}$, $M_1=1$ $C_2=\{2,3\}$, $M_2=2.5$ $C_3=\{6,7,8,13,15,17\}$ et $M_3=66/6=11$

Les itérations suivantes se déroulent comme suit:

$\text{dist}(6,M_2) < \text{dist}(6,M_3) \rightarrow 6$ passe dans C_2 . Aucun des autres objets ne bouge.

$C_1=\{1\}$, $M_1=1$ $C_2=\{2,3,6\}$, $M_2=11/3=3.67$ $C_3=\{7,8,13,15,17\}$, $M_3=12$

$\text{dist}(2,M_1) < \text{dist}(2,M_2) \rightarrow 2$ passe en C_1 et $\text{dist}(7,M_2) < \text{dist}(7,M_3)$

$\rightarrow 7$ passe en C_2 . Aucun des autres ne bouge.

$C_1=\{1,2\}$, $M_1=1.5$ $C_2=\{3,6,7\}$, $M_2=5.34$ $C_3=\{8,13,15,17\}$, $M_3=13.25$

$\text{dist}(3,M_1) < \text{dist}(3,M_2) \rightarrow 3$ passe en 1 et $\text{dist}(8,M_2) < \text{dist}(8,M_3) \rightarrow 8$ passe en 2.

$C_1=\{1,2,3\}$, $M_1=2$ $C_2=\{6,7,8\}$, $M_2=7$ $C_3=\{13,15,17\}$, $M_3=15$

Les itérations sont alors terminées, et plus aucun objet ne change de cluster.

A.1.5.1.4. Avantages

Un avantage majeur de cette méthode est qu'il s'agit d'un algorithme de groupement simple et rapide (la convergence est parfois possible en une seule itération) donc relativement efficace. C'est d'ailleurs la méthode la plus utilisée pour traiter de grandes bases de données.

A.1.5.1.5. Inconvénients

Le premier inconvénient de cette méthode est la spécification à priori d'un nombre de clusters K . De plus, le résultat dépend du choix des centres initiaux : il ne correspond pas nécessairement au résultat optimum, mais à un optimum local. L'algorithme utilisé, non-déterministe, peut produire un résultat différent à chaque exécution suivant le choix (aléatoire) des centres initiaux. Cette méthode donne aussi un poids important aux "outliers". De plus, cette méthode est bien adaptée à des données numériques (pour lesquelles la moyenne est définie) mais elle est moins flexible que la classification AGNES pour des données plus « originales » (cas des données nominales).

A.1.5.1.6. Traitement de la dépendance au choix des centres initiaux

Pour traiter la dépendance au choix des centres initiaux, il existe plusieurs méthodes.

La première est une approche simple consistant à recommencer avec plusieurs tirages aléatoires de centres (pour un nombre K identique) et à choisir la partition avec I_W minimum (Inertie intra-classe).

La seconde méthode consiste à rechercher des clusters « stables » (ou des formes fortes). Pour cela, on effectue plusieurs partitions en K classes (centres initiaux différents) puis on repère les individus restés ensemble d'une partition à l'autre. A partir des groupes stables de grands effectifs (en nombre limité), on recommence la méthode K-Means en initialisant les centres aux centres des groupes stables. Cela permet également de déterminer une valeur de K plus appropriée aux données.

Pour obtenir une bonne valeur pour K , on utilise la méthode Elbow où une "figure of merit" (FOM) peut être calculée. Le FOM renseigne sur la qualité des clusters pour un intervalle de possibilités de clusters. Un cluster est "bon" lorsque les éléments qu'il contient sont très rapprochés les uns des autres avec peu de dispersion. Il faut donc choisir une valeur de K située au point d'inflexion de la courbe violette.

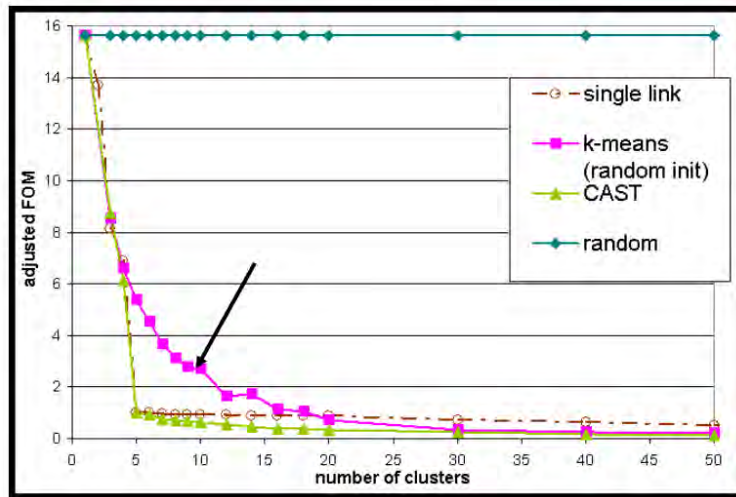


Figure 5: Figure of Merit obtenu à partir de la méthode Elbow permettant de déterminer le nombre optimal de groupes K à renseigner pour les méthodes de partitionnement.

A.1.5.2. Les méthodes K-Médoïdes et nuées dynamiques

A.1.5.2.1. La méthode K-Médoïdes

L'objectif de cette méthode est de trouver des objets représentatifs dans les clusters (au lieu de la moyenne, cf. méthode K-Means). On définit K objets représentatifs des classes, appelés médoïdes, situés au centre des classes. Le médoïde est l'objet pour lequel la dissimilarité moyenne par rapport aux autres objets de la classe est la plus faible. Cela est efficace pour des données de petite taille.

Le principe est de commencer avec un ensemble de médoïdes puis itérativement de remplacer un médoïde par un autre si ça permet de réduire la distance globale (cf. méthode K-Means).

A.1.5.2.2. La méthode Nuée dynamique (*Diday 1972, 1974*)

Avec cette méthode, chaque classe n'est plus représentée par son barycentre mais par un sous-ensemble de la classe, appelé noyau. Le noyau est formé des formes fortes. C'est un petit groupe d'observation qu'on retrouve systématiquement dans chaque classe quelque soit les centres d'inertie initiaux. Typiquement, cette méthode donne moins de poids aux outliers.

A.1.6. Les méthodes hiérarchiques

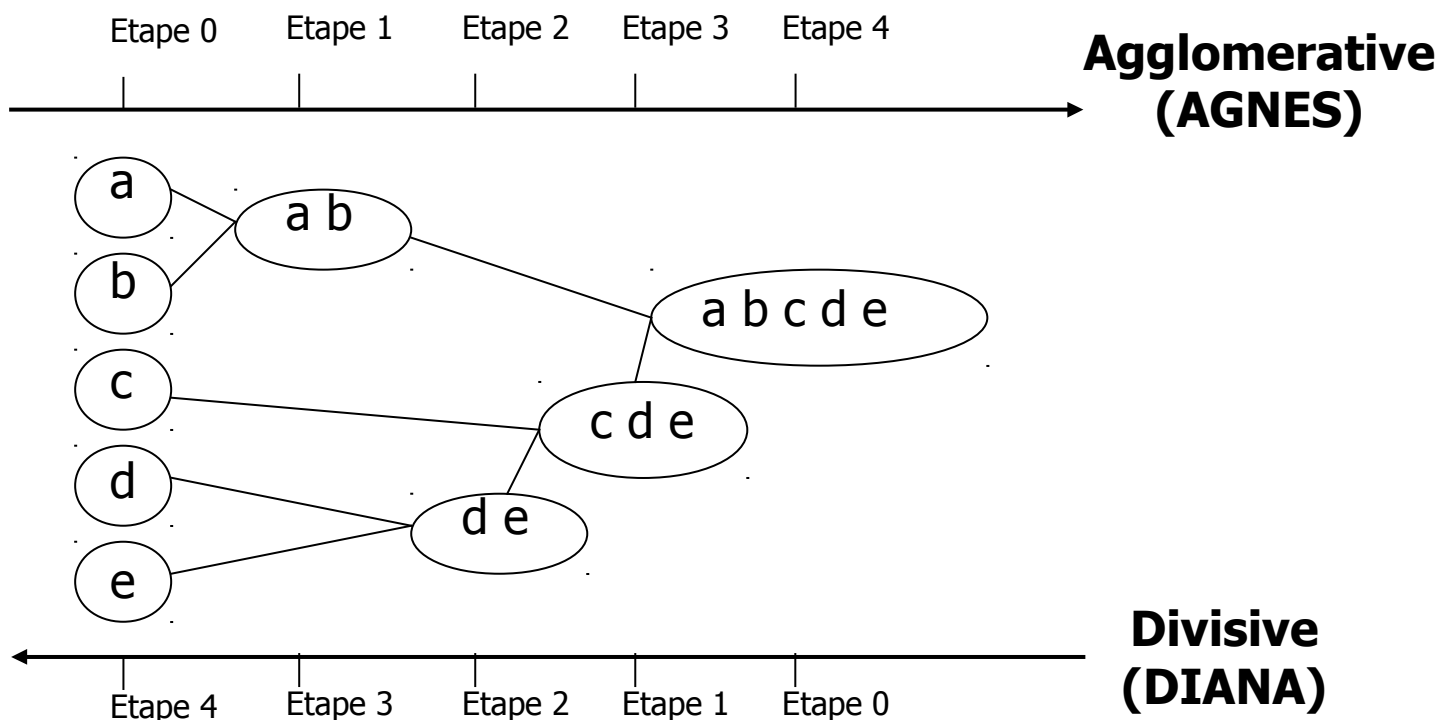


Figure 6: Les méthodes hiérarchiques : AGNES et DIANA.

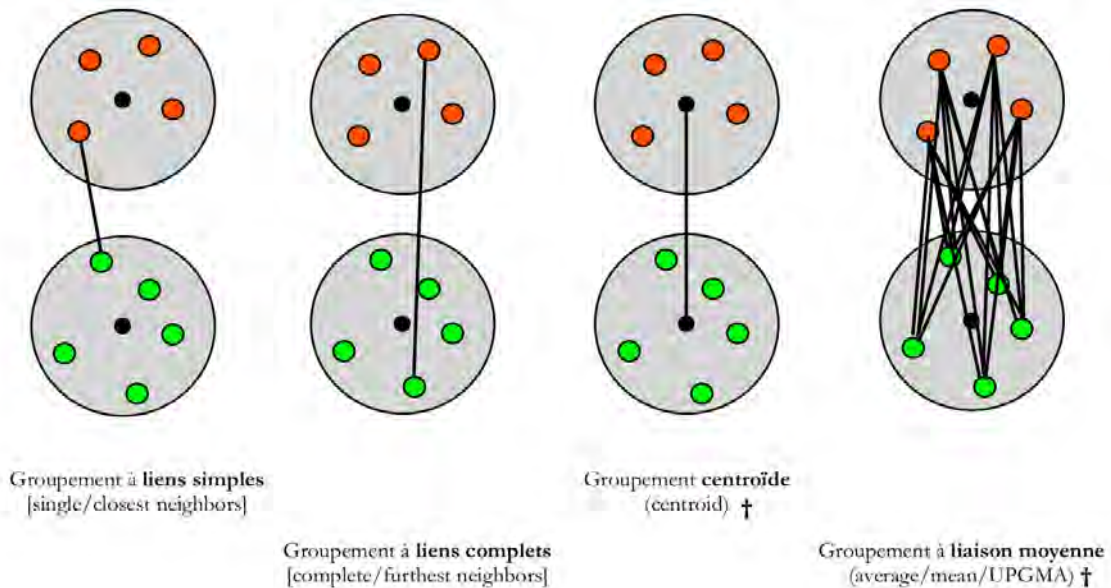
A.1.6.1. La méthode AGNES (Agglomerative Nesting)

A.1.6.1.1. Caractéristiques

Il s'agit d'une méthode ascendante qui consiste à regrouper par agglomération progressive des éléments les plus proches deux à deux. Elle fusionne les nœuds (i.e. les points de jonction des groupes) qui ont la plus faible dissimilarité et utilise une combinaison d'indices de dissimilarité (cf section A.1.3) entre les individus et d'agrégation.

Il existe différents critères pour définir un indice d'agrégation (qui permet de calculer une distance), donc différentes hiérarchies comme illustré sur la figure 7.

Distance inter-groupe : type de lien [linkage]



† Temps de traitement plus long

Figure 7: Distance inter-groupe pour les méthodes de hiérarchisation

Un premier critère possible est le « single linkage (ou lien simple ou saut minimal) ». Il permet une plus grande similarité que d'autres critères et a tendance à produire des classes générales par effet de chaînage, mais il est sensible aux individus bruités.

Le deuxième critère est le « complete linkage (ou lien complet ou saut maximal) ». Il favorise une plus petite similarité et a tendance à produire des classes spécifiques c'est-à-dire

qu'on ne regroupe que des classes très proches. Il s'agit d'une bonne méthode pour des clusters. Toutefois, ce critère est aussi sensible aux individus bruités.

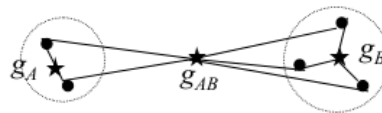
Le troisième critère est l'« average linkage (ou liaison moyenne ou saut moyen) ». Il a tendance à produire des classes de variance proche mais il est plus difficile à calculer.

Pour finir, on peut citer le critère du barycentre (ou centroïde), appelé aussi distance des centres, qui a une faible résistance aux « outliers ».

La méthode de «Ward», très connue et très utilisée, correspond aussi à un indice d'agrégation. L'objectif de cette méthode est d'avoir un gain minimum d'inertie intra-classe à chaque agrégation. Cela induit ainsi une perte d'inertie inter-classe due à cette agrégation. Pour chaque regroupement possible, on calcule la variation d'inertie inter-classe, puis on réunit les deux clusters dont le regroupement fera le moins baisser l'inertie inter-classe. La distance entre deux classes est celle de leurs barycentre au carré, pondérée par les effectifs des deux clusters. Cette technique tend à regrouper les petites classes entre elles.

La méthode de Ward fait intervenir la distance suivante :

$$\delta(A, B) = \frac{p_A p_B}{p_A + p_B} d^2(g_A, g_B)$$



avec g_A = centre de gravité de la classe A (poids p_A)
 g_B = centre de gravité de la classe B (poids p_B)

En pratique, la méthode de Ward constitue une des meilleures méthodes de classification hiérarchique dans un espace euclidien. Il est cependant souvent intéressant de tester plusieurs critères d'agrégation.

A.1.6.1.2. L'algorithme de AGNES

Dans l'algorithme de AGNES, on part d'un seul objet auquel on associe les autres objets un par un.

Cet algorithme comporte deux étapes : l'initialisation et la répétition jusqu'à la jonction finale des deux derniers clusters.

Lors de l'initialisation, chaque individu correspond à un cluster, puis la matrice de ressemblance M , c'est-à-dire la matrice des distances entre chaque couple de clusters est calculée.

Ensuite, on sélectionne sur la base de M les deux clusters les plus proches, que l'on nommera C_i et C_j . Ils forment un « sommet » (ou point de jonction). Puis, on fusionne C_i et C_j pour former un cluster nommé C_G . Ensuite, on met M à jour en calculant grâce à un critère d'agrégation la ressemblance entre C_G et les clusters existants.

On répète ces étapes jusqu'à la jonction finale des deux derniers clusters.

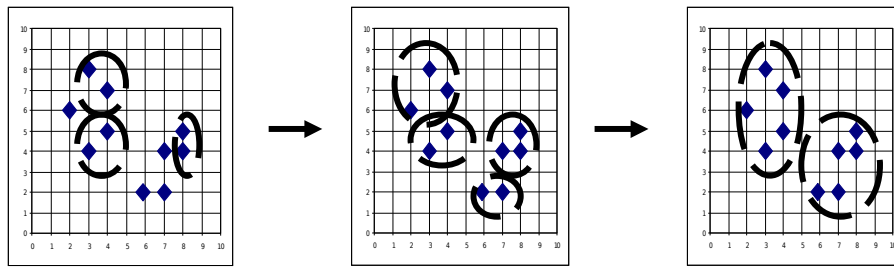


Figure 8: Algorithme de AGNES

A.1.6.1.3. Le dendrogramme ou l'arbre hiérarchique

Le dendrogramme ou l'arbre hiérarchique est un diagramme représentant les relations hiérarchiques entre les groupes. La position de deux objets au sein d'un groupe ou entre les groupes n'est pas liée à leur proximité dans l'espace des données. La longueur appelée aussi la hauteur d'une branche est proportionnelle à la distance entre deux classes. En traçant une ligne verticale ou horizontale à une hauteur donnée de l'arbre, on peut identifier K groupes.

Pour définir les différents clusters, il est pertinent de couper après la série d'agrégation à faibles distances (branches courtes de l'arbre) et avant les agrégations à grandes distances (branches longues).

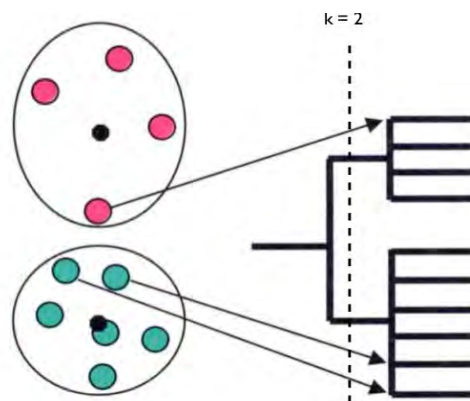


Figure 9: Dendrogramme avec $K = 2$

A.1.6.1.4. Avantages

Un avantage de cette méthode, qui correspond à l'algorithme hiérarchique le plus utilisé, est qu'elle permet de déterminer le nombre optimal de classes à la simple lecture de l'arbre. De plus, cette méthode est déterministe c'est-à-dire qu'elle donnera toujours le même résultat.

A.1.6.1.5. Inconvénients

Cette méthode possède quelques inconvénients. En effet, plus on est haut dans l'arbre, moins bonne est la représentation de la structure des données. Dès que le nombre de données devient important, le temps de calcul devient très long. Cette méthode est sensible au critère d'agrégation retenu. Il faut donc faire attention à la sur-interprétation des résultats. Pour finir, les regroupements sont définitifs, ce qui ne permet pas d'optimisation postérieure au clustering.

Attention, toute méthode de regroupement (hiérarchique ou non) est sensible aux points aberrants (« outliers »). Il faut donc les repérer, par la distance inter-points par exemple

et éventuellement, suivant l'objectif recherché, les omettre/isoler avant d'appliquer la(les) méthode(s).

A.1.6.2. La méthode DIANA (Divisive Analysis) (*Kaufman and Rousseeuw 1990*)

A.1.6.2.1. Caractéristiques

Il s'agit d'une méthode descendante, c'est-à-dire qui fonctionne suivant un ordre inverse à la méthode AGNES. Elle réalise des divisions successives en deux groupes jusqu'à ce que le nombre de clusters soit atteint ou que les clusters contiennent un seul objet. Cette méthode est très peu utilisée.

A.1.6.2.2. L'algorithme de DIANA

L'algorithme de DIANA se déroule en deux étapes. Tout d'abord, on part de l'ensemble des objets que l'on divise ensuite successivement en sous-ensembles grâce à un algorithme de partitionnement. Cet algorithme est alors appliqué de manière récursive jusqu'à ce que tous les groupes aient une taille de 1.

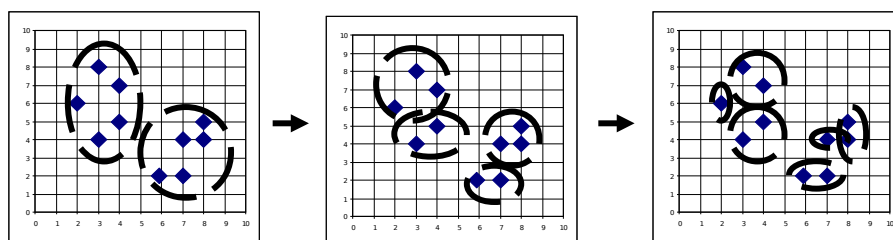


Figure 10: Algorithme de DIANA

A.1.6.2.3. Avantages

Un avantage de cette méthode provient de son approche récursive qui la rend plus rapide que la méthode agglomérative AGNES. De plus, l'algorithme DIANA est bien adaptée pour l'identification d'un faible nombre de groupes.

A.1.6.2.4. Inconvénients

Les inconvénients de la méthode DIANA sont une large dépendance au choix de l'algorithme de partitionnement, et son caractère non-déterministe. Enfin, plus on est bas dans l'arbre, moins bonne est la représentation de la structure des données.

A.1.7. La méthode mixte de classification

D'après *Lebart et al. (2000)*, la méthode mixte de classification a pour objectif de classer un grand nombre d'individus ($>10^3$). Elle combine les différentes approches pour un résultat plus stable. Elle se déroule en trois temps illustrés ci-dessous.

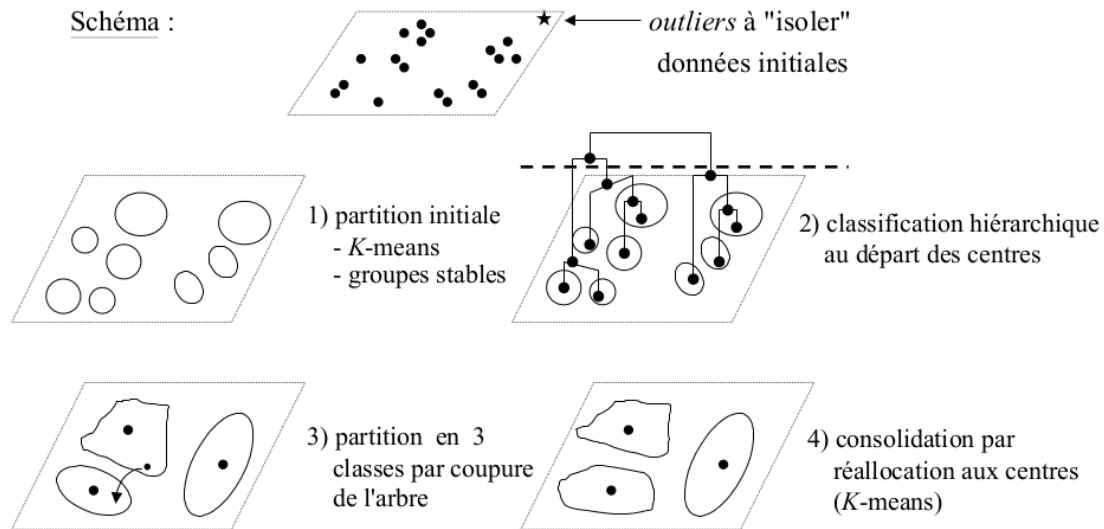


Figure 11: Méthode mixte de classification

A.1.8. La méthode par densité

Cette méthode repose sur l'utilisation de la densité à la place de la distance. Un point est considéré voisin d'un autre point s'il est à une distance inférieure d'une valeur fixée. De plus, un point est dense si le nombre de ses voisins dépasse un certain seuil. Cette méthode permet de bien gérer le bruit : elle voit les clusters comme des régions denses séparées par des régions qui le sont moins (bruit).

Elle repose sur l'utilisation de deux paramètres. Le premier, «Eps», correspond au rayon maximum du voisinage. Le second, «MinPts», est le nombre minimum de points dans le voisinage défini par «Eps» (seuil de densité).

Par définition, le voisinage de p nommé « $V_{eps}(p)$ » correspond à l'espace où l'équation suivante est vérifiée:

$$V_{eps}(p) = \{q \in D \mid \text{dist}(p,q) \leq Eps\}$$

Un point p est directement densité-accessible à partir de q respectivement à Eps , $MinPts$ si

- $p \in V_{Eps}(q)$
- $|V_{Eps}(q)| \geq MinPts$

Figure 12: Méthode par densité

A.1.8.1. Un exemple : la méthode DBSCAN (Density Based Spatial Clustering of Applications with Noise)

1/ L'algorithme de DBSCAN :

Tout d'abord, un point P est choisi aléatoirement. Tous les points accessibles à partir de P sont récupérés : Eps et MinPts. Si P est un centre, un cluster est formé. Si P est une limite, alors il n'y a pas de points accessibles de P et on passe à un autre point. Ce processus est répété jusqu'à épuiser tous les points.

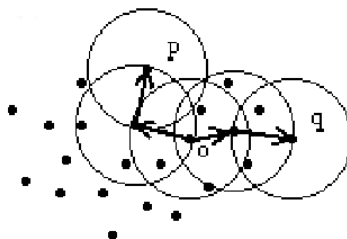


Figure 13: Méthode DBSCAN

Dans cette illustration, on commence par O, ce cluster contient P, Q, etc.

2/ Comparaison K-Means et DBSCAN

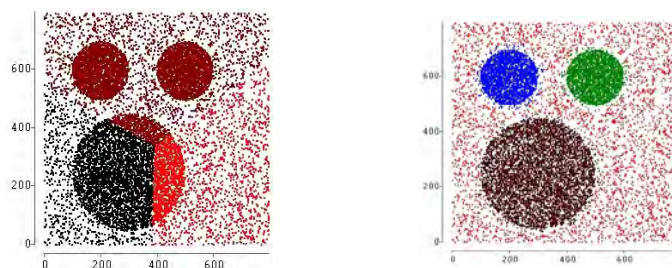


Figure 14: Comparaison des méthodes K-Means (à gauche) et DBSCAN (à droite)

La figure 14 illustre comment les méthodes K-Means et DBSCAN conduisent à des résultats différents.

A.1.9. Les méthodes basées sur une grille

Ces méthodes reposent sur l'utilisation d'une grille à des résolutions multiples comme structure de données. L'espace est divisé en cellules rectangulaires formant une grille et les cellules voisines sont groupées en terme de distance. Les données de niveau N se calculent à partir de celles de niveau (N-1).

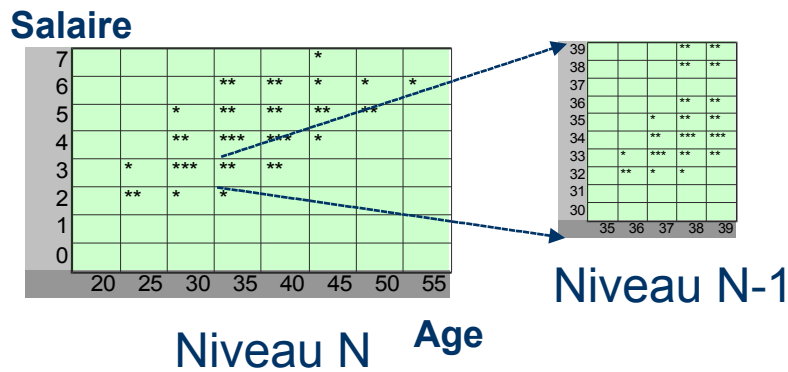


Figure 15: Méthode basée sur une grille

A.1.10. Conclusion

Dans cette annexe, nous avons pu voir qu'il existe une multitude de techniques de classification. Toutefois, de nombreux critères peuvent être utilisés, il est donc important de bien choisir le critère de distance mais également le critère d'agrégation dans le cas des méthodes de hiérarchisation. La classification peut également être validée en comparant plusieurs méthodes de clustering comme cela a été fait dans cette étude.

A.2 Sensibilité à la méthode de clustering utilisée

A.2.1 Niamey

Ayant appliqué à la fois la méthode de partitionnement K-Means et la méthode de hiérarchisation suivant la méthode de « Ward » sur le jeu de données obtenu à la station ARM de Niamey au Niger en 2006, nous avons souhaité dans cette annexe vous présenter les résultats obtenus avec la première méthode citée sachant que ceux obtenus avec la seconde méthode sont présentés dans la partie 6.2.1.

Dans cette annexe, nous discuterons de la sensibilité à la méthode de clustering utilisée en comparant les deux méthodes choisies et notamment les résultats obtenus avec les variables macro- et microphysiques de ce jeu d'observation. Rappelons que les résultats de ces deux méthodes sont quasiment similaires.

La méthode Elbow, illustrée sur la figure 16, permet de déterminer le nombre optimal de clusters ; dès qu'un coude se forme sur la courbe alors on peut supposer que la valeur associée en abscisse indiquera le nombre optimal de clusters. Dans ce cas là, on note un coude lorsque le nombre de clusters est égal à 3 ; cela est en accord avec le dendrogramme obtenu avec la méthode de hiérarchisation suivant la méthode de « Ward ».

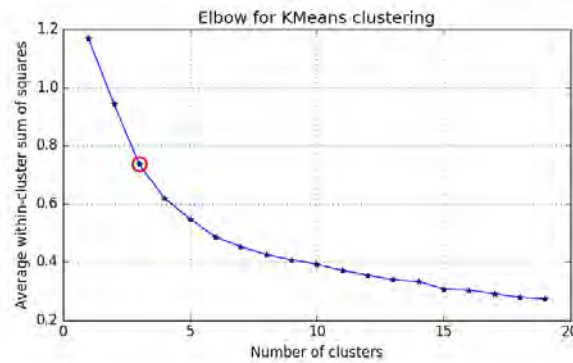


Figure 16: Distribution obtenue à partir de la méthode Elbow afin de déterminer le nombre optimal de clusters pour le jeu de données de Niamey en juin 2006.

La méthode K-Means répartit les 482 nuages observés à Niamey de la manière suivante : 64 nuages dans le cluster 1, 162 dans le cluster 2 et 256 dans le cluster 3. D'après le tableau 1, nous pouvons voir comment se répartissent les nuages des trois clusters obtenus avec la méthode K-Means par rapport à ceux obtenus avec la méthode de "Ward". Globalement, aucun cluster n'est identique ; tous ont quelques nuages appartenant aux deux autres clusters. Par exemple, le cluster 1 obtenu avec la méthode K-Means possède 59 nuages appartenant au cluster 1 de la méthode de "Ward" et 5 nuages appartenant au cluster 3 de la méthode de "Ward".

		K-Means			
		Cluster 1	Cluster 2	Cluster 3	Total
Ward	Cluster 1	59	14	4	77
	Cluster 2	0	141	8	149
	Cluster 3	5	7	244	256
	Total	64	162	256	482

Tableau 1: Répartition des nuages en fonction des différents clusters obtenus avec les deux méthodes de clustering à Niamey en 2006.

La distribution de l'épaisseur de ces 482 nuages en fonction de l'altitude de la base est illustrée sur la figure 17. Si l'on compare avec la figure 6.3 (b), obtenue avec la méthode de hiérarchisation suivant la méthode de « Ward », on remarque de très fortes similitudes. Cependant, certains nuages appartenant au cluster 3 dans la méthode de "Ward" appartiennent au cluster 1 dans la méthode K-Means. C'est l'inverse pour le cluster 2 puisque certains nuages appartenant au cluster 2 dans la méthode K-Means appartiennent au cluster 1 dans la méthode de "Ward".

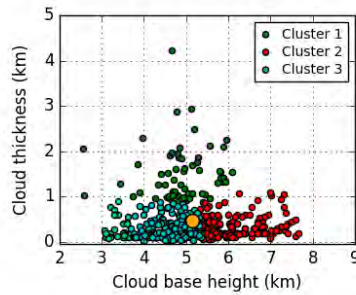


Figure 17: Distribution de l'épaisseur des nuages en fonction de l'altitude de la base des nuages pour les trois clusters obtenus après l'application de la méthode de partitionnement K-Means avec ces deux variables. Les clusters, représentés par des couleurs, correspondent aux trois clusters de la figure (a). Chaque point représente l'un des 482 nuages observés à Niamey en 2006. Le point jaune représente le barycentre des trois clusters.

Ci-dessous, les figures 18 et 19 illustrent les histogrammes des caractéristiques macrophysiques, c'est-à-dire des bases des nuages, de leurs sommets et de leurs épaisseurs, en fonction des trois clusters ainsi que les histogrammes des caractéristiques microphysiques : fraction d'eau liquide, de glace et de phase mixte, de la réflectivité et de l'écart-type de la réflectivité ainsi que du cycle diurne et du temps de passage au-dessus des instruments de mesure au sol. L'ensemble de ces caractéristiques est semblable à celles obtenues avec la méthode de "Ward" (cf. section 6.2.1).

Le cluster 1 a des bases oscillant entre 2550 et 6092 m, des sommets entre 3625 et 8870 m et des épaisseurs entre 880 et 4222 m. Le cluster 2 a quant à lui des bases oscillant entre 5323 et 7650 m, des sommets entre 5467 et 8367 m et des épaisseurs entre 67 et 1110 m. Enfin le cluster 3 a des bases oscillant entre 3075 et 5350 m, des sommets entre 3200 et 5900 m et des épaisseurs entre 20 et 900 m.

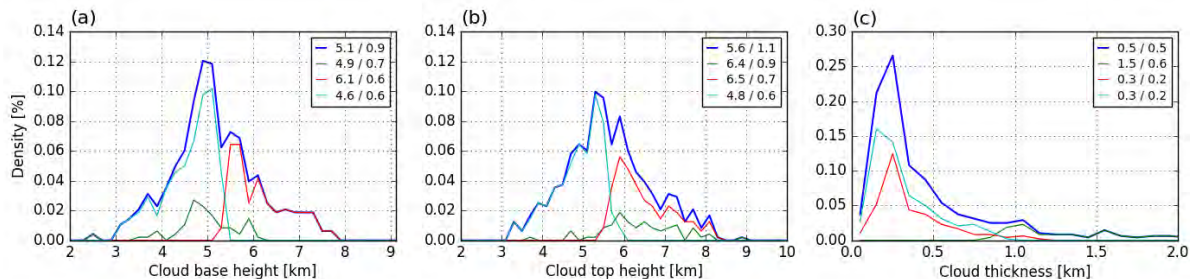


Figure 18: Distributions (a) de l'altitude des bases des nuages, (b) de l'altitude des sommets des nuages et (c) des épaisseurs des nuages pour tous les objets nuageux observés à Niamey en 2006 (c'est-à-dire 482 nuages) (en trait bleu) et pour les trois clusters obtenus après l'application de la méthode de partitionnement K-Means. Le cluster 1 est en vert, le cluster 2 en rouge et le cluster 3 en cyan. Pour chaque distribution, la moyenne et l'écart-type de chaque caractéristique pour les 482 nuages et pour chaque cluster sont indiqués en haut à droite.

En ce qui concerne les réflectivités, celles-ci s'étendent pour le cluster 1 de -31.98 à -3.94 dBZ, pour le cluster 2 de -33.38 à -14.71 dBZ et pour le cluster 3 de -38.42 à -7.15 dBZ. Les durées moyennes pour le cluster 1 sont d'environ 7h30, pour le cluster 2 d'environ 2h15 et pour le cluster 3 d'environ 1h30. On note une légère augmentation du temps de passage du cluster 2 avec cette méthode puisque avec la méthode de "Ward", la durée moyenne pour ce cluster était de 1h50 exactement. Le cycle diurne est également légèrement différent entre les

deux méthodes pour les trois clusters. On remarque sur la figure 19 (e), peu de différences entre le cluster 1 et les clusters 2 et 3 entre 0800 et 1000 UTC et entre 1400 et 1600 UTC alors que sur la figure 6.5 (e), des différences plus notables entre le cluster 1 et les deux autres clusters s'observaient. Ce sont sûrement les nuages qui étaient dans le cluster 1 avec la méthode de "Ward" et qui sont passés dans le cluster 2 avec la méthode K-Means qui entraînent ces modifications dans le cycle diurne. Cela conduit également à une légère augmentation de la fraction liquide pour le cluster 2 et une légère diminution pour le cluster 1 ; et inversement pour la glace. Très peu de changements dans la composition sont notables pour le cluster 3. En ce qui concerne les quantités de phase mixte, celles-ci sont quasiment similaires entre les deux méthodes.

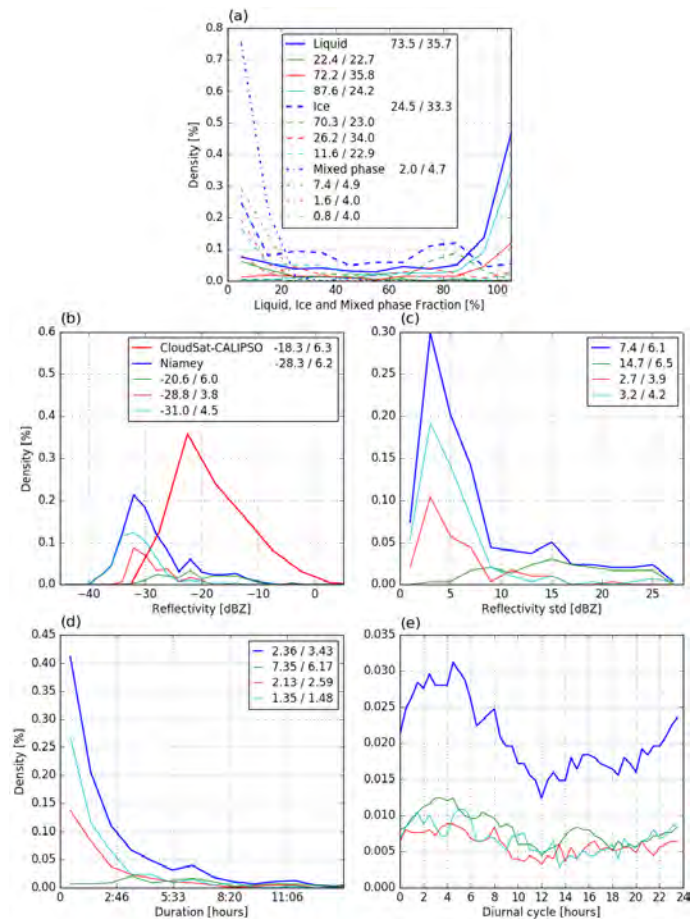


Figure 19: Distributions (a) de la fraction d'eau liquide (en trait plein), de glace (en trait tireté) et de phase mixte (en trait pointillé), (b) de la réflectivité, (c) de l'écart-type de la réflectivité, (d) de la durée et (e) du cycle diurne pour tous les objets nuageux observés à Niamey en 2006 (c'est-à-dire 482 nuages) (en trait bleu) et pour les trois clusters obtenus après l'application de la méthode de partitionnement K-Means. Le cluster 1 est en vert, le cluster 2 en rouge et le cluster 3 en cyan. Pour chaque distribution, la moyenne et l'écart-type de chaque caractéristique pour les 482 nuages et pour chaque cluster sont indiqués en haut à droite.

L'illustration temps - altitude, représentée sur la figure 20, indique que les deux méthodes de clustering répartissent identiquement dans les trois clusters les nuages observés sur ces trois jours.

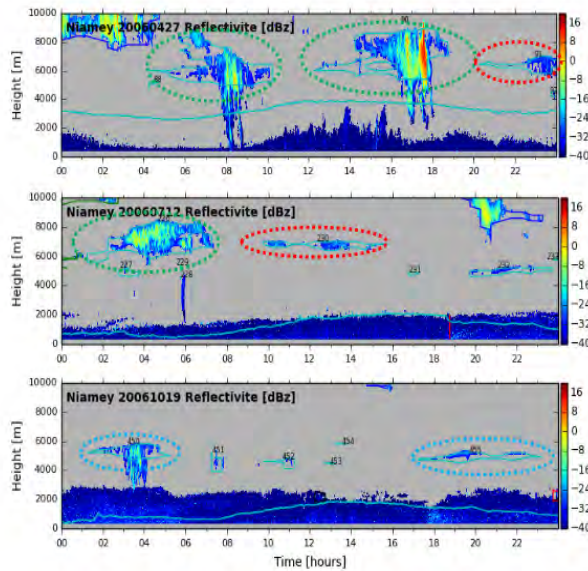


Figure 20: Coupes temps - altitude de la réflectivité observée par le radar le 27 avril 2006 (en haut), le 12 juillet 2006 (au milieu) et le 19 octobre 2006 (en bas) à la station ARM de Niamey (Niger). Les nuages appartenant au cluster 1 sont en vert, au cluster 2 en rouge et au cluster 3 en cyan.

La distribution de l'occurrence mensuelle des nuages des trois clusters obtenus avec la méthode K-Means, illustrée sur la figure 21, est également comparable à celle obtenue avec la méthode de "Ward". Toutefois, on notera qu'il n'y a pas de nuages de mi-niveau observé en mars pour le cluster 1 alors que sur la figure 6.7, on en comptait plus de 5 pour ce mois-ci. Ces nuages semblent être associés avec la méthode K-Means au cluster 2 puisque l'on remarque que ce dernier atteint presque 70 nuages en mars.

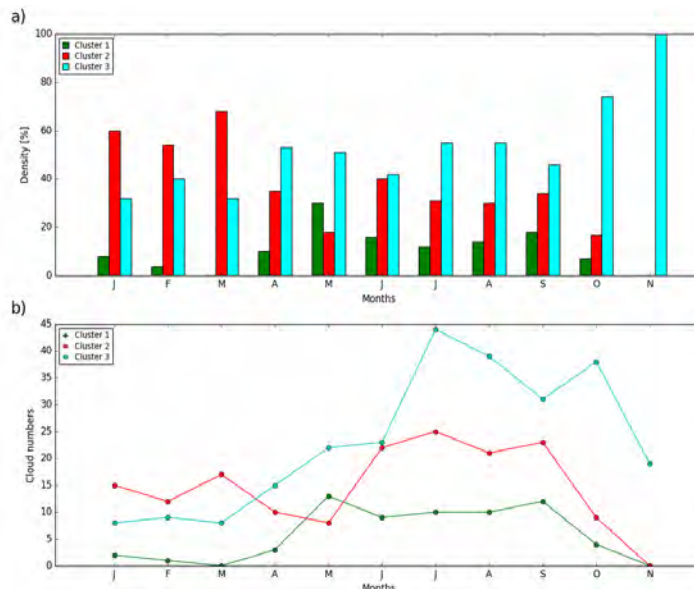


Figure 21: (a) Distribution des nuages de mi-niveau pour chacun des trois clusters selon les mois de l'année 2006. (b) Fréquence d'occurrence mensuelle en nombre de nuages de mi-niveau pour chacun des trois clusters au cours de l'année 2006. L'axe x ne s'étend que de janvier à novembre, car aucun nuage de mi-niveau n'a été observé en décembre 2006.

Finalement, nous retrouvons bien les différences entre les trois clusters semblables entre les deux méthodes de clustering. Les nuages du cluster 1 possèdent de fortes épaisseurs, des réflectivités et des écart-types de réflectivités élevés et ont des temps de passage au-dessus de l'instrument importants. Toutefois, ils contiennent une faible quantité d'eau liquide ; ils sont majoritairement composés de glace. Les nuages du cluster 2 et 3 ont des épaisseurs, des réflectivités et des écart-types de réflectivités faibles ainsi que de courts temps de passage. Ils sont majoritairement composés d'eau liquide. L'altitude de leurs bases et de leurs sommets les différencient : les nuages du cluster 2 ont des bases et des sommets hauts alors que les nuages du cluster 3 ont des bases et des sommets bas.

A.2.2. Niamey pendant la période de mousson

Comme vous avez pu le découvrir dans la partie 5.4.1, la majorité des nuages observés sur le site ARM de Niamey en 2006 se concentre durant la période de mousson avec 270 nuages, ce qui représente environ 56% de l'ensemble des nuages détectés. Ces 270 nuages ont leur date de début d'occurrence entre les mois de juin et septembre inclus. Dans le tableau 5.1, le nombre de nuages est référencé par rapport à la date moyenne d'occurrence des nuages. Nous n'avons donc pas exactement le même nombre de nuages par mois d'où le fait que nous ayons dans ce tableau un total de 269 nuages sur la période de mousson.

Afin de savoir comment se répartissaient ces 270 nuages, nous avons appliqué les mêmes méthodes de clustering en utilisant les variables « base » et « épaisseur ». La méthode de partitionnement K-Means nous a indiqué au travers de la méthode Elbow (cf. annexe (A)) que le nombre de clusters le plus approprié pouvait être 3 ou 4. Le dendrogramme obtenu avec la méthode de hiérarchisation suivant la méthode de « Ward » suggérait quant à lui que le nombre de clusters le plus pertinent était 3. Nous avons donc scindé le nuage d'individus en trois groupes.

Mais est-ce que ces trois clusters sont similaires à ceux que nous avons pu observer au cours de l'année entière ? Effectivement pour les deux méthodes, ils le sont. Nous avons bien retrouvé un cluster avec des bases basses, un autre avec des bases hautes et enfin un dernier avec des épaisseurs élevées. Cependant, la méthode de hiérarchisation suivant la méthode de « Ward » sépare les deux clusters se différenciant par leur base vers 3925 m d'altitude (c'est-à-dire la moyenne de la base minimale du cluster 2 : 4000 m et de la base maximale du cluster 3 : 3850 m) (cf. Fig. 22) alors que la méthode K-Means vers 5200 m (cf. Fig. 23). Précédemment, avec le jeu de données complets, la séparation entre ces deux clusters s'effectuait vers 5280 m d'altitude (c'est-à-dire la moyenne de la base minimale du cluster 2 : 5160 m et de la base maximale du cluster 3 : 5400 m) (cf. Fig. 6.4). La méthode K-Means au travers de cette échantillon représente donc mieux les clusters puisque la méthode de Ward crée un cluster avec 26 nuages. De plus, cette répartition effectuée par la méthode de hiérarchisation suivant la méthode de « Ward » implique également des différences dans la distribution des sommets entre les deux méthodes puisque le cluster ayant des bases basses possède également des sommets plus bas. Nous avons également noté que des nuages appartenant dans l'étude réalisée sur l'ensemble de l'année au cluster possédant des nuages épais avec de fortes réflectivités se retrouvaient dans le cluster ayant des bases hautes.

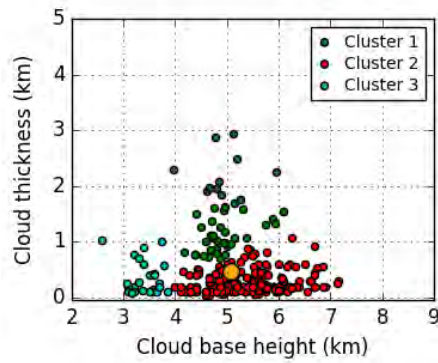


Figure 22: Distribution de l'épaisseur des nuages en fonction de l'altitude de la base des nuages pour les trois clusters obtenus après l'application de la méthode de hiérarchisation suivant la méthode de « Ward » avec ces deux variables. Le cluster 1 est en vert, le cluster 2 en rouge et le cluster 3 en cyan. Chaque point représente l'un des 270 nuages observés à Niamey durant la période de mousson 2006. Le point jaune représente le barycentre de l'ensemble des nuages.

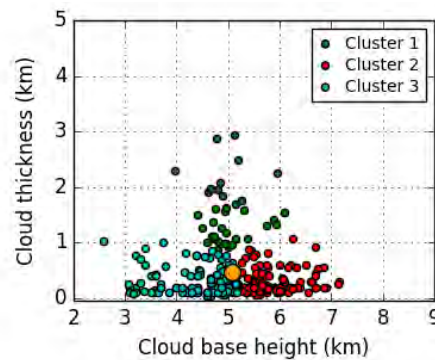


Figure 23: Distribution de l'épaisseur des nuages en fonction de l'altitude de la base des nuages pour les trois clusters obtenus après l'application de la méthode de partitionnement K-Means avec ces deux variables. Le cluster 1 est en vert, le cluster 2 en rouge et le cluster 3 en cyan. Chaque point représente l'un des 270 nuages observés à Niamey durant la période de mousson 2006. Le point jaune représente le barycentre de l'ensemble des nuages.

Étant donné qu'avec la méthode de hiérarchisation suivant la méthode de « Ward » nous avons obtenu un groupe de nuages comportant de très faibles bases de nuages (c'est-à-dire inférieures ou égales à 3900 m d'altitude), nous avons voulu savoir si en ne récupérant que les nuages de cette période ayant des épaisseurs supérieures ou égales à 100 m, cela modifierait les groupes de nuages. Ce changement réduit de 8 nuages l'échantillon des 270 nuages observés durant la période de mousson ; ce qui laisse présager de faibles modifications dans les groupes nuageux. Avec la méthode K-Means, aucune modification n'est notable. En revanche, avec la méthode de « Ward », on note des changements puisque cette fois-ci elle sépare les deux clusters se différenciant par leur base vers 5617 m d'altitude (c'est-à-dire la moyenne de la base minimale du cluster 2 : 5400 m et de la base maximale du cluster 3 : 5833 m) (cf. Fig. 24) modifiant par la même les distributions des sommets de ces deux clusters. Le cluster est cette fois-ci mieux représenté puisqu'il compte 59 nuages au lieu de 26 précédemment. Finalement, avec ce second test, nous obtenons une répartition différente avec la méthode de « Ward » que précédemment mais plus semblable des clusters entre les deux méthodes que lors du premier test. Cela est également plus identique à la répartition avec l'ensemble de la base de données.

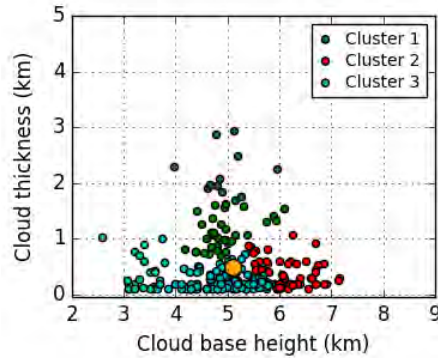


Figure 24: Distribution de l'épaisseur des nuages en fonction de l'altitude de la base des nuages pour les trois clusters obtenus après l'application de la méthode de hiérarchisation suivant la méthode de « Ward » avec ces deux variables. Le cluster 1 est en vert, le cluster 2 en rouge et le cluster 3 en cyan. Chaque point représente l'un des 262 nuages observés à Niamey durant la période de mousson 2006. Le point jaune représente le barycentre de l'ensemble des nuages.

Au travers de ces tests, nous pouvons noter que de faibles modifications du jeu de données en entrée des méthodes de clustering peuvent engendrer des changements importants dans les clusters finaux notamment avec la méthode de « Ward » qui semble beaucoup plus sensible que la méthode K-Means. Finalement, même si nous n'observons pas exactement les mêmes caractéristiques pour ces trois clusters durant la période de mousson comparées à celles durant l'année entière nous en concluons que les nuages observés durant la période de mousson sont ceux qui dominent dans le clustering appliqué à l'année entière. Cela est tout à fait cohérent puisque les nuages se concentrent majoritairement durant cette période.

A.2.3. Bordj Badji Mokhtar

La méthode K-Means a également été appliquée aux données sol du site de BBM ; et il semble que la méthode Elbow indique que le nombre optimal de clusters soit 3 comme suggéré par le dendrogramme avec la méthode de hiérarchisation suivant la méthode de « Ward » (cf. Fig. 25).

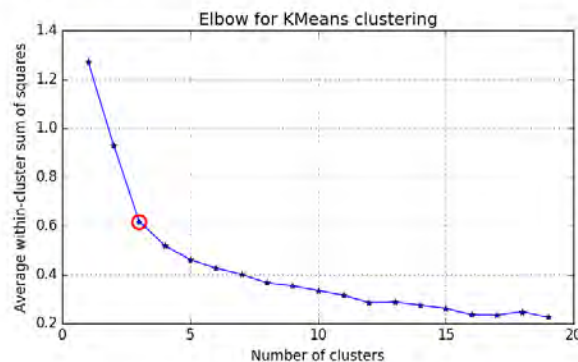


Figure 25: Distribution obtenue à partir de la méthode Elbow afin de déterminer le nombre optimal de clusters pour le jeu de données de BBM en juin 2011.

B. Article scientifique

Characteristics of mid-level clouds over West Africa

Elsa Bourgeois ^{a*}, Dominique Bouniol ^a, Fleur Couvreux ^a, Françoise Guichard ^a,

John Marsham ^{b,c}, Luis Garcia-Carreras ^b, Cathryn Birch ^b, Doug Parker ^b

^a CNRM, CNRS/Météo-France, Toulouse France

^b Institute for Climate and Atmospheric Science, School of Earth and Environment, University of Leeds United Kingdom

^c National Centre for Atmospheric Science, School of Earth and Environment, University of Leeds United Kingdom

* Correspondence to: E. Bourgeois, Météo France, GMME,

42 avenue Gaspard Coriolis, Toulouse 31057, France.

Abstract

E-mail: elsa.e.bourgeois@gmail.com

Mid-level clouds, located between 2 and 9 km height, are ubiquitous in the tropical belt. However, few studies have documented their characteristics and tried to identify the associated thermodynamical properties, in particular in West Africa. This region is characterized by a strong seasonality with precipitation occurring in the Sahel from June to September (monsoon season). This period also coincides with the annual maximum of the cloud cover. Here, we document the macro- and microphysical properties of mid-level clouds, the environment in which such clouds occur, as well as their radiative properties across West Africa. To do so, we combined high resolution observations from two ground-based sites (including lidar and cloud radar) in contrasted environments: one in the Sahel (Niamey, AMMA campaign, 2006) and the other in the Sahara

This article has been accepted for publication and undergone full peer review but has not been through the copyediting, typesetting, pagination and proofreading process, which may lead to differences between this version and the Version of Record. Please cite this article as doi: 10.1002/qj.3215

(Bordj Badji Mokhtar, Fennec campaign, June 2011) along with the merged CloudSat-CALIPSO satellite products. The results show that, mid-level clouds are found throughout the year with a predominance around the monsoon season early in the morning. They also are preferentially observed in the southern and western part of West Africa. They are usually thin (most of them are less than 1000 m deep) and as observed in Niamey, mainly composed of liquid water. A clustering method applied to Niamey data allows to distinguish three different types of clouds: one with low bases, one with high bases and another with large thicknesses. The two first cloud families are capped by an inversion. The last family is associated with a large vertical moisture transport and likely has the highest radiative effect at the Earth's surface among the three cloud types.

Key Words: mid-level clouds; diurnal cycle; macrophysical and microphysical properties; thermodynamics; radiative impacts; ground-based and spaceborne observations; West Africa

1. Introduction

Clouds have a major impact on the distribution of water and energy fluxes within the atmosphere (Zhang and Rossow, 1997; Weaver, 2003; Kato *et al.*, 2008; Stephens, 2005). Clouds also represent one of the main sources of uncertainties in global climate models as a result of the difficulty of parametrizing cloud-related processes and their interactions. This paper focuses on mid-level clouds often considered as clouds with a base lying above 2 km, while their tops can reach up to 9 km (e.g. Sassen and Wang, 2012).

Historically, clouds have largely been documented by ground-based observers and later by remote sensing instruments either located at the ground or on-board satellites. Mid-level clouds are difficult to sample with geostationary satellites, especially when they are part of a multi-layer cloud scene, together with low clouds (e.g., cumulus) or high clouds (e.g., cirrus) (Tompkins and Adebisi, 2012). This is why profiling instruments are essential to document clouds in the mid-troposphere.

The launch of CloudSat (Stephens *et al.*, 2002) and *Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observations* (CALIPSO) (Winker *et al.*, 2007) provided a vertically resolved view of clouds at the global scale (Sassen and Wang, 2008). By examining a global CloudSat derived cloud climatology, Riley and Mapes (2009) found two distinct peaks of cloud occurrence at mid levels in the Tropics: the first in the vicinity of the melting zone at 0°C, located at about 5 km height, where the mid-level cloud frequency of occurrence is generally maximum, and the second at about 7-8 km height, towards -15°C. Haynes and Stephens (2007), Wang *et al.* (2000) and Riihimaki *et al.* (2012) also observed this bimodal structure. Sassen and Wang (2012), using CloudSat and CALIPSO data, documented the climatology of mid-level clouds in the tropical belt. They highlighted a large amount of altocumulus that occurred in conjunction with deep convection during monsoon season. During this period, mid-level clouds are mainly found over land: in the north of South America, West and Central Africa, north of Australia but also over sea, in particular in the Tropical Pacific Ocean. Other documentations of mid-level clouds come from ground-based measurements either obtained during field campaigns or through systematic observations as performed at the ARM (Atmospheric Radiation Measurement) sites (Bouniol *et al.*, 2012; Mace *et al.*, 2006; Riihimaki *et al.*, 2012).

Johnson *et al.* (1999) have shown that the distribution of cloud tops is trimodal with the *Tropical Ocean and Global Atmosphere Coupled Ocean-Atmosphere Response Experiment* (TOGA COARE; Webster and Lukas, 1992) data: it includes shallow cumulus at the stable trade wind layer (cloud tops around 2 km), cumulus congestus (cloud tops around 5 km) and deep cumulonimbus extending up to the tropopause (cloud tops around 15-16 km). The occurrence of mid-level clouds is then related to an enhanced stability layer at the 0°C level. Riihimaki *et al.* (2012) made use of 4-yr of vertically pointing lidar and radar measurements deployed at the ARM site at Darwin (Australia) to produce a climatology of mid-level clouds. These observations emphasize the occurrence of many thin clouds (70% being less than 2 km thick) with cloud top heights between 4 and 9 km. These mid-level clouds have a strong diurnal cycle, with a maximum frequency of occurrence at

night and in the morning and a minimum around noon. As Johnson *et al.* (1999), Riihimaki *et al.* (2012) explain the development of mid-level clouds at Darwin by detrainment from congestus and cumulonimbus especially in break monsoon periods. For the active monsoon periods, mid-level clouds would be formed by melting-cooling mechanism (Johnson *et al.*, 1996; Yasunaga *et al.*, 2006). The melting-cooling mechanism is explained by stratiform precipitation which are predominantly composed of ice and generates through the melting process an atmospheric cooling. The existence of such a colder zone is thus more favorable to the condensation and further helps the formation of thin mid-level clouds.

Few studies have documented the mid-level clouds in West Africa. Using brightness temperatures obtained from Meteosat for three consecutive summers (June to September, 1983 to 1985), Duvel (1989) built a climatology of cloudiness over this region, and highlighted the occurrence of clouds, with cloud tops around 500 mb, with a preferred occurrence at sunrise and a lower occurrence at noon. Twenty years later, Stein *et al.* (2011) used CloudSat-CALIPSO data to show the expansion of a cloud layer between 600 (~ 4200 m) and 400 (~ 7200 m) hPa across West Africa during the monsoon period. They also showed how over the Sahel these clouds are at the top of the Saharan Air Layer (SAL, which corresponds to dry and hot air with high dust loadings) (as noted by Parker *et al.*, 2005) and extend over the Sahara where they are at the top of the Saharan Convective Boundary Layer, or Saharan Residual Layer (SRL) (Marsham *et al.*, 2013; Garcia-Carreras *et al.*, 2015). Their cloud top temperatures are generally below freezing, but they do not necessarily include ice (Ansmann *et al.*, 2008). These Saharan clouds may be a key ingredient in the radiative budget of the Saharan Heat Low (SHL) (Marsham *et al.*, 2016). In the Sahel, Bouniol *et al.* (2012) analysed the observations at the ARM Mobile Facility (AMF) installed in 2006 at Niamey (Niger) for the African Monsoon Multidisciplinary Analysis (AMMA) field campaign (Redelsperger *et al.*, 2006). As during TOGA-COARE, they found between April and September, three peaks in the vertical profiles of cloud occurrence associated with low-level clouds, mid-level clouds and cirrus superimposed to deep convective cloud occurrence. They further highlighted the

large radiative impact of mid-level clouds at the surface both in the shortwave and in the longwave domains.

Mid-level clouds represent a real challenge for global climate models. Indeed, those models very often underestimate mid-level cloud frequency (Zhang *et al.*, 2005) and their radiative effects. Moreover, in a process-oriented evaluation of climate models from the *Cloud Feedback Model Intercomparison Project* component of CMIP5 in the northern Africa [10°W-10°E, 5°S-45°N], Roehrig *et al.* (2013) also showed that climate models underestimate the mid-level cloud fraction. In addition, Tan *et al.* (2016) show that the underestimation of the supercooled liquid fraction may lead to a severe underestimation of the equilibrium climate sensitivity. The mixed-phase processes are a major challenge for constraining climate models. In order to improve the representation of mid-level clouds within models, we need to document them further, and to better understand their origins, properties and impacts.

This motivates the present study, which aims to document the properties of these clouds, the environment in which they occur, as well as their radiative effect across West Africa. The novelty of this study lies in the joint analysis of several unique (and independent) observational data sets of mid-level clouds over West Africa. Section 2 describes the data used in this study to document these clouds: two ground-based observational datasets and one satellite product. Section 3 presents the methodology used to detect the mid-level clouds and the clustering methods used to identify different types of mid-level clouds. Methods used to analyse the thermodynamic profiles and the radiative impacts of these clouds are also described in this section. The regional climatology of these clouds obtained with CloudSat-CALIPSO data is developed in section 4. In this same section, the characteristics of mid-level clouds obtained for ground-based sites are presented. We also discuss the processes associated with these mid-level clouds as well as their radiative properties. Concluding remarks and perspectives are finally given in section 5.

2. Data

2.1. Cloud vertical profiles derived from ground-based sites

Observations from two ground-based sites have been used in this study (see Table 1 for details on measured and computed parameters and spatial and temporal sampling). The first site is located in Niamey (13.58°N, 2.38°E, ~200 m above mean sea level, Niger (see Fig. 1a)), where the ARM Mobile Facility (AMF) was deployed for one year in 2006 (Miller and Slingo, 2007). It gives high-frequency information about cloud macrophysical and microphysical characteristics, precipitation, surface radiative fluxes, and aerosols (Stokes and Schwartz, 1994). This facility includes in particular a Doppler radar operational from April 2006, a Micropulse Lidar and radiosondes (with an increase in their frequency to 3 hours for two special observing periods in June and August). Pyranometers and pyrgeometers are also used to measure the radiative fluxes. Other instruments provide near-surface meteorology.

The second ground-based site used in this study is located at Bordj Badji Mokhtar airport (BBM, 21.38°N, 0.92°E, ~420 m above mean sea level, Algeria (see Fig. 1a)) in the Sahara. It was instrumented for the Fennec campaign in June 2011 (Marsham *et al.*, 2013) with several instruments among which was a Doppler lidar.

At the Niamey site, cloud identification from the vertically pointing radar and lidar measurements has been performed with the standard Cloudnet target categorization algorithm (Hogan and O'Connor, 2004; Illingworth *et al.*, 2007). The output of this algorithm is a cloud mask with a temporal resolution of 43 seconds and a vertical resolution of 60 meters. Each cloudy pixel is also characterized in term of phase thanks to the combination of the various radar/lidar measurements. When only the lidar was available, at BBM and between the 1st January to the 31st March 2006 at Niamey (see Table 1), a cloud mask has been built directly from the lidar measurements. In this case, no insights on the cloud phase or microphysical properties are available.

2.2. Spaceborne observations from CloudSat-CALIPSO

CloudSat-CALIPSO cloud samplings are also used to build a regional climatology of the occurrence of mid-level clouds in West Africa (see Table 1). Both CloudSat (Stephens *et al.*, 2002) and CALIPSO (Winker *et al.*, 2007) belong to the A-Train satellite constellation and cross the equator at 0130 (night) and 1330 (day) local time (LT) (but all time in the paper are in UTC). The constellation has the same ground track every 16 days. They provide data from a spaceborne Cloud Profiling Radar (CPR) (94 GHz nadir-looking radar with a sensitivity of -31 dBZ (Haynes and Stephens 2007; Stephens *et al.*, 2008) and a profiling cloud lidar (CALIOP). Both measurements are combined in the CloudSat 2B-CLDCLASS-LIDAR on the CloudSat grid providing spatial/height cross-section (1.5 km across-track by 2.5 km along-track radar footprint and 240 m vertically) with 0.16 seconds temporal resolution. This product already provides a cloud classification (see Sassen and Wang, 2008). As a wish of homogeneity among the different datasets, this classification was not used and the same basic cloud classification principle, used at Niamey, has been applied to the CloudSat-CALIPSO combination across West Africa. Those products have been extracted from 0-45°N and -20°W-50°E and limited from June 2006 to May 2010 (four full years) because since January 2011 only daytime measurements are available for the CloudSat radar.

3. Methods

3.1 Cloud object identification

Different cloud types (shallow convection, mid-level clouds, convection and cirrus) are identified using the basic morphological criteria proposed by Bouniol *et al.* (2012) with a temporal resolution of 30 minutes and a vertical resolution of 100 m below 5 km, 200 m between 5 and 10 km, and 400 m above (built from the native 30-second and 42-meter resolution). First, each cloudy

column is examined. Then, a pixel is considered cloudy if the cloud fraction is at least 2% (same method carried out in Bouniol *et al.* (2012) for the detection of clouds). Each cloud having a base higher than 3 km and/or a top lower than 8 km (9 km at BBM) is labelled as a mid-level cloud. For Niamey, the cloud base must also be located at least 1 km above the LCL in order to not include boundary-layer clouds as mid-level clouds. At BBM, 22 cloud objects identified below 3.8 km were discarded because of their too small attenuating backscattering coefficients. Then a region-growing technique using a four connectivity criterion is applied on the time series in order to group together contiguous profiles containing mid-level clouds and contiguous cloud sheets that do not exactly match the altitude criteria (i.e. two pixels belong to the same cloud if they have one edge in common). A labelling process is also applied in order to identify each individual cloud as a cloud object. In general and as found by Riihimaki *et al.* (2012), mid-level clouds are composed of liquid droplets, ice, melting ice or supercooled liquid droplets. In the identification process, rain and drizzle pixels are not considered as clouds. At BBM, the brightness temperature of mid-level clouds obtained from Meteosat, typically from 260 to 270 K, was used to confirm the presence of mid-level clouds when the lidar was non-operational for a short period (no longer than 3 hours). This method is similar to Bühl *et al.* (2016). Note that the instruments do not have the same sensitivity, this will thus affect the comparison of cloud property to some extent.

3.2. Cloud characteristics

For both ground-based and spaceborne samplings, the same process is applied to identify mid-level clouds. An illustration of the identification process is shown for the 21 July 2006 in Figure 1. The left panel shows the temporal evolution of vertical profiles of radar reflectivity (b) and lidar backscattering (c) at Niamey and in the right panel for the CloudSat-CALIPSO transect beginning at 1247 UTC (UTC = LT - 1 at Niamey and BBM sites), the latitude-altitude of radar reflectivity (d) and the cloud fraction deduced from the lidar signal in the CloudSat grid (e) between

3°N and 31°N. At Niamey, three identified mid-level clouds are contoured in cyan. For each detected mid-level cloud in ground-based and spaceborne observations, cloud base height (B), cloud top height (T), cloud thickness by cloudy column (i.e. the variables of each cloudy column detected for all cloudy objects have been recovered) and by cloud object (i.e. the variables of each cloudy column pertaining to a single cloudy object have been recovered and averaged to have a mean value for this cloud) as well as the starting time, ending time and therefore a "duration" have been stored. This "duration" corresponds to the time spent above the ground instruments. Note that the lidar signal may be extinguished by a strong concentration of particles in the lower layers (i.e. optically thick aerosols and/or clouds and/or precipitation). Therefore, when the lidar is the only instrument, cloud top height may not be accurately detected; consequently at BBM and between the 1st January to the 31st March 2006 at Niamey in particular, there are more uncertainties in cloud top height and cloud thickness estimates. However, the lidar is the only instrument able to detect optically thin clouds (as shown in Ansmann *et al.*, 2009), therefore even when the radar was operating, some clouds are detected by the lidar only. Moreover, in some situations cloud radars can suffer from strong attenuation and therefore cloud top height may not be accurately detected. This is for instance the case when precipitation are present. Consequently, instrumental effects can lead to some bias in the cloud top statistics. At Niamey, the Doppler capability of the radar, the polarization of the lidar and the post-processing through the categorization algorithm allow us to identify precipitation below cloud and the fraction of hydrometeor types within the cloud (i.e., cloud liquid droplets, ice, melting ice or supercooled liquid droplets). The radar measurements also provide the reflectivity which may be used as a proxy for the microphysical properties, the Doppler velocity and the spectral width. The CloudSat radar only measures reflectivity and more generally for the spaceborne devices, the cloud top height may be accurately detected while along-path attenuation (on both lidar and radar) can lead to a non-detection of the cloud base height.

3.3. Clustering methods

A visual inspection of the time series or of the spaceborne samples over West Africa shows a wide diversity in mid-level cloud macrophysical and microphysical properties. In order to group mid-level clouds into categories sharing similar characteristics, a cluster analysis has been applied. Clustering techniques are commonly used in meteorological applications. Recently cluster analysis has been used to separate cloud families with ground-based and spaceborne lidars for cirrus (Hoareau *et al.*, 2013), and with geostationary satellite data for tropical mesoscale convective systems (Pope *et al.*, 2009a). Jakob and Tselioudis (2003) also used a clustering method to analyse ISCCP cloud products in the tropical western Pacific region.

Some caution is required with clustering methods as, by design, they always provide a result. Therefore, in order to gain confidence in the analyses, two fundamentally different cluster algorithms, the K-means method (MacQueen, 1967) and the Hierarchical Agglomerative Clustering (HAC) algorithm (Jain and Dubes, 1988), have been systematically applied, and the results obtained with each of the two methods have been compared. K-Means clustering is a partitioning method that allows to optimally split the set of objects in a fixed pre-determined number of K groups. The HAC algorithm is based on the computation of Euclidean distance following the "Ward criterion" (Ward, 1963), whose aim is to have a minimum gain of intra-group inertia at each aggregation. It produces a sequence of nested groups into each other that can be visualized with a dendrogram allowing the identification of the optimum number of clusters.

In order to select the variables for the clustering analysis, a Principal Component Analysis (PCA) was applied on cloud variables observed at Niamey site. Cloud base height and cloud thickness explain the largest part of the variances among the different clouds. In addition, those two variables are available at both Niamey and BBM sites and can be retrieved in satellite data. In this study the clustering methods are applied to Niamey data. In future work, they will be applied to the other data.

3.4. Thermodynamic profiles

In order to analyse whether mid-level clouds are associated with a particular thermodynamic stratification and if these mid-level clouds induce changes in these profiles, the radiosondes launched between two hours before the starting time of a cloud occurrence and the starting time of a cloud occurrence are referred to as “before” in the following and the radiosondes launched between the ending time of a cloud occurrence and two hours after the ending time of a cloud occurrence are referred to as “after” in the following. The radiosondes launched when a mid-level cloud is present are referred to as "during". The radiosondes, where a mid-level cloud lasts for more than one hour, are retrieved and composited at Niamey. All radiosondes have been interpolated onto a regular 40 m grid.

Each radiosonde is also examined in order to detect an enhanced gradient of potential temperature referred to here as “inversion” (Haikin et al., 2015). An inversion layer is detected between 100 and 9000 m when:

$$\frac{d\theta}{dz} \geq \frac{\overline{d\theta}}{dz} + 2 \sigma \quad (4)$$

$\frac{d\theta}{dz}$ the vertical gradient of the potential temperature (1),

$\frac{\overline{d\theta}}{dz}$ the mean of the vertical gradient of the potential temperature (2),

σ the standard deviation of the mean of the vertical gradient of the potential temperature (3), Once an inversion is detected, its base is determined up to the first point where:

$$\frac{d\theta}{dz} \leq \frac{\overline{d\theta}}{dz} \quad \text{below the maximum of the inversion (5)}$$

and its top is determined up to the first point where:

$$\frac{d\theta}{dz} \leq \frac{\overline{d\theta}}{dz} \quad \text{above the maximum of the inversion (6)}$$

The depth of the inversion is then the distance between the inversion top and the inversion base. Several inversions are generally detected in a given radiosonde, therefore for each mid-level cloud, the nearest inversion was selected.

3.5. Radiative impacts

As the visual examination of the data over West Africa reveals a large variety in the macrophysical properties, different radiative properties may also be expected between the different mid-level cloud types. The radiative impact of clouds at the surface is defined as the difference between the downward flux at the surface and the clear-sky downward flux (Ramanathan *et al.*, 1989).

If full-sky radiative measurements are performed at both ground-based sites, one still needs to estimate the clear-sky shortwave downwelling fluxes. Two methods, by cloudy column, can be implemented as described in Bouniol *et al.* (2012): i/ either by compositing all the observations in clear-sky conditions for a given month, ii/ or by estimating for each day the shortwave downwelling flux in clear-sky thanks to the shortwave fluxes at the top of atmosphere (TOA) calculated from the solar zenith angle, fitted by a coefficient, corresponding to the atmosphere transmissivity, to the shortwave clear-sky observations available during that day (between 0500 UTC to 1900 UTC). This fitting can only be performed if some clear-sky observations exist during that day. For the longwave domain, we have applied the method described in (i) but this method should be taken with caution because it introduces bias as mean conditions with cloud are moister than mean conditions without. Moreover, the day to day variability of the clear-sky downwelling fluxes is not taken into account. The shortwave and longwave fluxes at the TOA obtained from the Geostationary Earth Radiation Budget (GERB) Binned Averaged Rectified and Geolocated (BARG) (Harries *et al.*, 2005) data have been used to determine the TOA_SW_n and the TOA_LW (see Table 2). The measured shortwave and longwave fluxes are retrieved only when mid-level clouds are the only cloud type in

the column. In order to reduce noise either in the measurements or in the clear-sky estimates, observations are sampled over 15 minutes.

4. Results

4.1. Regional climatology of mid-level clouds

From the four-year of CloudSat-CALIPSO, a mid-level cloud climatology has been built across West Africa (3.575-31.575°N; 14.78°W-28.47°E). In each satellite track, mid-level clouds are identified and labelled. West Africa has been divided in elementary box (3.5° lat x 3.09° lon) that contains approximately two daytime and two nighttime transects per day. The number of clouds normalised by the track length in kilometres, referred to as "density", is computed in each box. Oceanic and coastal regions have been discarded except for the Guinea Gulf (see Figure 2).

43115 mid-level clouds were observed in this four-year sample. The map of yearly-mean density of mid-level clouds is presented in Fig. 2a. This figure indicates that clouds occur approximately twice as frequently in the southern part of West Africa than in the North. More clouds are also observed in the western than in the eastern part, and this zonal gradient is even amplified in the Sahara and in the Sahel. The spatial structure of this zonal pattern suggests that it could be influenced by the dynamics of the SHL, since the maximum occurrence of mid-level clouds and the location of the climatological SHL both move accordingly through the season; the SHL being located in the southeastern part of West Africa in winter and in the northwestern part in summer (Lavaysse *et al.*, 2009). This zonal gradient is maximum during the West African monsoon season and vanishes from October to March when the cloud occurrence is much smaller. More broadly, for JAS, Fig. 2d indicates the presence of clouds all over West Africa with strong maxima in the south-eastern and in the Guinea Gulf regions. Another local maximum is observed on the south-eastern flank of the SHL (15-22°N; 6°W-4°E) (see Fig. 4 of Lavaysse *et al.*, 2009), and an

increase of the occurrence of mid-level clouds up to the north of the Sahara Desert. This extent is consistent with the preferential advection of moisture northwards associated with the Hoggar (Cuesta *et al.*, 2010) and cloud downstream (i.e., West) of the convective maximum seen in Fig. 11a of Pantillon *et al.* (2016). At the seasonal scale, mid-level clouds appear to be associated with the northward progression of the monsoon from spring to summer and its withdrawal in fall. This is consistent with both generation through detrainment from deep convection, and moist convection at the top of the Saharan atmospheric boundary layer, which is deepest in summer.

The annual cycle of these clouds is shown in Fig. 2f where the results are presented for latitudinal bands. At all latitudes, there is a marked annual cycle with an increase of mid-level cloud occurrence during the West African monsoon and a decrease between November and February. However, in the northern Sahara, the amplitude of the annual cycle is much lower, and we also observe a slightly different behaviour with a narrower maximum which is shifted later in the season (in August-September as opposed to June-July-August). Tropical plumes (TP), observed at the north of West Africa and mainly in autumn, winter and spring, could also explain the presence of mid-level clouds in these regions since they consist of long lasting, large-scale, partly precipitating mid-level cloud layers (Fröhlich *et al.*, 2013; Knippertz and Fink, 2009). The northern latitudinal bands in Fig. 2f show an indication of TPs with an increase occurrence of these clouds in spring and autumn. North-South differences are therefore observed in relation with the monsoon dynamics and consistent with a role of mid-latitude wintertime systems in the northern Sahara.

The distributions of mid-level cloud bases, tops and thicknesses obtained from CloudSat-CALIPSO data indicate that the mean cloud base lies between 4 and 5 km and the mean top between 5 and 6 km, while cloud thicknesses are less than 3 km with a peak around 300 m. These results are consistent with Bourgeois *et al.* (2016) who also observed mid-level cloud tops between 4.5 and 6.5 km in the tropics using CALIPSO data and found cloud thicknesses around 400 m in average over land.

The CloudSat-CALIPSO data, which cover a period of four years, are well suited to analyse

the annual cycle whilst keeping a homogeneous sampling between day (13:30 LT) and night (01:30 LT). However, this scarce sampling of the diurnal cycle may introduce some biases. This will be addressed below with high-frequency ground-based data obtained at Niamey and BBM.

4.2. Occurrence frequency and diurnal cycle of mid-level clouds

Bouniol *et al.* (2012) described the clouds encountered over Niamey from April to September 2006; however, so far, mid-level clouds and the thermodynamics environment within which they occur have not been extensively studied in this region. In this section, we extend this study to the entire year 2006 for mid-level clouds.

The monthly-mean cloud frequencies of occurrence, defined for a given altitude as the number of cloudy pixels over the total number of pixel observations, depicted in Figure 3 shows that mid-level clouds were observed all year round in 2006 except in December. 482 mid-level clouds are observed with a larger occurrence during the monsoon period (more than half of the clouds are observed in JJAS) in agreement with the satellite data. The monthly-mean diurnal cycle of their occurrence (see Fig. 4) indicates that, for each month, mid-level clouds are present throughout the day with a peak in the early morning, between 0200 UTC and 0600 UTC, during the monsoon period, in agreement with previous studies (Duvel, 1989; Riihimaki *et al.*, 2012). It is interesting to note that in spite of the different diurnal cycle of convective events in the Pacific Ocean and in West Africa, with a later triggering in West Africa (mid to late afternoon) than in the Pacific Ocean (preferential triggering in the morning), the maximum in the diurnal cycle of mid-level clouds occurs in the early morning in both studies. During winter and autumn, the occurrence of mid-level clouds does not show any preferential hour. The same data obtained from the BBM site are also shown in Figures 3 and 4. This site is located further north and is therefore subject to different meteorological conditions when compared to Niamey (Marsham *et al.*, 2013; Gounou *et al.*, 2012; Cuesta *et al.*, 2008). Ninety four mid-level clouds were observed in June 2011, compared to 54 at

Niamey in June 2006 while the cloud climatology at BBM obtained from the CloudSat-CALIPSO data does not show that there are more clouds at BBM than at Niamey (see Fig. 5c). This can be due to the track numbers of CloudSat-CALIPSO which differ from month to month, as well as to the lidar operation, which may oversegment clouds due to interruption in operation. Interannual variability may also explain this difference. The frequency of occurrence of mid-level clouds at BBM is higher than at Niamey, and both peak around 6 km height (see Fig. 3). At BBM, the amplitude of the diurnal cycle is weaker than at Niamey, and the maximum is shifted to between 1600 UTC and 2000 UTC. In Figure 4, white dots at BBM indicate the fraction of time where the lidar was operating. There are more missing data around the maximum of cloud occurrence. At around 1830 UTC, for example, there is almost half of the time a mid-level cloud detected but the lidar operated only 60% of the time at this hour. So this diurnal cycle should be taken with caution.

4.3. Morphology and microphysics of mid-level clouds

Figure 5a shows the cloud base height distribution and the column base height distribution observed at these two locations. At Niamey, for the whole year, cloud bases vary between 2550 m and 7650 m with a peak around 5000 m (and cloud tops between 3000 and 8500 m with a peak around 5500 m (see Fig. 6b)), and a comparable histogram is obtained for June only, with however less high cloud bases. At BBM, cloud bases vary between 4000 m and 8400 m with a peak around 5600 m. The column base height distributions (dashed lines) are close to the cloud base height distributions (solid lines). At Niamey, an increase of cloud bases is observed in JFM, with a peak around 6000 m, followed by a decrease with a minimum of about 4600 m in October and November (not shown). During the monsoon period, the cloud base height remains close to 5100 m. Cloud bases at BBM in June 2011 are slightly higher than at Niamey in June 2006 especially in the morning from 0000 UTC to 0600 UTC (not shown). Sounding data indicate that cloud bases detected at this station are at the same altitude as the top of the SRL in the morning (at 0300 UTC

and 0600 UTC) (not shown); this may explain the high altitudes of the bases at BBM. Note that, at BBM, some cloud bases might be too low because some virgae might be interpreted as cloud instead of precipitation.

Most mid-level clouds have a small vertical extent (Fig. 5b). Indeed at Niamey, 342 mid-level clouds have a thickness smaller than 500 m and 83 between 500 m and 1000 m. So, 88% of clouds have a thickness smaller than 1 km whereas Riihimaki *et al.* (2012), over the Pacific, only found 50% with a similar instrumental design. Very few clouds have a thickness larger than 1000 m, with only 47 between 1000 m and 2000 m and 10 thicker than 2000 m. These thicker clouds mainly occur during the monsoon period. According to Figure 5b, on average, at Niamey the thickness is about 460 m for the entire year of 2006 and 520 m for June 2006. At BBM, a 570 m mean thickness, similar than at Niamey, is found. The thickness derived by cloud objects is lower than the one derived by columns. Nevertheless, both analyses confirm thinner clouds at Niamey than at BBM. The analysis of the variation of thickness throughout the diurnal cycles indicates that the thicknesses at Niamey are however larger than at BBM in the early morning this can be due to the lidar which does not see through thick clouds and misses the deepest clouds (not shown). These first results are consistent with the CloudSat-CALIPSO climatology. Comparisons of cloud frequency of occurrence between ground-based and spaceborne radar-lidar (Bouniol *et al.*, 2012; Protat *et al.*, 2014) show a slight overestimation in the mid-level clouds for the spaceborne dataset. Protat *et al.* (2014) relate this overestimation to the ability of the CALIPSO to detect clouds in the low levels while the ground-based lidar may be extinguished either by low-level liquid clouds or by large amount of aerosols as found in the Niamey region. This point may explain the ability of the CloudSat-CALIPSO combination to detect lower cloud bases as well as thicker clouds.

In the following, the analysis will be made by cloud objects in order to differentiate mid-level cloud families. Histograms of cloud base height, top height, thickness, liquid, ice and mixed phase fractions, reflectivity and standard deviation of reflectivity are shown by the blue curves in Figure 6 for the 482 cloud objects observed at Niamey in 2006.

Reflectivities are between -40 and -5 dBZ with a peak at -32 dBZ and their standard deviations spread from 0 to 27 dBZ with a peak at 3 dBZ (see Fig. 6e-f). Clouds having the higher reflectivities, i.e. greater than -15 dBZ, also have a larger variance. There are few clouds with high water contents even if a second very slight peak of reflectivity is observed at -22 dBZ. In CloudSat observations, the reflectivity, obtained with the files 2B-GEOPROF, shows a peak at -22.5 dBZ with fluctuations between 11.2 and -28.25 dBZ. One should keep in mind that the reflectivity distribution only concerns a sub-sample (62%) of the mid-level clouds observed at Niamey. Indeed in JFM, the radar was not operational (see Table 1), and 72 mid-level clouds were detected by the lidar alone. The thinnest clouds (less than 1000 m depth) are hard to detect with the radar, leading to 212 mid-level clouds that are very partially sampled (with for all these cloud objects less than 25% of the total number of cloudy pixels sampled by the radar) among which 109 are not detected at all by the radar. This means that these geometrically thin clouds are mainly composed of small hydrometeors. Conversely, the thicker clouds are better sampled by the radar (198 are well detected ($\geq 25\%$)); their thickness can be as large as 4 km. This analysis is valid for all months of 2006 except when no clouds are detected (e.g. December).

At Niamey, the composition of clouds in term of hydrometeors can be documented with the categorization algorithm. The fractions described below concern cloud volume. Mid-level clouds are mainly composed of ice and liquid water with a predominance of liquid water (see. Fig. 6d): 73 % of clouds are composed of at least 50 % of liquid water and 80 % of clouds are composed of at most 20 % of ice. During the monsoon period, 30 % of the clouds also contain supercooled liquid droplets but in small quantities and 16 % contain supercooled liquid droplets at their cloud tops. In the same region, Stein et al. (2011) found that approximately 20% of mid-level clouds contain supercooled liquid water at their cloud tops (their Fig. 6), which is consistent with the present study. Ansmann *et al.* (2009) observed a high frequency of occurrence of mixed-phase clouds compared to other clouds with cloud top temperature around -30°C . At Niamey site, the clouds with more than 75% mixed-phase at their top have their cloud tops located at around 6-7 km (not shown). In

addition, some clouds also contain drizzle or rain associated with liquid water droplets, particularly during the monsoon period. Only between May and September, some clouds are almost exclusively composed of ice, but they are relatively few: one cloud in May and one in August, three clouds in June and in July and four clouds in September.

On the other hand, the clouds observed at Niamey site are mostly non-precipitating and of “short duration” (for 41 % of them, the time during which they are observed above the instruments is lower or equal to 30 minutes, mainly observed during JAS). In JFM, “durations” can be greater than five hours which might be associated with TP events.

Overall, no obvious correlations emerge between the different cloud characteristics; for example both very thick and thin clouds can have high cloud-averaged reflectivity. In order to objectively group together clouds sharing similarities, clustering methods are applied on mid-level cloud base and thickness variables.

For brevity, only results obtained with the HAC algorithm using the “Ward criterion” are shown in this paper as results obtained with the K-Means method were very similar. In Figure 7, the dendrogram clearly isolates three different clusters: one with low bases (in blue, cluster 3), one with high bases (in red, cluster 2) and another with high thicknesses (in green, cluster 1). The associated scatter plot of cloud thickness as a function of cloud base is shown in Fig. 7b. Figure 7b further shows that all clouds observed at BBM overlap with the three families of clouds detected at Niamey (grey crosses) (21 clouds in cluster 1, 45 in cluster 2 and 28 in cluster 3), even if their bases are slightly higher. The histograms of Fig. 6 are split according to the contribution of each of these three clusters. Clusters 2 and 3 are largely differentiated by their cloud bases; cluster 2 has high bases (between 5160 m and 7650 m), while cluster 3 has low bases (between 2580 m and 5400 m). Cluster 1 has bases between 2550 m and 7400 m. Cluster 1 mainly differs from clusters 2 and 3 by the larger thickness of its clouds: it is greater than 640 m and reaches up to 4220 m. Most clusters 2 and 3 clouds have thicknesses less than 500 m (between 67 m and 725 m (cluster 2) and between 20 m and 1285 m (cluster 3)). Consistently, clouds from cluster 1 also have higher reflectivities

(between -32 dBZ and -4 dBZ) than those of clusters 2 and 3 (between -34 dBZ and -20 dBZ and between -40 dBZ and -13 dBZ for clusters 2 and 3 respectively). These clouds therefore contain the largest water contents. They are also the only clouds that predominantly precipitate with 64% of precipitating clouds whereas clusters 2 and 3 include 6% and 14% precipitating clouds respectively (not shown). Note that clouds in clusters 2 and 3 are of “shorter duration”: they last on average an hour and a half (86% with less than 3 hours) whereas in cluster 1, the "duration" is on average seven and a half hours (not shown). In summary, clouds in clusters 2 and 3 differ from clouds in cluster 1 by their macrophysical properties (notably thickness and "duration") but also by their microphysical properties (in particular reflectivity and precipitation).

For illustration, three clouds belonging to two different clusters are shown in Fig. 1b. The two thicker clouds which have a large intra-cloud reflectivity variance belong to cluster 1. The other cloud is thin, it has a low intra-cloud reflectivity variance; it belongs to cluster 3 (see Fig. 1b).

As discussed earlier, there are more mid-level clouds during the monsoon. There is therefore an increase of the cloud number in the clusters during this period, in particular in cluster 3 whose frequency of occurrence is the highest from July until October (Fig. 8). This cluster decreases later than the others; it is the only cluster with clouds in November. Possessing low bases, it persists in the season thanks to the humidity present in the lower layers. Cluster 2 also displays a seasonal cycle but of reduced amplitude and with an earlier increase (June) compared to cluster 3. Clouds belonging to this cluster are also present at the beginning of the year. Finally, cluster 1 has the weakest seasonal cycle, with an earlier increase in May. Outside the monsoon season, clouds of cluster 1 can be associated with the TP events since they generate long lasting and partly precipitating mid-level clouds (Fröhlich et al., 2013; Knippertz and Fink, 2009).

On this basis of macro- and microphysical characteristics observed on these three clusters, by analogy we can already establish resemblances with the clouds defined by McFarlane *et al.* (2013) who also defined these clouds in the tropical western Pacific Ocean region: congestus with cloud base lower than 4 km, cloud top between 4 and 8 km and cloud thickness higher than 1.5 km,

altocumulus with cloud base between 4 and 8 km, cloud top between 4 and 8 km and cloud thickness lower than 1.5 km and altostratus with cloud base between 4 and 8 km, cloud top between 4 and 8 km and cloud thickness higher than 1.5 km. This coincides with the criteria observed except for the cloud thickness criteria of altostratus.

4.3. Thermodynamics of mid-level clouds

We now analyse if these different families of mid-level clouds also indicate different thermodynamic regimes. Several mean thermodynamic characteristics obtained from radiosondes for the three clusters before, during and after (as defined in section 3.4) the cloud occurrence are shown in Fig. 9, where the origin of the vertical axis is the cloud base. The mean cloud base is used for this aim and not the cloud base height at the sampling time, keeping in mind that at these heights the radar-lidar profiles may not be perfectly collocated with the sounding profiles. The underlying assumption is then that the thermodynamical profile provides an indication of the characteristic of the environment of a cloud, including its averaged macrophysical properties. For each cluster, the anomalies were computed as the difference between the average for a given period (i.e.; before/during/after a cloud occurrence) and the average of all the soundings over all periods. Most often, a negative potential temperature anomaly and a positive specific humidity anomaly are observed during cloud occurrence, except for cluster 1, with maximum anomalies at the cloud top (not shown). For clusters 2 and 3, the profiles before and after the cloud occurrence are close, i.e. we observe a quick recovery. By contrast, for cluster 1, there is a departure of the profiles after the cloud occurrence with a cooling of about 1K and a moistening of about 1g.kg^{-1} . This suggests a significant transport of water vapour by these clouds. The relative humidity also increases during the cloud occurrence in the cloudy layer (mainly at cloud base) and decreases rapidly below the cloud base and above the cloud top, notably for the clusters 2 and 3. Heymsfield *et al.* (1990) also observed the same structure for an altocumulus cloud during an aircraft campaign at the end of

October in Wisconsin. Moreover, they observed low cloud ice concentrations as in Niamey. Another case study conducted by Schmidt *et al.* (2014) in August 2010 in Florida also focused on an altocumulus. As for Niamey clouds, this cloud, with a thickness smaller than 300 m, had a mixed-phase composition with very low quantities of supercooled liquid droplets. Ansmann *et al.* (2009) noticed the same feature in geometrically and optically thin altocumulus over the tropical North Atlantic. Their cloud tops were almost all composed of liquid and their cloud bases of ice. Ice could be formed by polluted air consisting of biomass-burning smoke and Saharan dust aerosol (DeMott *et al.*, 2003, 2009). According to Ansmann *et al.* (2009), another characteristic of these clouds is their capacity to form by evaporation or sublimation of precipitation in deep virga layers below cloud base. However, in our case, clouds of cluster 2 do not precipitate and very few possess virga (only 2 clouds). Clouds with virga are more frequent in cluster 1, which could perhaps be further divided into two clusters: those associated with convection and those associated with altocumulus possessing virga. During the cloud occurrence, the cluster 2 is in warmer and less humid environment than clusters 1 and 3. For this last cluster, a thick zone of higher specific humidity is observed below cloud base (Fig. 9k), this suggests that these clouds are fed with water vapour from the lower layers.

Johnson *et al.* (1999) and Riihimaki *et al.* (2012) argued that mid-level clouds could be formed by detrainment. According to Bretherton and Smolarkiewicz (1989), a stable environment would control detrainment. Thus, we investigated whether enhanced stability is found in the cloud environment by determining the inversions in the sounding profiles. Firstly, we observed with Niamey soundings that inversions are frequently found around the level of mid-level cloud occurrence (not shown). The inversion height increases during the monsoon period and decreases in autumn. Of the 482 mid-level clouds observed at Niamey, the thermodynamical environment of 233 clouds was sampled with at least one radiosonde, among which 216 are characterized by at least one inversion.

We then distinguished situations where the inversion height is located above the cloud top

and those where the inversion height is below cloud top (even if close). Inversions are preferentially located above the cloud top in particular for clusters 2 and 3 (see dashed part of the vertical bars in Fig. 10). Note also that inversions associated with those clusters are stronger than inversions associated with cluster 1. This points to a possible role of the inversion in blocking the cloud vertical development, in a similar way as proposed by Johnson *et al.* (1996) and Zuidema (1998). For cluster 1, inversions are weak and mainly located below cloud tops, which suggests that those clouds have sufficient buoyancy to overcome this enhanced stability layer. However for Riley and Mapes (2009), at these altitudes, a stable environment and cloud occurrence are not necessarily paired. According to them, a stable layer created at the cloud top by radiative cooling can not explain the detrainment phenomenon and consequently the formation of mid-level clouds. Here, detrainment refers to a mesoscale lateral spreading of hydrometeors/water vapour at a capping inversion and this is an especially relevant process for clouds of clusters 2 and 3.

4.4. Radiative impacts of mid-level clouds

The effect of mid-level clouds on the surface radiative fluxes depends on many factors including cloud properties, surface properties, solar elevation angle, hours of the day and seasons (Zhang *et al.*, 1996). The three mid-level cloud clusters are characterized by differences in macrophysical and microphysical properties as well as by different occurrences during the year. Here we analyse whether these clusters are also characterized by distinct radiative effects. Figure 11 quantifies the monthly-mean mid-level cloud radiative forcing in the shortwave (SW) (a) and in the longwave (LW) (b) domains estimated from the 15-minute sampled data. These results also extend the study of Bouniol *et al.* (2012) to the entire year. Table 2 shows for each cluster: i/ the Cloud Radiative Effects (CRE) SW flux over the clear-sky (CS) SW flux at the surface for mid-level clouds (MLC):

$$\text{BOA_SW}_n = \frac{SW\downarrow_{MLC} - SW\downarrow_{CS}}{SW\downarrow_{CS}} \quad (\text{i})$$

ii/ the upwelling shortwave radiation at the top of atmosphere ($SW\uparrow_{MLC}$) over the clear-sky SW

$$\text{flux: TOA_SW}_n = \frac{SW\uparrow_{MLC}}{SW\downarrow_{CS}} \quad (\text{ii})$$

iii/ the CRE LW flux:

$$\text{BOA_LW} = LW\downarrow_{MLC} - LW\downarrow_{CS} \quad (\text{iii})$$

iv/ the upwelling longwave radiation at the top of atmosphere ($LW\uparrow_{MLC}$):

$$\text{TOA_LW} = LW\uparrow_{MLC} \quad (\text{iv})$$

The normalization by the clear-sky SW flux removes the dependence on solar elevation angle. In the longwave domain, the measures are much less sensitive to the diurnal cycle and they are not normalized by the clear-sky LW.

4.4.1. Shortwave domain

In Figure 11a, the monthly mean incoming shortwave radiative impact due to mid-level clouds at the surface, calculated from the difference between the composite of mid-level clouds and the composite of the observations in clear-sky for a given month between 0800 UTC and 1600 UTC, ranges between -220 and -20 W.m^{-2} . For January, February and March, the mean impact varies between -150 and -100 W.m^{-2} . The annual maximum is observed in April. During the monsoon, a maximal amplitude is observed in July and reach the mean value of -180 W.m^{-2} linked to the progression of the monsoon flux over the continent (Bouniol *et al.*, 2012) while for the other months the mean impact is around -100 W.m^{-2} . In October, the mean impact decreases to around -50 W.m^{-2} and then becomes close to zero in November. These results are close to those obtained by Bouniol *et al.* (2012).

The BOA_SW_n reveals that cluster 1 clouds (the thickest, with high reflectivities) have the

strongest SW impact at the surface (it is three times stronger than for the clouds of clusters 2 and 3). Cluster 1 clouds have also the strongest impact for each month except in May (not shown). However, the cloud sample is not large enough to get robust conclusions about the seasonal evolution of the SW radiative effect for the different clusters. The TOA_SW_n reveals that at the top of atmosphere (TOA), there are less disparities between clusters even if cluster 1 slightly dominates again. In summary, clouds of cluster 1, which are probably optically thicker (higher reflectivity as well as deeper clouds), may absorb more of the incoming shortwave radiation (Chen *et al.*, 2000). We observe a higher SW CRE for cluster 1 than cluster 3, and for cluster 3 than cluster 2.

4.4.2. Longwave domain

Figure 11b shows the monthly mean incoming longwave radiation due to mid-level clouds, calculated from the difference between the composite of mid-level clouds and the composite of the observations in clear-sky for a given month. The mean longwave CRE at the surface, which measures the greenhouse effect of clouds on the surface energy balance, fluctuates between 10 and 60 $W.m^{-2}$. These impacts are greater during the dryer months (January, February, April, October and November), and decrease during the monsoon (down to less than 20 $W.m^{-2}$), when the water vapour amount is maximum and damp the radiative impact of mid-level clouds. In other words, during the monsoon, there is a strong greenhouse effect of water vapour, and this tends to reduce the impact of clouds in the longwave domain. Stephens *et al.* (2012) also observed a systematic decrease of LW CRE at the surface above a given precipitable water threshold.

The distribution of these impacts by clusters indicates that cluster 1 has more impacts and especially during the winter months compared to clusters 2 and 3 (not shown). During the monsoon, it had slightly more impact in June and September than the other two clusters. On average, the longwave impact is 26 $W.m^{-2}$ (25th percentile: 7.7 $W.m^{-2}$ and 75th percentile: 41.7 $W.m^{-2}$) which is consistent with cloud radiative impacts derived for mid-level clouds in the tropical western Pacific

Ocean region (McFarlane *et al.*, 2013 and Burleysson *et al.*, 2015). During the monsoon period, clouds in cluster 3 have more radiative impact than clouds in cluster 2. This is also observed in the annual average: cluster 3 clouds have a LW CRE of 20 W.m^{-2} (25th percentile: 7.3 W.m^{-2} and 75th percentile: 29.1 W.m^{-2}) whereas cluster 2 clouds have a LW CRE of 19 W.m^{-2} (25th percentile: 3.8 W.m^{-2} and 75th percentile: 27.6 W.m^{-2}) (in the literature 19 W.m^{-2} and 16 W.m^{-2} respectively; McFarlane *et al.*, 2013; Burleysson *et al.*, 2015). At the top of atmosphere, the TOA_LW reveals that the clusters 2 and 3 clouds have more radiative impact than clouds in cluster 1. However, few cloud objects have allowed to obtain these mean values, due to multi-layer scenes and few clear-sky scenes, leading to large spreads.

Overall, we observed that mid-level clouds at the surface have a cooling effect of -18 W.m^{-2} (combining shortwave and longwave effects). At the TOA, in the Tropics, Bourgeois *et al.* (2016) found a net average radiative effect of mid-level clouds of -0.6 W.m^{-2} with -2.4 W.m^{-2} and 1.8 W.m^{-2} in the SW and LW domains respectively. However, during the monsoon period, they observed a warming effect in the Saharan region which varies between -0.2 and 1.0 W.m^{-2} . In the Tropics, the net radiative effect of all clouds is about -20 W.m^{-2} in HadGAM1 climate model and CERES data (Su *et al.*, 2010). At the ARM Southern Great Plains site, in the midlatitude, Mace *et al.* (2006) found that mid-level clouds have a slightly cooling effect at the TOA and a heating effect at the surface.

5. Conclusion

To document the macro- and microphysical characteristics of mid-level clouds, located around 6 km height, the atmospheric environment within which they occur as well as their radiative properties in West Africa, we combined three datasets including active sensors: two from ground-based stations deployed respectively at the Sahelian site of Niamey in 2006 and at the Saharan site

of Bordj Badji Mokhtar in June 2011 and one obtained from CloudSat-CALIPSO satellites.

The mid-level clouds in this region are present throughout the year with a larger frequency of occurrence during the monsoon (June to September). They also predominantly occur in the early morning. The satellite data provided a broader regional view. They showed the increased presence of mid-level clouds in the more humid southern and western parts of West Africa. However, an enhancement of mid-level clouds over the Sahara during the monsoon is also observed, possibly related to the SHL dynamics, and consistent with an increased occurrence of a deep boundary layer over the Sahara allowing clouds to form, as well as detrainment from deep convection over the Sahara and in the South over the Sahel. We found that over West Africa, mid-level clouds are predominantly thin and mainly composed of liquid water.

Three different cloud types have been identified at Niamey, using a clustering method: one with low cloud bases (cluster 3), one with high cloud bases (cluster 2) and another with large cloud thicknesses (cluster 1). This study sought to highlight differences in macro- and microphysical properties, thermodynamics and radiative properties associated with these three clusters. We found dissimilarities in (i) reflectivity (clouds of cluster 1 have higher reflectivities than clouds of clusters 2 and 3, suggesting a higher water content in this cluster), (ii) variability of reflectivities (clouds of cluster 1 have a higher variability of reflectivities than clouds of clusters 2 and 3), (iii) composition (clouds of cluster 1 contain more ice in terms of volume fraction than clouds of clusters 2 and 3 which contain more liquid water in terms of volume fraction), and consequently (iv) precipitation (clouds of cluster 1 are generally precipitating with 64% of precipitating clouds whereas clouds of clusters 2 and 3 are mainly non-precipitating with 6% and 14% of precipitating clouds respectively). Few differences appear in the macro- and microphysical characteristics of clusters 2 and 3 clouds. Nevertheless, the annual cycles of these two clusters are distinct. Clouds of clusters 2 and 3 mainly occur "before" and "during" the monsoon and "during" and "after" the monsoon respectively, whereas clouds of cluster 1 mainly occur during the monsoon. Clouds of clusters 2 and 3 share some thermodynamics properties, e.g. their cloud tops are associated with sharp inversions,

which suggests a role of these inversions in limiting the vertical development of these clouds. By contrast, no such inversion is found for clouds of cluster 1. Moreover, some obvious co-fluctuations are found in the annual cycles of mid-level cloud frequency of occurrence, CAPE (Convection Available Potential Energy) and CIN (Convective Inhibition), in particular with cluster 1, with a higher frequency of occurrence during the monsoon when CAPE is higher and CIN lower (not shown). Finally, clouds of cluster 1 differentiate again from clouds of clusters 2 and 3 by their higher radiative impact in both shortwave and longwave domains.

Through these analyses, it seems plausible that clouds of cluster 1 are associated with convective processes (these clouds share similarities with the congestus defined by Johnson *et al.* (1999) and Zuidema (1998)). The moisture origin of the cluster 1 clouds would therefore come from the lower layers. However, the clouds of clusters 2 and 3 show properties closer to stratiform clouds (Ansmann *et al.*, 2009; Heymsfield *et al.*, 1990; Schmidt *et al.*, 2014), the moisture source in the mid-troposphere leading to such cloud is therefore more enigmatic. The use of back trajectories from cloud location as well as idealized simulations could help in a future study to determine the origin of the moisture as well as to better understand the mechanisms leading to condensation and formation of these clouds. We also plan to investigate the contribution of these clouds in the water and energy cycle in West Africa and to analyse their role in the West African monsoon as well as in the dynamics of the SHL.

These clouds are often poorly represented in numerical weather prediction models (Bodas-Salcedo *et al.*, 2008) and climate models (Roehrig *et al.*, 2013). Indeed, this is a challenge to represent these very thin clouds and their mixed-phase characteristics. Furthermore, our study highlights that there is not a unique mid-level cloud type, and that different physical processes are at play in the occurrence of these different types (convective and stratiform origins). The database constructed in this study provides an excellent basis to evaluate the capacity of different models ranging from cloud resolving (Marshall *et al.*, 2006) to regional convection permitting (Pearson *et al.*, 2010; Lean *et al.*, 2008) up to climate (Roehrig *et al.*, 2013).

Acknowledgements

The Niamey AMF data were obtained from the Atmospheric Radiation Measurement (ARM) Program Archive of the Department of Energy. There are available on the Cloudnet website (the Cloudnet project was funded by the European Union from Grant EVK2-2000-00065). We also thank E. O'Connor at the University of Reading who performed the processing on Niamey AMF data. The Bordj Badji Mokhtar data were obtained from ICAS and NCAS of Leeds University during the Fennec campaign. CloudSat data are obtained from CIRA of Colorado State University. ICARE and NASA gave access to the CALIOP data. We would like to thank Florence Favot for technical assistance in computer science and Florent Beucher for helpful on tropical meteorology. The comments, and their diversity, of four anonymous reviewers have greatly improved this manuscript.

References

Ansmann A, Tesche M, Althausen D, Müller D, Seifert P, Freudenthaler V, Heese B, Wiegner M, Pisani G, Knippertz P, Dubovik O. 2008. Influence of Saharan dust on cloud glaciation in southern Morocco during the Saharan Mineral Dust Experiment. *J. Geophys. Res. Atmos.* **113**: D04210, DOI: 10.1029/2007JD008785.

Ansmann A, Tesche M, Seifert P, Althausen D, Engelmann R, Fruntke J, Wandinger U, Mattis I, Müller D. 2009. Evolution of the ice phase in tropical altocumulus: SAMUM lidar observations over Cape Verde. *J. Geophys. Res. Atmos.* **114**: D17208, DOI: 10.1029/2008JD011659.

Bodas-Salcedo A, Webb MJ, Brooks ME, Ringer MA, Williams KD, Milton SF, Wilson DR. 2008. Evaluating cloud systems in the Met Office global forecast model using simulated CloudSat radar reflectivities. *J. Geophys. Res. Atmospheres*, **113**: D00A13, DOI: 10.1029/2007JD009620

Bouniol D, Couvreux F, Kamsu-Tamo PH, Leplay M, Guichard F, Favot F, O'Connor EJ. 2012. Diurnal and seasonal cycles of cloud occurrences, types, and radiative impact over West Africa. *J. Appl. Meteorol. Climatol.* **51**: 534–553, DOI: 10.1175/JAMC-D-11-051.1.

Bourgeois Q, Ekman AML, Igel MR, Krejci R. 2016. Ubiquity and impact of thin mid-level clouds in the tropics. *Nat. Commun.* **7**: 12432, DOI: 10.1038/ncomms12432.

Bretherton CS, Smolarkiewicz PK. 1989. Gravity waves, compensating subsidence and detrainment around cumulus clouds. *J. Atmos. Sci.* **46**: 740–759.

Bühl J, Seifert P, Myagkov A, Ansmann A. 2016. Measuring ice- and liquid-water properties in

mixed-phase cloud layers at the Leipzig Cloudnet station. *Atmos. Chem. Phys.* **16**: 10609-10620, DOI: 10.5194/acp-16-10609-2016.

Burleyson CD, Long CN, Comstock JM. 2015. Quantifying diurnal cloud radiative effects by cloud type in the Tropical Western Pacific. *J. Appl. Meteorol. Climatol.* **54**: 1297–1312, DOI: 10.1175/JAMC-D-14-0288.1.

Chen T, Rossow WB, Zhang Y. 2000. Radiative effects of cloud-type variations. *J. Climate* **13**: 264–286.

Cuesta J, Edouart D, Mimouni M, Flamant PH, Loth C, Gibert F, Marnas F, Bouklila A, Kharef M, Ouchène B, Kadi M, Flamant C. 2008. Multiplatform observations of the seasonal evolution of the Saharan atmospheric boundary layer in Tamanrasset, Algeria, in the framework of the African Monsoon Multidisciplinary Analysis field campaign conducted in 2006. *J. Geophys. Res. Atmos.* **113**: D00C07, DOI: 10.1029/2007JD009417.

Cuesta J, Lavaysse C, Flamant C, Mimouni M, Knippertz P. 2010. Northward bursts of the West African monsoon leading to rainfall over the Hoggar Massif, Algeria. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **136**: 174–189, DOI: 10.1002/qj.439.

DeMott PJ, Sassen K, Poellet MR, Baumgardner D, Rogers DC, Brooks SD, Prenni AJ, Kreidenweis SM. 2003. African dust aerosols as atmospheric ice nuclei. *Geophys. Res. Lett.* **30(14)**: 1732, DOI: 10.1029/2003GL017410.

DeMott PJ, Sassen K, Poellet MR, Baumgardner D, Rogers DC, Brooks SD, Prenni AJ, Kreidenweis SM. 2009. Corrections to “African dust aerosols as atmospheric ice nuclei”. *Geophys.*

Res. Lett. **36**: L07808, DOI: 10.1029/2009GL037639.

Duvel JP. 1989. Convection over tropical Africa and the Atlantic Ocean during northern summer. Part I: Interannual and diurnal variations. *Mon. Wea. Rev.* **117**: 2782–2799.

Fröhlich L, Knippertz P, Fink AH, Hohberger E. 2013. An Objective Climatology of Tropical Plumes. *J. Climate* **26**: 5044–5060. DOI: 10.1175/JCLI-D-12-00351.1.

Garcia-Carreras L, Parker DJ, Marsham JH, Rosenberg PD, Brooks IM, Lock AP, Marengo F, McQuaid JB, Hobby M. 2015. The turbulent structure and diurnal growth of the Saharan atmospheric boundary layer. *J. Atmos. Sci.* **72**: 693–713, DOI: 10.1175/JAS-D-13-0384.1

Gounou A, Guichard F, Couvreux F. 2012. Observations of diurnal cycles over a West African meridional transect: pre-monsoon and full-monsoon seasons. *Bound. Lay. Meteorol.* **144**: 329–357, DOI: 10.1007/s10546-012-9723-8.

Haikin N, Galanti E, Reisin TG, Mahrer Y, Alpert P. 2015. Inner structure of atmospheric inversion layers over Haifa Bay in the eastern Mediterranean. *Bound. Lay. Meteorol.* **156**: 471–487. DOI: 10.1007/s10546-015-0038-4.

Harries JE, Russell JE, Hanafin JA, Brindley H, Futyan J, Rufus J, Kellock S, Matthews G, Wrigley R, Last A, Mueller J, Mossavati R, Ashmall J, Sawyer E, Parker D, Caldwell M, Allan PM, Smith A, Bates MJ, Coan B, Stewart BC, Lepine DR, Cornwall LA, Corney DR, Ricketts MJ, Drummond D, Smart D, Cutler R, Dewitte S, Clerbeaux N, Gonzalez L, Ipe A, Bertrand C, Joukoff A, Crommelynck D, Nelms N, Llewellyn-Jones DT, Butcher G, Smith GL, Szewczyk ZP, Mlynczak PE, Slingo A, Allan RP, Ringer MA. 2005. The geostationary earth radiation budget project. *Bull.*

Am. Meteorol. Soc. **86**(7): 945–960.

Haynes JM, Stephens GL. 2007. Tropical oceanic cloudiness and the incidence of precipitation: Early results from CloudSat. *Geophys. Res. Lett.*, **34**: L09811, DOI: 10.1029/2007GL029335.

Heysfield AJ, Miloshevich LM, Slingo A, Sassen K, O’C. Starr D. 1990. An observational and theoretical study of highly supercooled altocumulus. *J. Atmos. Sci.* **48**: 923-945.

Hoareau C, Keckhut P, Noel V, Chepfer H, Baray JL. 2013. A decadal cirrus clouds climatology from ground-based and spaceborne lidars above the south of France (43.9°N–5.7°E). *Atmos. Chem. Phys.* **13**: 6951–6963, DOI: 10.5194/acp-13-6951-2013.

Hogan RJ, O’Connor EJ. 2004. Facilitating cloud radar and lidar algorithms: The Cloudnet Instrument Synergy/Target Categorization product. Cloudnet documentation. [Available online at <http://www.cloud-net.org/data/products/categorize.html>. and at <http://www.met.rdg.ac.uk/~swrhgnrj/publications/categorization.pdf>]

Illingworth AJ, Hogan RJ, O’Connor EJ, Bouniol D, Brooks ME, Delanoë J, Donovan DP, Eastment JD, Gaussiat N, Goddard JWF, Haeffelin M, Klein Baltink H, Krasnov OA, Pelon J, Piriou JM, Protat A, Russchenberg HWJ, Seifert A, Tompkins AM, Van Zadelhoff GJ, Vinit F, Willén U, Wilson DR, Wrench CL. 2007. Cloudnet: Continuous evaluation of cloud profiles in seven operational models using ground-based observations. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* **88**: 883–898. DOI: 10.1175/BAMS-88-6-883.

Jain AK, Dubes RC. 1988. Algorithms for Clustering Data. *Prentice-Hall, Englewood Cliffs*.

Jakob C, Tselioudis G. 2003. Objective identification of cloud regimes in the tropical western Pacific. *Geophys. Res. Lett.* **30**: 2082, DOI: 10.1029/2003GL018367.

Johnson RH, Ciesielski PE, Hart KA. 1996. Tropical inversions near the 0°C level. *J. Atmos. Sci.* **53**: 1838–1855.

Johnson RH, Rickenbach TM, Rutledge SA, Ciesielski PE, Schubert WH. 1999. Trimodal characteristics of tropical convection. *J. Climate* **12**: 2397–2418.

Kato S, Rose FG, Rutan DA, Charlock TP. 2008. Cloud effects on the meridional atmospheric energy budget estimated from Clouds and the Earth's Radiant Energy System (CERES) Data. *J. Climate* **21** (17): 4223–4241, DOI: 10.1175/2008JCLI1982.1.

Knippertz P, Fink AH. 2009. Prediction of Dry-Season Precipitation in Tropical West Africa and Its Relation to Forcing from the Extratropics. *Weather and Forecasting* **24**: 1064–1084. DOI: 10.1175/2009WAF2222221.1.

Lavaysse C, Flamant C, Janicot S, Parker DJ, Lafore JP, Sultan B, Pelon J. 2009. Seasonal evolution of the West African heat low: A climatological perspective. *Clim. Dynam.* **33**: 3130330, DOI: 10.1007/s00382-009-0553-4.

Lean HW, Clark PA, Dixon M, Roberts NM, Fitch A, Forbes R, Halliwell C. 2008. Characteristics of high-resolution versions of the Met Office Unified Model for forecasting convection over the United Kingdom. *Mon. Wea. Rev.* **136**: 3408–3424.

Mace GG, Benson S, Kato S. 2006. Cloud radiative forcing at the Atmospheric Radiation

Measurement Program Climate Research Facility: 2. Vertical redistribution of radiant energy by clouds. *J. Geophys. Res.* **111**: D11S91, DOI:10.1029/2005JD005922.

MacQueen J. 1967. Some methods for classification and analysis of multivariate observations. *Western Management Science Institute* **233(75)**: Task No. 047-041.

Marshall JH, Dobbie S, Hogan RJ. 2006. Evaluation of a large-eddy model simulation of a mixed-phase altocumulus cloud using microwave radiometer, lidar and Doppler radar data. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **132**: 1693-1715, DOI: 10.1256/qj.05.145.

Marshall JH, Hobby M, Allen CJT, Banks JR, Bart M, Brooks BJ, Washington R. 2013. Meteorology and dust in the central Sahara: Observations from Fennec supersite-1 during the June 2011 intensive observation period. *J. Geophys. Res. Atmos.* **118**: 4069–4089, DOI: 10.1002/jgrd.50211.

Marshall JH, Parker DJ, Todd MC, Banks JR, Brindley HE, Garcia-Carreras L, Roberts AJ, Ryder CL. 2016. The contrasting roles of water and dust in controlling daily variations in radiative heating of the summertime Saharan heat low. *Atmos. Chem. Phys.* **16**: 3563-3575, DOI: 10.5194/acp-16-3563-2016.

McFarlane SA, Long CN, Flaherty J. 2013. A climatology of surface cloud radiative effects at the ARM tropical western Pacific sites. *J. Appl. Meteorol. Climatol.* **52**: 996–1013, DOI: 10.1175/JAMC-D-12-0189.1.

Miller MA, Slingo A. 2007. The ARM Mobile Facility and its first international deployment: Measuring flux divergence in West Africa. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* **88**: 1229–1244.

Pantillon F, Knippertz P, Marsham JH, Panitz HJ, Bischoff-Gauss I. 2016. Modeling haboob dust storms in large-scale weather and climate models. *J. Geophys. Res. Atmos.* **121**: 2090–2109, DOI: 10.1002/2015JD024349.

Parker DJ, Burton RR, Diongue-Niang A, Ellis RJ, Felton M, Taylor CM, Thorncroft CD, Bessemoulin P, Tompkins AM. 2005. The diurnal cycle of the West African monsoon circulation. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **131**: 2839–2860, DOI: 10.1256/qj.04.52.

Pearson KJ, Hogan RJ, Allan RP, Lister GMS, Holloway CE. 2010. Evaluation of the model representation of convective systems using satellite observations of outgoing longwave radiation. *J. Geophys. Res. Atmos.* **115**: D20206, DOI: 10.1029/2010JD014265.

Pope M, Jakob C, Reeder M. 2009a. Objective classification of tropical mesoscale convective systems. *J. Climate* **22**: 5797–5808, DOI: 10.1175/2009JCLI2777.1.

Protat A, Young SA, McFarlane SA, L'Ecuyer T, Mace GG, Comstock JM, Long CN, Berry E, Delanoë J. 2014. Reconciling Ground-Based and Space-Based Estimates of the Frequency of Occurrence and Radiative Effect of Clouds around Darwin, Australia. *J. Appl. Meteor. Clim.* **53**: 456-478.

Ramanathan V, Cess R, Harisson E, Minnis P, Barkstrom B, Ahmad A, Hartmann D. 1989. Cloud-radiative forcing and climate: Results from the Earth Radiation Budget Experiment. *Science* **243**: 57–63.

Redelsperger JL, Diedhiou A, Flamant C, Janicot S, Lafore JP, Lebel T, Polcher J, Bourlès B,

Caniaux G, De Rosnay P, Desbois M, Eymard L, Fontaine B, Geneau I, Ginoux K, Hoepffner M, Kane CSE, Law K, Mari C, Marticoréna B, Mougín E, Pelon J, Peugeot C, Protat A, Roux F, Sultan B, Van den Akker E. 2006. AMMA, un projet international et multidisciplinaire de la mousson ouest-africaine. *La Météorologie* **54**: 22–32.

Riihimaki LD, McFarlane SA, Comstock JM. 2012. Climatology and formation of tropical midlevel clouds at the Darwin ARM site. *Am. Meteorol. Soc.* **25**: 6835–6850, DOI: 10.1175/JCLI-D-11-00599.1.

Riley EM, Mapes BE. 2009. Unexpected peak near -15°C in CloudSat echo top climatology. *Geophys. Res. Lett.* **36**: L09819, DOI: 10.1029/2009GL037558.

Roehrig R, Bouniol D, Guichard F, Hourdin F, Redelsperger JL. 2013. The present and future of the West African monsoon: A process-oriented assessment of CMIP5 simulations along the AMMA transect. *Am. Meteorol. Soc.* **26**: 6471–6505, DOI: 10.1175/JCLI-D-12-00505.1.

Sassen K, Wang Z. 2008. Classifying clouds around the globe with the CloudSat radar: 1-year of results. *Geophys. Res. Lett.*, **35**: L04805, DOI: 10.1029/2007GL032591.

Sassen K, Wang Z. 2012. The clouds of the middle troposphere: composition, radiative impact, and global distribution. *Surv. Geophys.* **33**: 677–691, DOI: 10.1007/s10712-011-9163-x.

Schmidt JM, Flatau PJ, Yates RD. 2014. Convective cells in altocumulus observed with a high-resolution radar. *J. Atmos. Sci.* **71**: 2130–2154, DOI: 10.1175/JAS-D-13-0172.1.

Stein THM, Parker DJ, Delanoë J, Dixon NS, Hogan RJ, Knippertz P, Maidment RI, Marsham JH.

2011. The vertical cloud structure of the West African monsoon: A 4 year climatology using CloudSat and CALIPSO. *J. Geophys. Res.* **116**: D22205, DOI: 10.1029/2011JD016029.

Stephens GL, Vane DG, Boain RJ, Mace GG, Sassen K, Wang Z, Illingworth AJ, O'Connor EJ, Rossow WB, Durden SL, Miller SD, Austin RT, Benedetti A, Mitrescu C, CloudSat Science Team.

2002. The CloudSat mission and the A-Train: A new dimension of space-based observations of clouds and precipitation. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* **83**: 1771–1790.

Stephens GL. 2005. Cloud feedbacks in the climate system: A critical review. *J. Climate* **18**: 237–273, DOI: 10.1175/JCLI-3243.1.

Stephens GL, Vane DG, Tanelli S, Im E, Durden S, Rokey M, Reinke D, Partain P, Mace GG, Austin R, L'Ecuyer T, Haynes T, Lebsock M, Suzuki K, Waliser D, Wu D, Kay J, Gettelman A, Wang Z, Marchand R. 2008. CloudSat mission: Performance and early science after the first year of operation. *J. Geophys. Res. Atmospheres.* **113**: D00A18, DOI: 10.1029/2008JD009982.

Stephens GL, Wild M, Stackhouse PW, L'Ecuyer T, Kato S, Henderson DS. 2012. The global character of the flux of downward longwave radiation. *J. Climate* **25**: 2329–2340, DOI: 10.1175/JCLI-D-11-00262.1.

Stokes GM, Schwartz SE. 1994. The Atmospheric Radiation Measurement (ARM) Program: Programmatic background and design of the cloud and radiation test bed. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* **75**: 1201–1221.

Su W, Bodas-Salcedo A, Xu K-M, Charlock TP. 2010. Comparison of the tropical radiative flux and cloud radiative effect profiles in a climate model with Clouds and the Earth's Radiant Energy

System (CERES) data. *J. Geophys. Res.* **115**: D01105, DOI:10.1029/2009JD012490.

Tan I, Storelvmo T, Zelinka MD. 2016. Observational constraints on mixed-phase clouds imply higher climate sensitivity. *Science* **352**: 224–227.

Tompkins AM, Adebisi AA. 2012. Using CloudSat cloud retrievals to differentiate satellite-derived rainfall products over West Africa. *J. Hydrometeorol.*, **13**: 1810–1816, DOI: 10.1175/JHM-D-12-039.1.

Wang J, Rossow WB, Zhang Y. 2000. Cloud vertical structure and its variations from a 20-yr global rawinsonde dataset. *J. Clim.* **13**: 3041–3056.

Ward JH. 1963. Hierarchical Grouping to optimize an objective function. *J. Am. Statistical Association* **58**: Issue 301, 236-244.

Weaver CP. 2003. Efficiency of storm tracks an important climate parameter ? The role of cloud radiative forcing in poleward heat transport. *J. Geophys. Res.* **108(D1)**: 4018, DOI: 10.1029/2002JD002756.

Webster PJ, Lukas R. 1992. TOGA COARE: The Coupled Ocean-Atmosphere Response Experiment. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* **73**: 1377–1416.

Winker D, Hunt W, McGill M. 2007. Initial performance assessment of CALIOP. *Geophys. Res. Lett.* **34**: L19803, DOI: 10.1029/2007GL030135.

Yasunaga K, Yoneyama K, Kubota H, Okamoto H, Shimizu A, Kumagai H, Katsumata M,

Sugimoto N, Matsui I. 2006. Melting layer cloud observed during R/V Mirai cruise MR01K05. *J. Atmos. Sci.* **63**: 3020-3032.

Zuidema P. 1998. The 600–800-mb minimum in tropical cloudiness observed during TOGA COARE. *J. Atmos. Sci.* **55**: 2220–2228.

Zhang MH, Lin WY, Klein SA, Bacmeister JT, Bony S, Cederwall RT, Del Genio AD, Hack JJ, Loeb NG, Lohmann U, Minnis P, Musat I, Pincus R, Stier P, Suarez MJ, Webb MJ, Wu JB, Xie SC, Yao MS, Zhang JH. 2005. Comparing clouds and their seasonal variations in 10 atmospheric general circulation models with satellite measurements. *J. Geophys. Res.* **110**: D15S02, DOI: 10.1029/2004JD005021.

Zhang T, Stammes K, Bowling SA. 1996. Impact of clouds on surface radiative fluxes and snowmelt in the Arctic and subarctic. *J. Climate* **9**: 2110–2123.

Zhang YC, Rossow W. 1997. Estimating meridional energy transports by the atmospheric and oceanic general circulations using boundary flux data. *J. Climate* **10**: 2358-2373, DOI: 10.1175/1520-0442(1997)010<2358:EMETBT>2.0.CO;2.

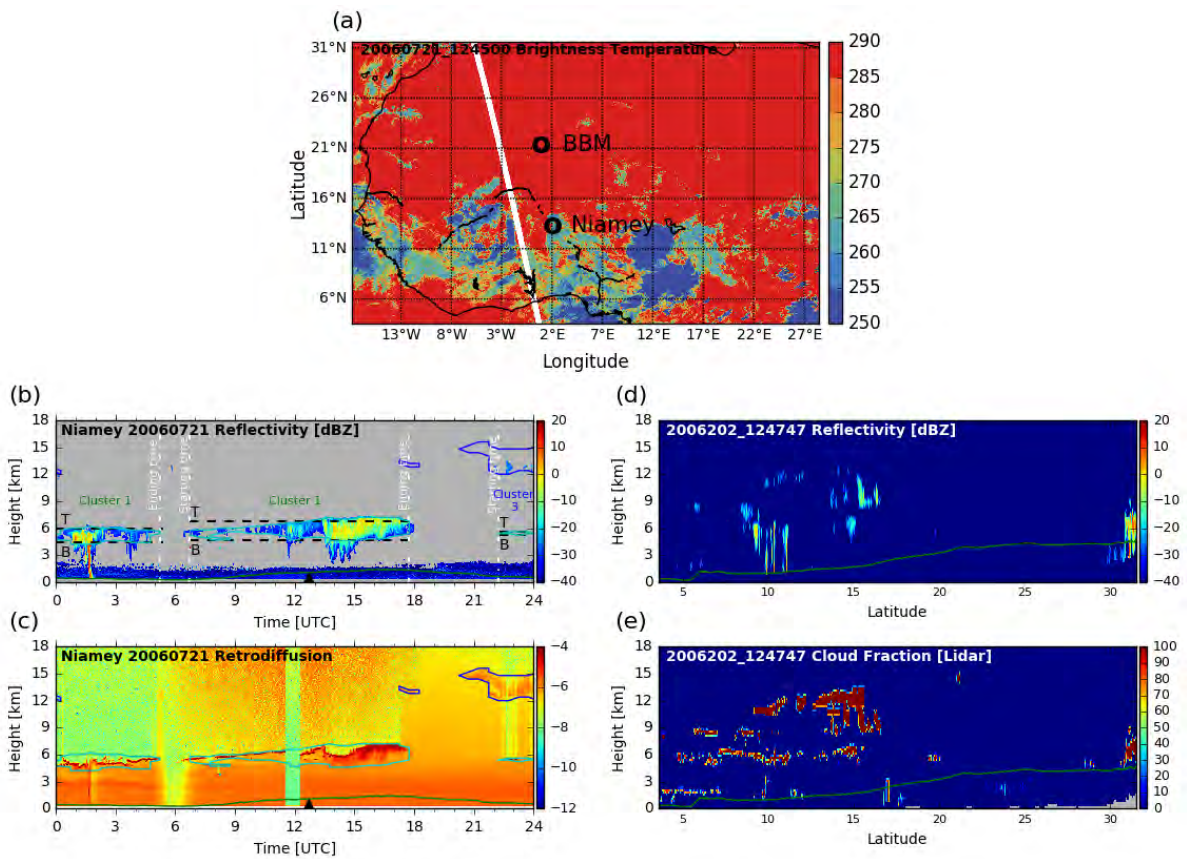


Figure 1. (a) Infrared ($10.5 \mu\text{m}$) SEVIRI brightness temperature (in K) on 21 July 2006 at 12:45. The CloudSat-CALIPSO track (shown in d) and e)) is overplotted in white. Niamey and BBM are indicated by black circles. (b-c) Time – height cross section of reflectivity (in dBZ) observed by the radar and \log_{10} of attenuated backscattering coefficient at 532 nm (in $\text{sr}^{-1} \text{ m}^{-1}$) observed by the lidar on the same day at Niamey (Niger). The lifting condensation level computed from the surface meteorology is overplotted in green. Cirrus and mid-level clouds are contoured in blue and cyan respectively. For each mid-level clouds, cloud base height (B), cloud top height (T), the starting and the ending times and their cluster affiliation are indicated. Black triangles indicate the starting time of the CloudSat-CALIPSO track. (d-e) Latitude – height cross section of reflectivity (in dBZ) observed by the CloudSat Cloud Profiling Radar and cloud fraction computed on the radar grid from the CALIPSO lidar on the same date from 12:47:47 between $3.575 - 31.575 \text{ }^\circ\text{N}$. The lifting condensation level computed from the ECMWF-AUX is overplotted in green.

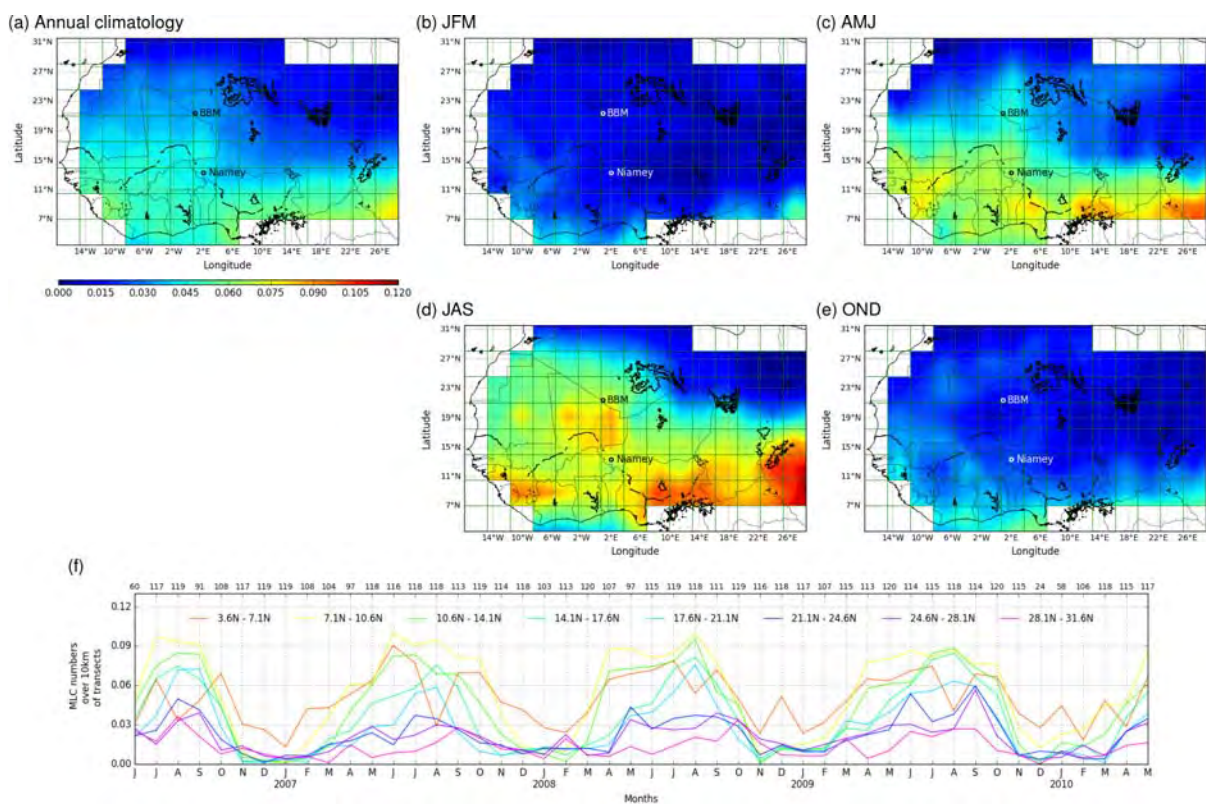


Figure 2. (a) Annual, (b) January-February-March (JFM), (c) April-May-June (AMJ), (d) July-August-September (JAS) and (e) October-November-December (OND) climatology of mid-level cloud density (number of clouds per kilometre of tracks) in km^{-1} from June 2006 to May 2010 in West Africa [3.575-31.575°N, 14.78°W-28.47°E] obtained with CloudSat-CALIPSO products. Here, these figures are computed from the cloud object identification. (f) Annual cycle of mid-level cloud density from June 2006 to May 2010 for latitudinal bands. The transect number for each month is reported at the top.

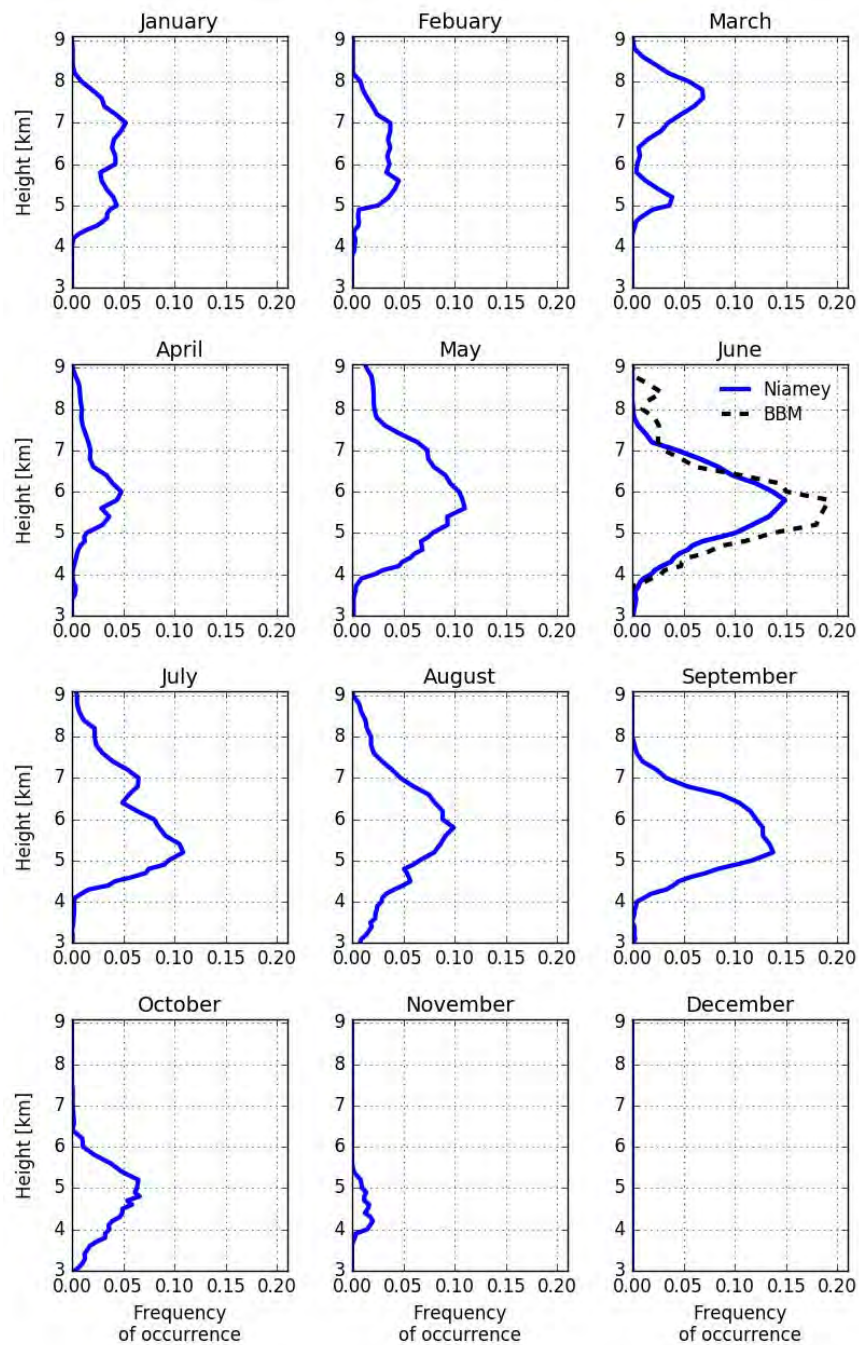


Figure 3. Annual evolution of monthly mid-level cloud frequency of occurrence (number of cloudy pixels over the total number of pixel observations at a given altitude with a 30 minute temporal resolution) at the ARM Mobile Facility at Niamey (Niger) in 2006 (blue) and at Bordj Badji Mokhtar (BBM) (Algeria) in June 2011 (black dotted line).

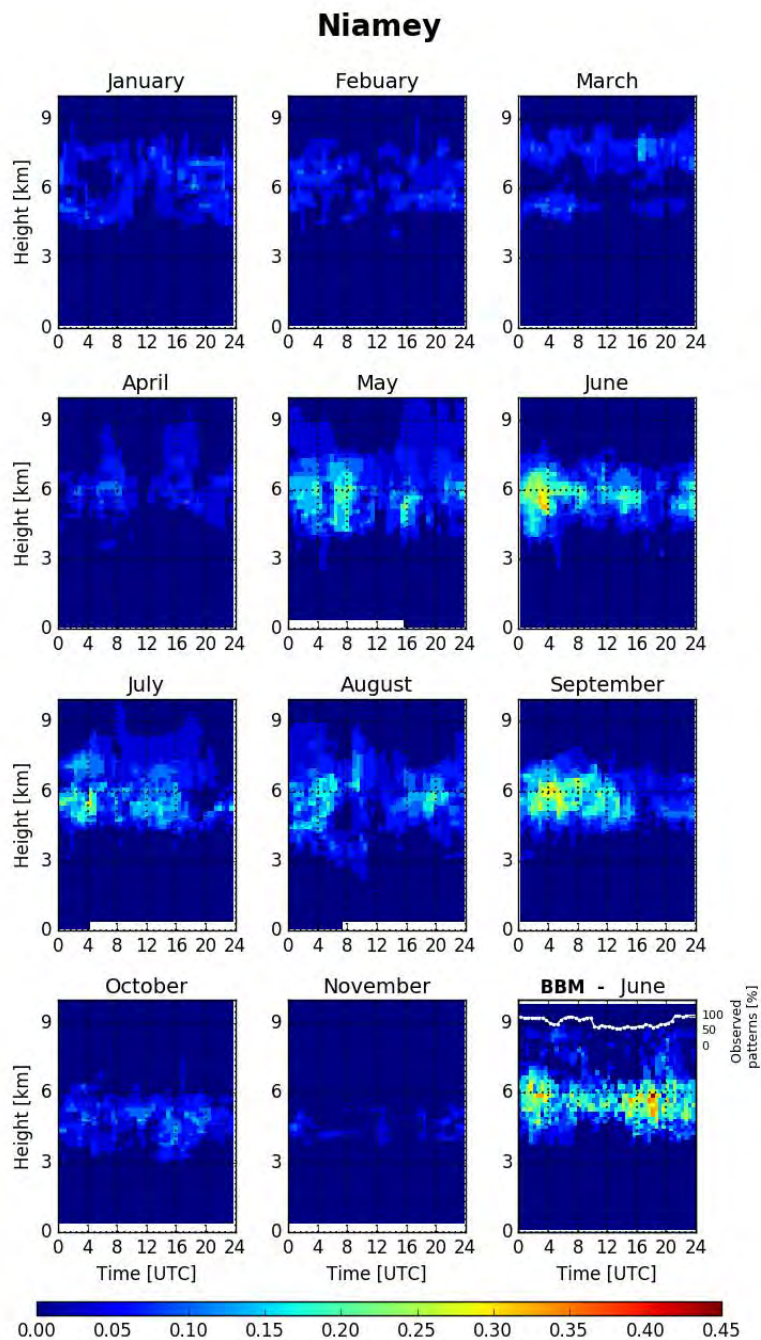


Figure 4. Annual evolution of the diurnal cycle of monthly mid-level cloud frequency of occurrence (for each 30 minutes range, number of cloudy pixels over the total number of pixel observations at a given altitude) at the ARM Mobile Facility at Niamey (Niger) in 2006 and (at bottom right) at Bordj Badji Mokhtar (BBM) (Algeria) in June 2011. This figure shows only

January to November months because no mid-level clouds were detected in December 2006 at Niamey.

Accepted Article

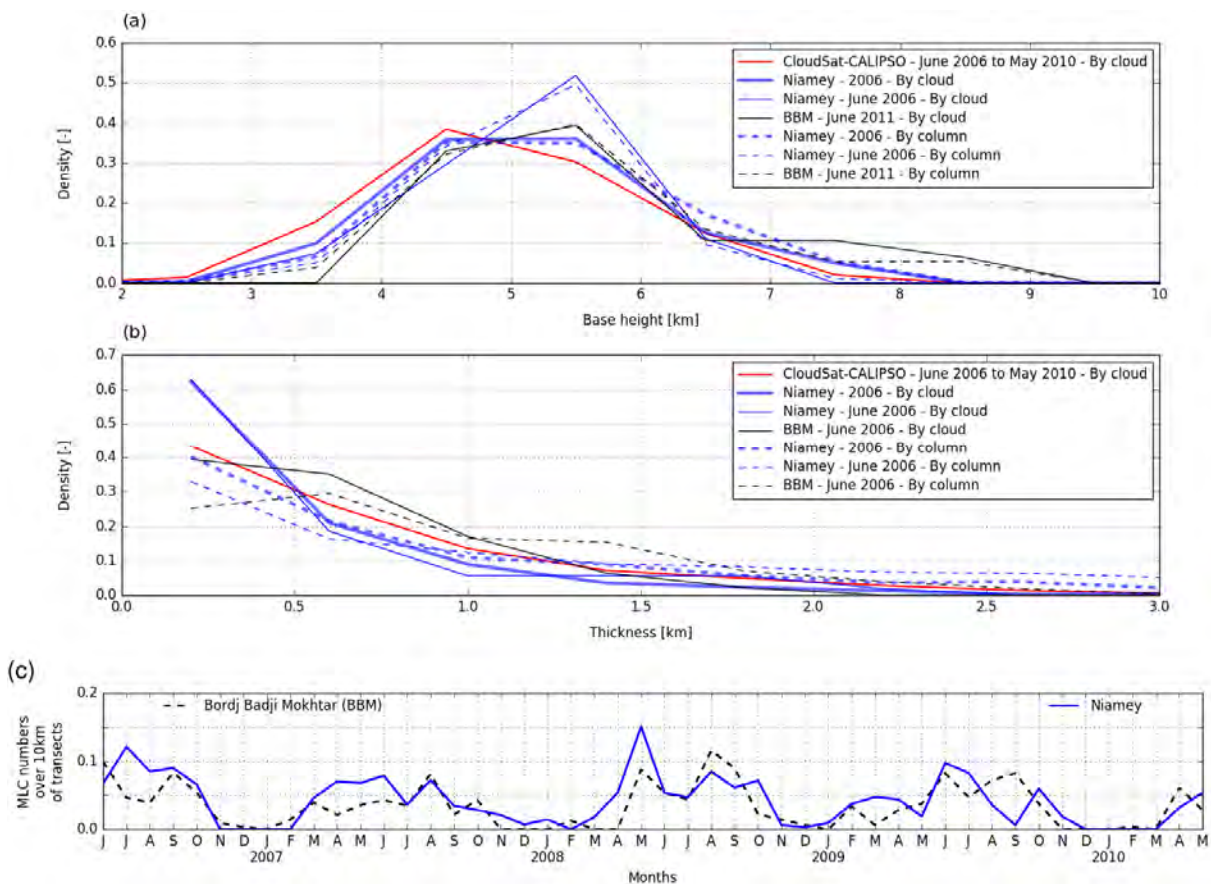


Figure 5. Distributions of (a) base height and (b) thickness detected by cloud (solid lines) and by column (dashed lines) observed at Niamey in 2006 (thick blue lines) and in June 2006 (thin blue lines), at BBM in June 2011 (thin black lines) and in the CloudSat-CALIPSO products (June 2006 to May 2010) for 3.575-31.575°N, 14.78°W-28.47°E (red lines). (c) Annual cycle of mid-level cloud density from June 2006 to May 2010 derived from the CloudSat-CALIPSO products for the elementary boxes where BBM [21.075-24.575°N, 0.668-3.758°E] (black dotted line) and Niamey [10.575-14.075°N, 0.668-3.758°E] (blue) are located.

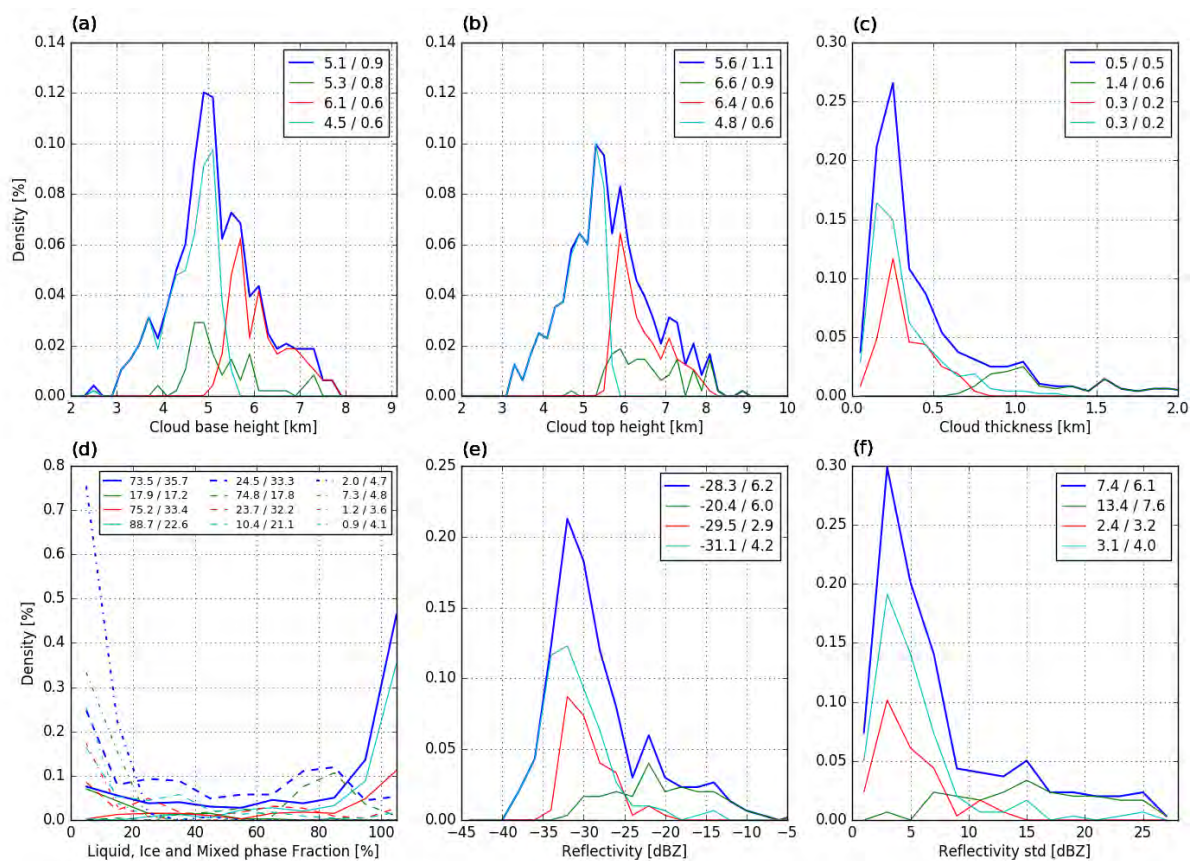


Figure 6. Distributions of (a) cloud base height, (b) cloud top height, (c) cloud thickness, (d) liquid (solid), ice (dashed) and mixed phase (dotted) fractions, (e) reflectivity, (f) standard deviation of reflectivity, for all cloud objects observed at Niamey in 2006 (i.e. 482 clouds) (blue lines) and for the three clusters obtained after the implementation of the HAC algorithm following the "Ward criterion". Cluster 1 is in green, cluster 2 in red and cluster 3 in cyan. For each distribution, the mean and the standard deviation of each characteristic for the 482 clouds and for each cluster are given in the top box.

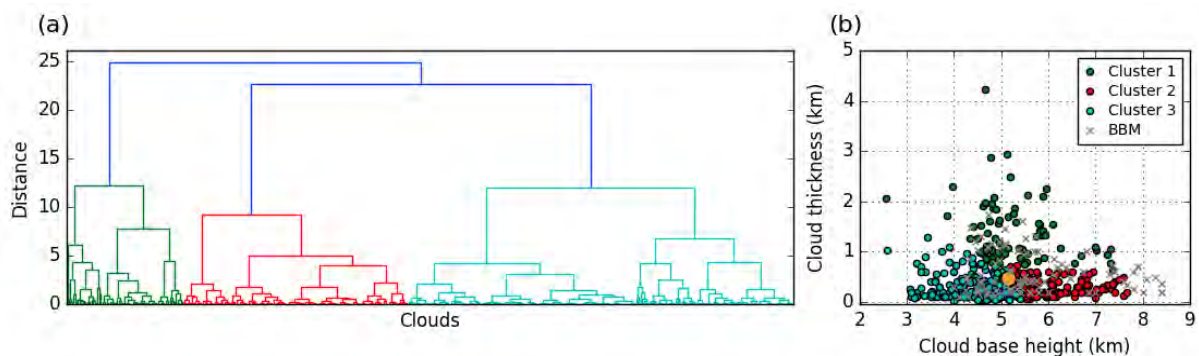


Figure 7. (a) Dendrogram associated with the HAC algorithm following the "Ward criterion". Cluster 1 is in green, cluster 2 in red and cluster 3 in cyan. (b) Cloud base height – cloud thickness distribution of the three clusters obtained after the implementation of the HAC algorithm with these two variables. Clusters, shown with colors, correspond to the three clusters of the figure (a). Each dot represents one of the 482 clouds observed in Niamey in 2006. The yellow dot represents the barycentre of all clouds. Clouds observed in BBM in June 2011 are represented by gray crosses.

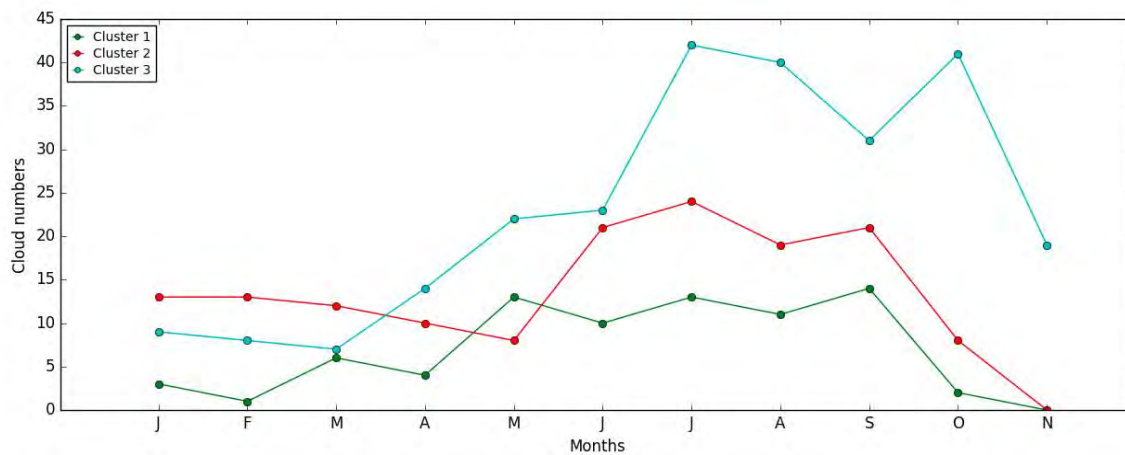


Figure 8. Monthly frequency of cloud numbers for each of the three clusters during the year 2006.

The x-axis only extends from January to November as no mid-level clouds were detected in December 2006.

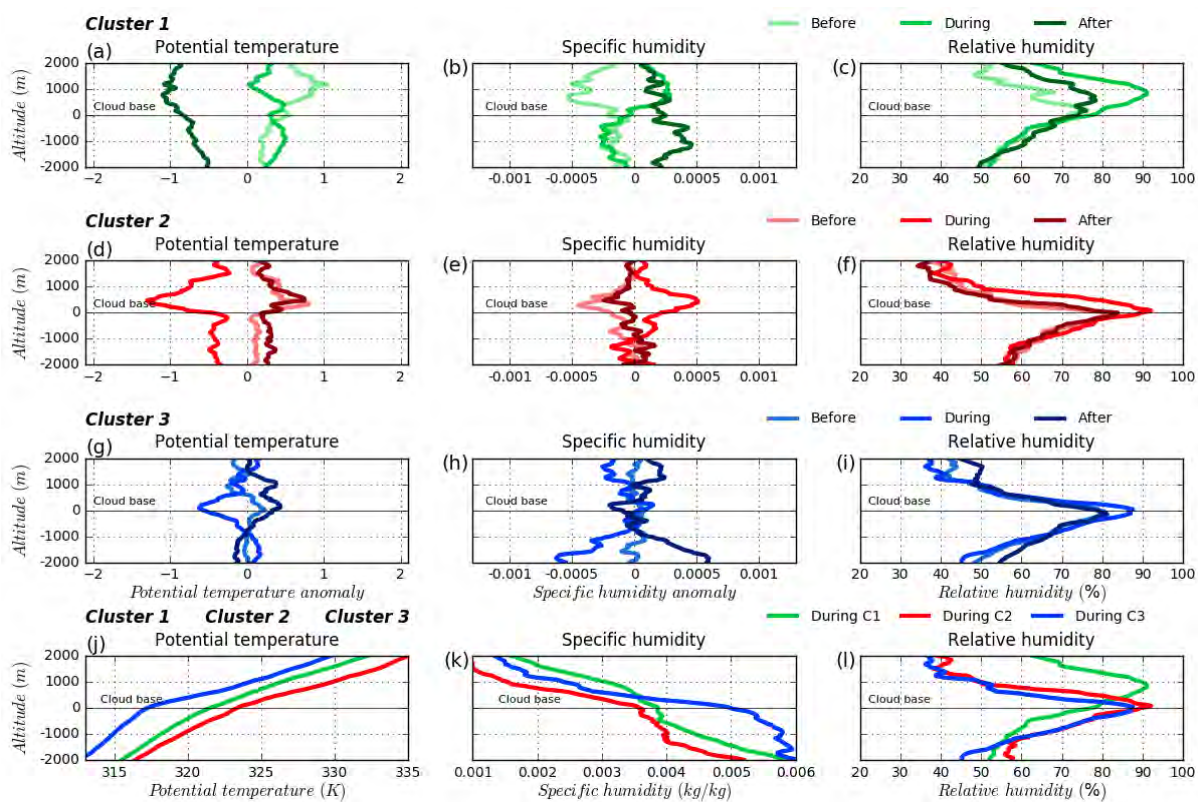


Figure 9. Vertical profile composites of thermodynamic characteristics with respect to the cloud bases and obtained from the Niamey radiosoundings: (a-d-g) potential temperature anomaly, (b-e-h) specific humidity anomaly and (c-f-i) relative humidity, before (light colors), during (normal colors) and after (dark colors) the cloud occurrence for each individual cluster (one line per cluster) and (j-k-l) in absolute values for the three clusters but only during the cloud occurrence.

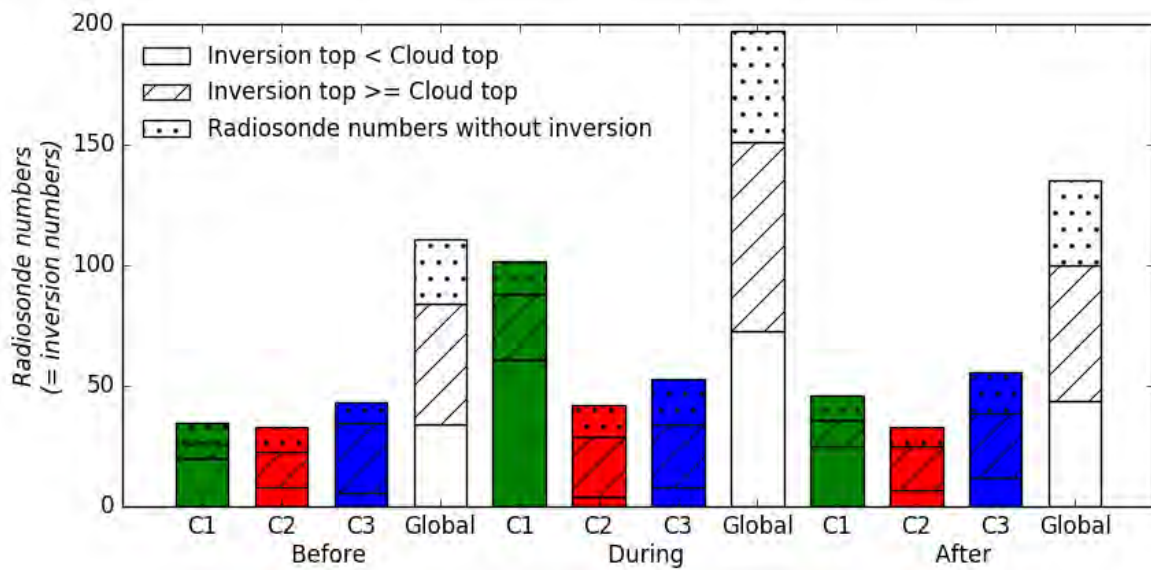


Figure 10. Histogram of the radiosonde numbers when the inversion top height is below the cloud top height (no pattern), when the inversion top height is above the cloud top height (hatched) and when no inversion is present (dotted) for each cluster (C1, C2 and C3) and for all of the clouds (Global), and each period (before, during and after the cloud occurrence).

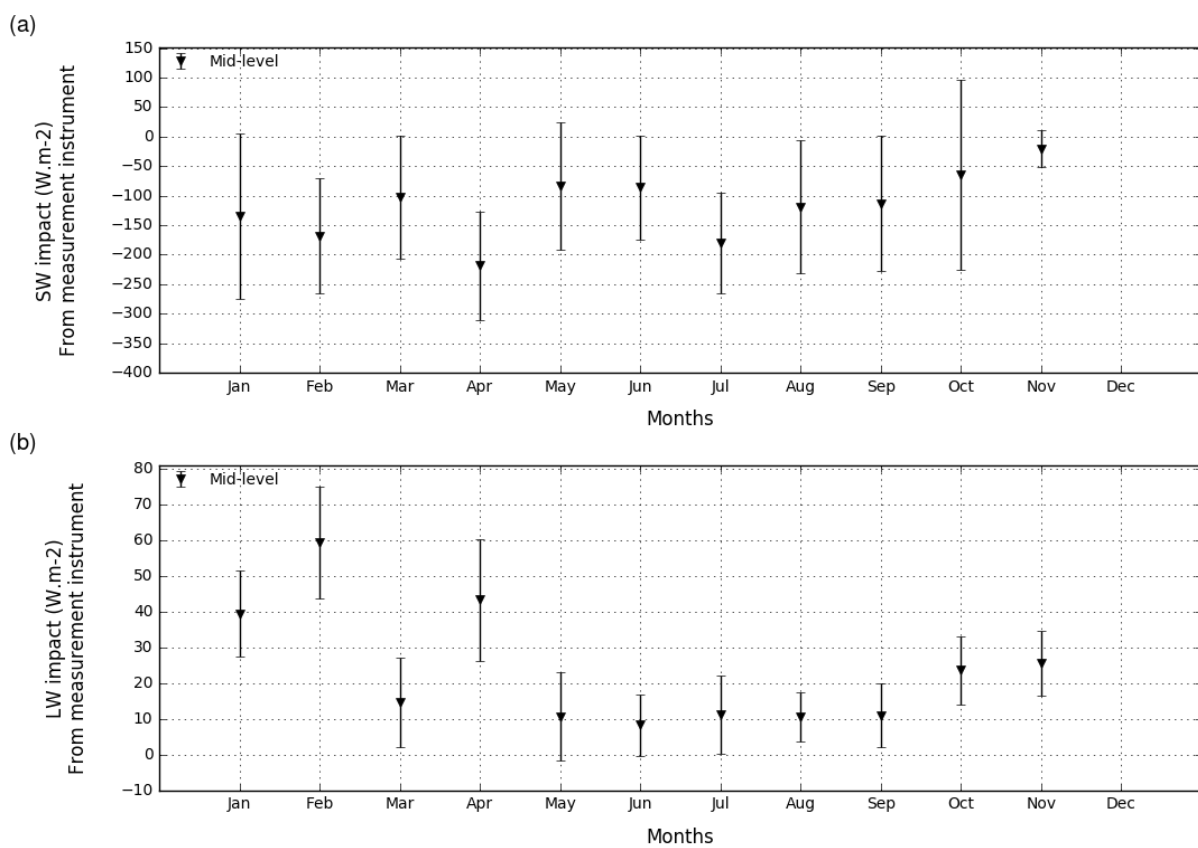


Figure 11. Surface mid-level cloud radiative effect at Niamey (a) in the shortwave and (b) in the longwave domains. Triangle symbols represent a monthly mean value and the vertical line twice the standard deviation.

Instruments	Measured parameters	Computed parameters	Spatial and temporal resolutions	Deployment duration
AMMA (ARM-Mobile Facility Niamey) - 2006				
Cloud radar (WACR) (95-GHz)	Reflectivity (Z) Doppler velocity Depolarisation ratio	Cloud occurrence (cf. section 4.2) and cloud classification and cloud masks and macro and microphysics properties (cf. section 4.3)	30 s / 40 m	1 April - 31 December 2006
Micropulse lidar (523 nm wavelength)	Backscattering coefficient (β) Depolarisation ratio	Cloud occurrence (cf. section 4.2) and cloud classification and cloud masks and macrophysics properties (cf. section 4.3)	30 – 60 s / 30 m	1 January - 31 December 2006
Radiosondes (RS92 GPS / Vaisala)	θ , T, q, p	Thermodynamics properties and inversions (cf. section 4.4)	6 hourly	1 January - 31 December 2006
Microwave Radiometer (MWR)		Cloud classification (cf. section 4.2)	20 s	1 January - 31 December 2006
Microwave Radiometer Profiler (MWR-P)		Cloud classification (cf. section 4.2)	5 min	1 January - 31 December 2006
Rain gauge		Cloud classification (cf. section 4.2)		1 January - 31 December 2006
Downwelling radiation (SKYRAD)	SW, LW	Radiation (cf. section 4.5)	1 min	1 January - 31 December 2006
Surface meteorology		Lifting condensation level	1 min	1 January - 31 December 2006
Fennec (Bordj Badji Mokhtar) - June 2011				
Doppler lidar (1550 nm wavelength)	Backscattering coefficient (β)	Cloud occurrence (cf. section 4.2) and cloud classification and cloud masks and macrophysics properties (cf. section 4.3)	30 s / 30 m	2 June - 1 July 2011
A-Train - CloudSat-CALIPSO - June 2006 to May 2010				
Cloud Profiling Radar (CPR) (94-GHz)	Reflectivity (Z)	Cloud occurrence (cf. section 4.2) and cloud classification and cloud masks and macro and microphysics properties (cf. section 4.3)	Cross-track : 1.4 km Along-track : 3.5 km / 480 m	June 2006 – May 2010

		section 4.3)		
Cloud-Aerosol Lidar with Orthogonal Polarization (CALIOP) (532 and 1064 nm wavelength)	Backscattering coefficient (β)	Cloud occurrence (cf. section 4.2) and cloud classification and cloud masks and macrophysics properties (cf. section 4.3)	333 m / 30 m - 60m	June 2006 – May 2010
MSG-1 - 2006				
Radiometer (GERB)	SW, LW	Radiation (cf. section 4.5)	15 min	1 January - 31 December 2006

Table 1. List of the different instruments with their time and space resolution, their deployment period, the measured and computed parameters. Note that this table is not an exhaustive list of instruments at the ground-based sites nor on the spaceborne platform. Other parameters may be measured by the instruments, but not listed because not used in this study.

Ratios		Global	Cluster 1	Cluster 2	Cluster 3
BOA_SW _n (-)	Mean	-0.12	-0.24	-0.06	-0.07
	25 th percentile	-0.21	-0.36	-0.15	-0.17
	75 th percentile	0.02	-0.09	0.05	0.04
TOA_SW _n (-)	Mean	0.52	0.55	0.48	0.53
	25 th percentile	0.39	0.40	0.37	0.40
	75 th percentile	0.57	0.57	0.57	0.54
BOA_LW (W.m ⁻²)	Mean	16.25	19.39	13.50	16.56
	25 th percentile	4.42	5.18	0.23	6.84
	75 th percentile	25.59	28.34	21.77	24.12
TOA_LW (W.m ⁻²)	Mean	253	248	254	255
	25 th percentile	230.69	230.05	231.97	230.88
	75 th percentile	279.14	274.05	278.41	285.21

Table 2. Four mean ratios for all mid-level clouds and each cluster in the shortwave and in the longwave domains at the surface and at the top of atmosphere at Niamey in 2006. The 25th percentile and the 75th percentile are mentioned to provide uncertainty estimates. Only few clouds have allowed to obtain these mean values, due to multi-layer scenes and few clear-sky scenes, leading to large spreads. Therefore, these values are just indicative.

C. La représentation des nuages de mi-niveau dans les modèles

C.1 Les modèles de climat

Dans l'ensemble de cette section, nous nous sommes intéressés aux sept versions de modèles de climat utilisées ainsi que la version CNRM-CM6 nudgée. Pour chacune de ces simulations, nous avons appliqué un critère de sélection sur les mailles nuageuses : la fraction nuageuse doit être supérieure à 2% dans la maille. Les résultats n'étant pas comparés aux observations dans cette annexe, nous n'avons pas pris en compte la limitation en sensibilité du radar de l'AMF.

C.1.1. Le cycle annuel de l'occurrence

Pour chacune des sept versions de modèles de climat utilisées ainsi que la version CNRM-CM6 nudgée, les profils mensuels des fréquences d'occurrence de la convection profonde, la convection peu profonde, les cirrus, les nuages de mi-niveau et les autres ont été illustrés. Tout d'abord, vous trouverez sur la figure 26, les profils obtenus à partir des instruments sol à la station ARM à Niamey en 2006.

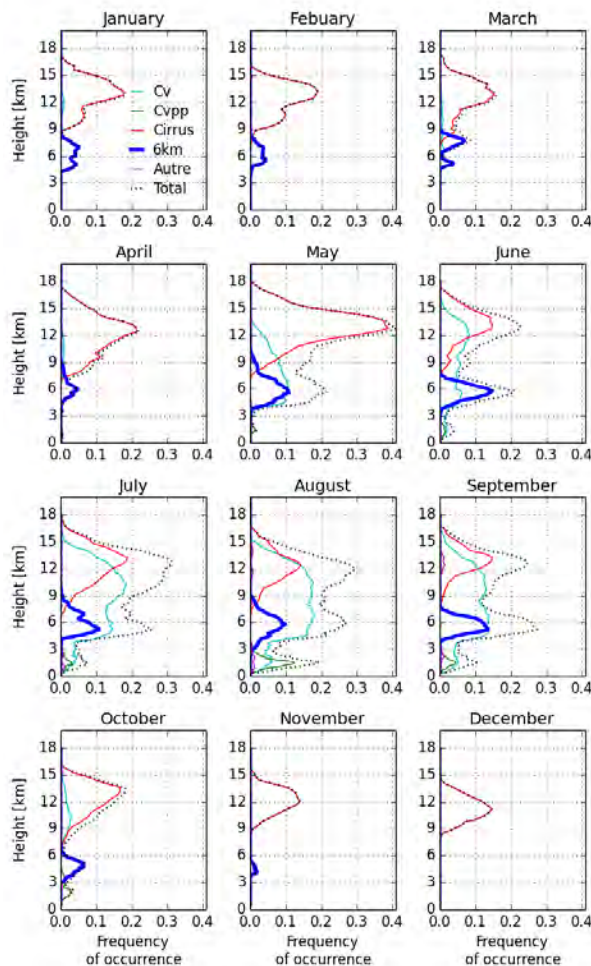


Figure 26: Evolution annuelle de la fréquence d'occurrence mensuelle des différentes classes nuageuses : la convection profonde en cyan, la convection peu profonde en vert, les cirrus en rouge, les nuages de mi-niveau en bleu et les autres types en rose obtenue à partir de la station mobile ARM à Niamey (Niger) en 2006.

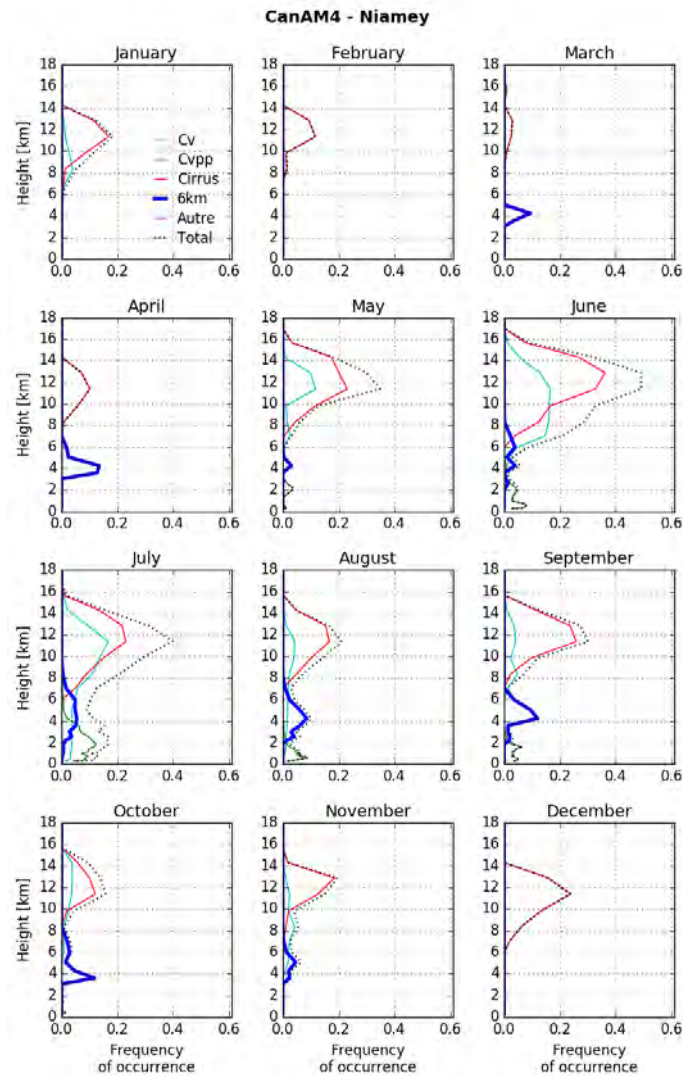


Figure 27: Evolution annuelle de la fréquence d'occurrence mensuelle de la convection profonde (Cv - en cyan), de la convection peu profonde (Cvpp - en vert), des cirrus (en rouge), des nuages de mi-niveau (6km - en bleu), des autres types nuageux (en magenta) et de la somme de ces cinq familles de nuages (en trait noir pointillé) obtenue à partir du modèle CanAM4 en 2006. Les pixels nuageux sont détectés lorsque la fraction nuageuse est supérieure à 2%.

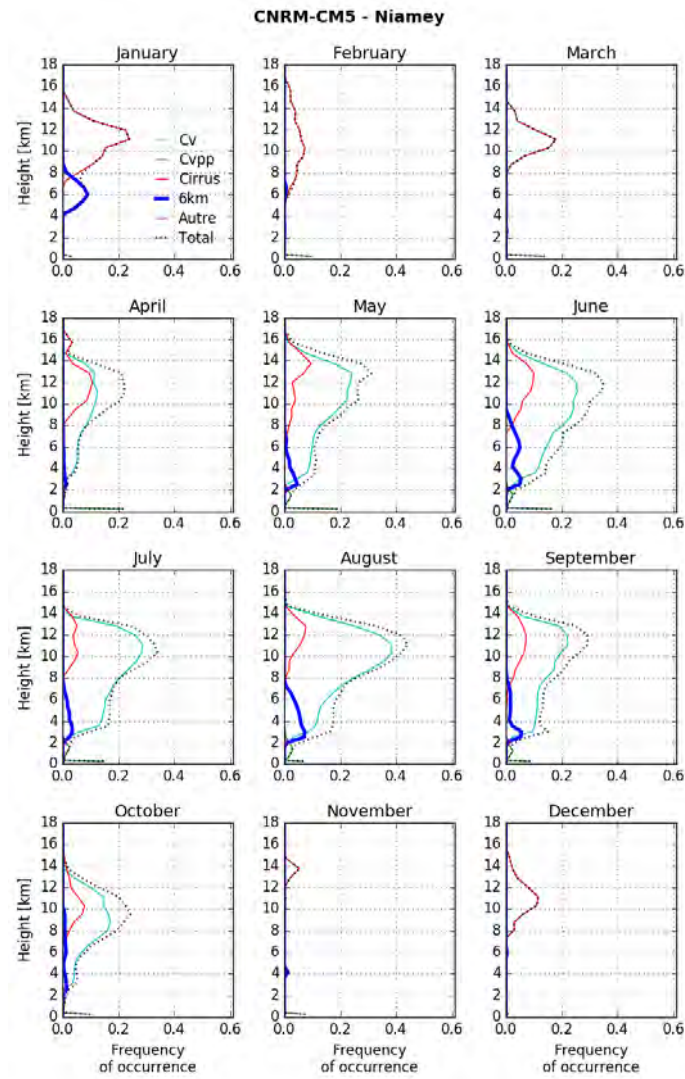


Figure 28: Evolution annuelle de la fréquence d'occurrence mensuelle de la convection profonde (Cv - en cyan), de la convection peu profonde (Cvpp - en vert), des cirrus (en rouge), des nuages de mi-niveau (6km - en bleu), des autres types nuageux (en magenta) et de la somme de ces cinq familles de nuages (en trait noir pointillé) obtenue à partir du modèle CNRM-CM5 en 2007. Les pixels nuageux sont détectés lorsque la fraction nuageuse est supérieure à 2%.

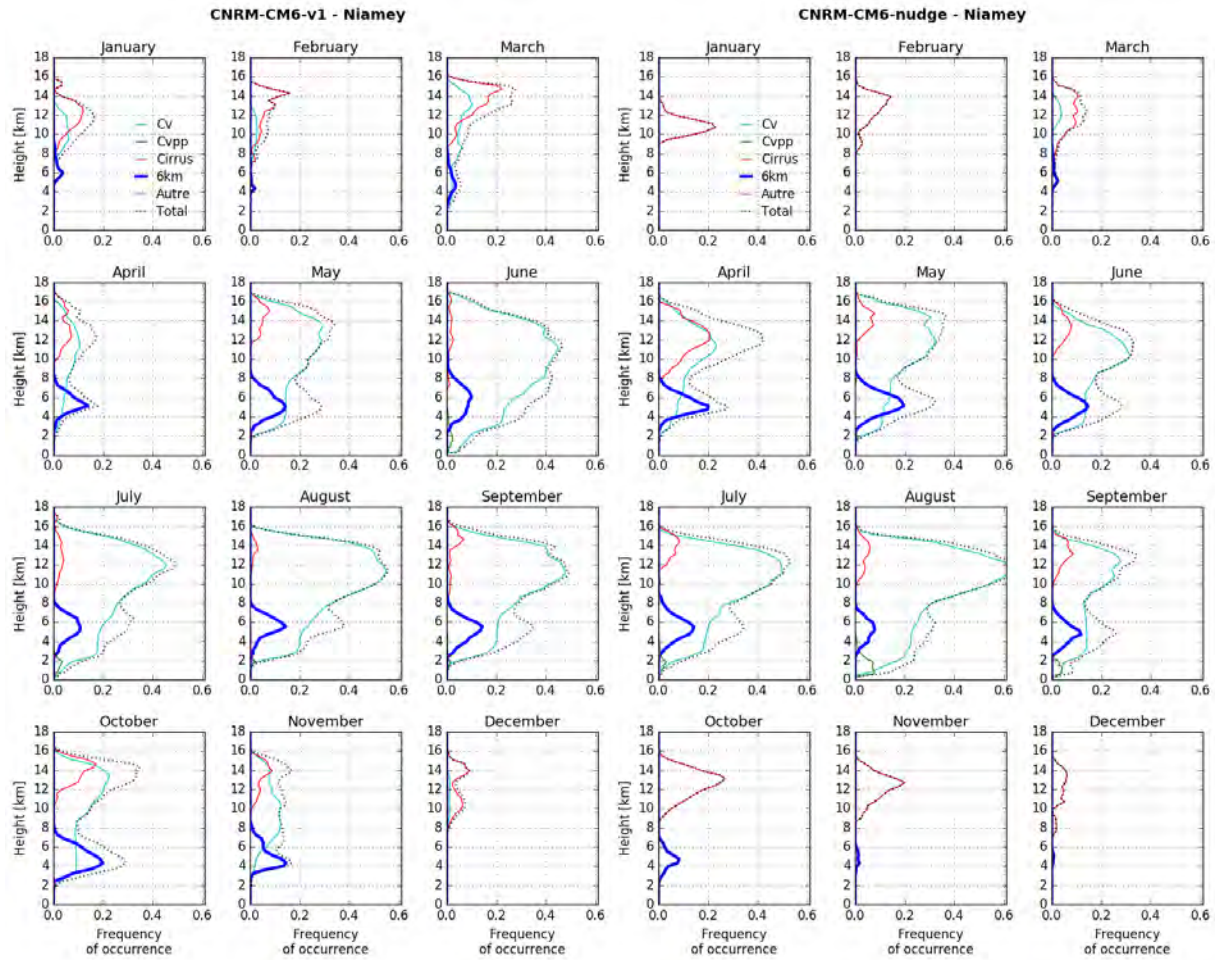


Figure 29: Evolution annuelle de la fréquence d'occurrence mensuelle de la convection profonde (Cv - en cyan), de la convection peu profonde (Cvpp - en vert), des cirrus (en rouge), des nuages de mi-niveau (6km - en bleu), des autres types nuageux (en magenta) et de la somme de ces cinq familles de nuages (en trait noir pointillé) obtenue à partir des modèles (à gauche) CNRM-CM6 et (à droite) CNRM-CM6-nudge en 2007. Les pixels nuageux sont détectés lorsque la fraction nuageuse est supérieure à 2%.

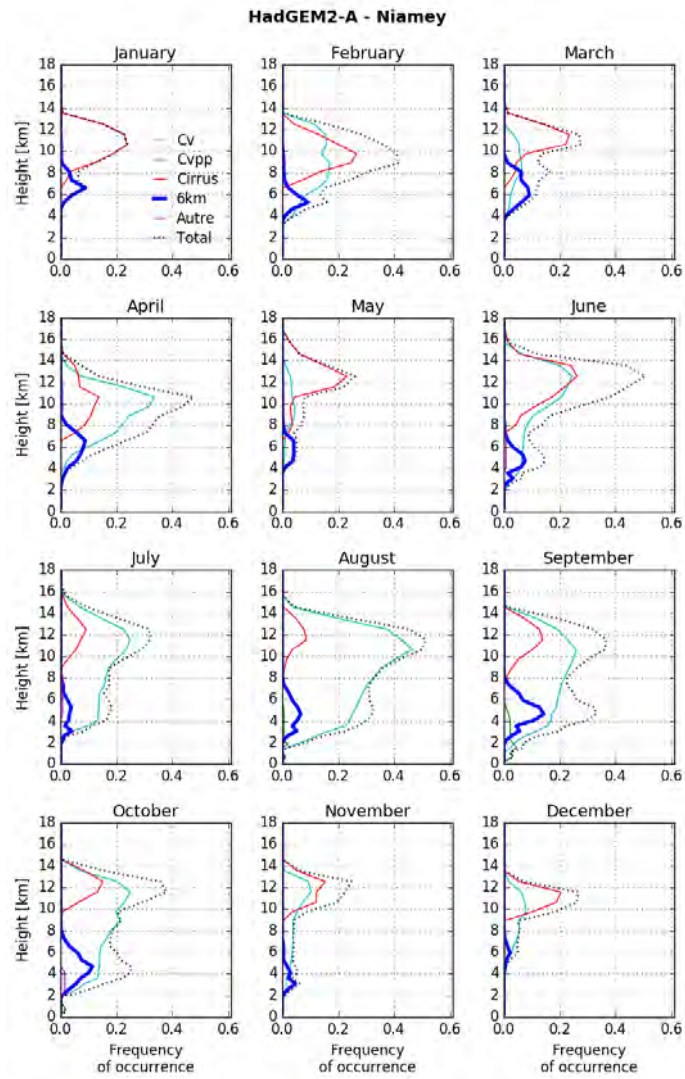


Figure 30: Evolution annuelle de la fréquence d'occurrence mensuelle de la convection profonde (Cv - en cyan), de la convection peu profonde (Cvpp - en vert), des cirrus (en rouge), des nuages de mi-niveau (6km - en bleu), des autres types nuageux (en magenta) et de la somme de ces cinq familles de nuages (en trait noir pointillé) obtenue à partir du modèle HadGEM2-A en 2006. Les pixels nuageux sont détectés lorsque la fraction nuageuse est supérieure à 2%.

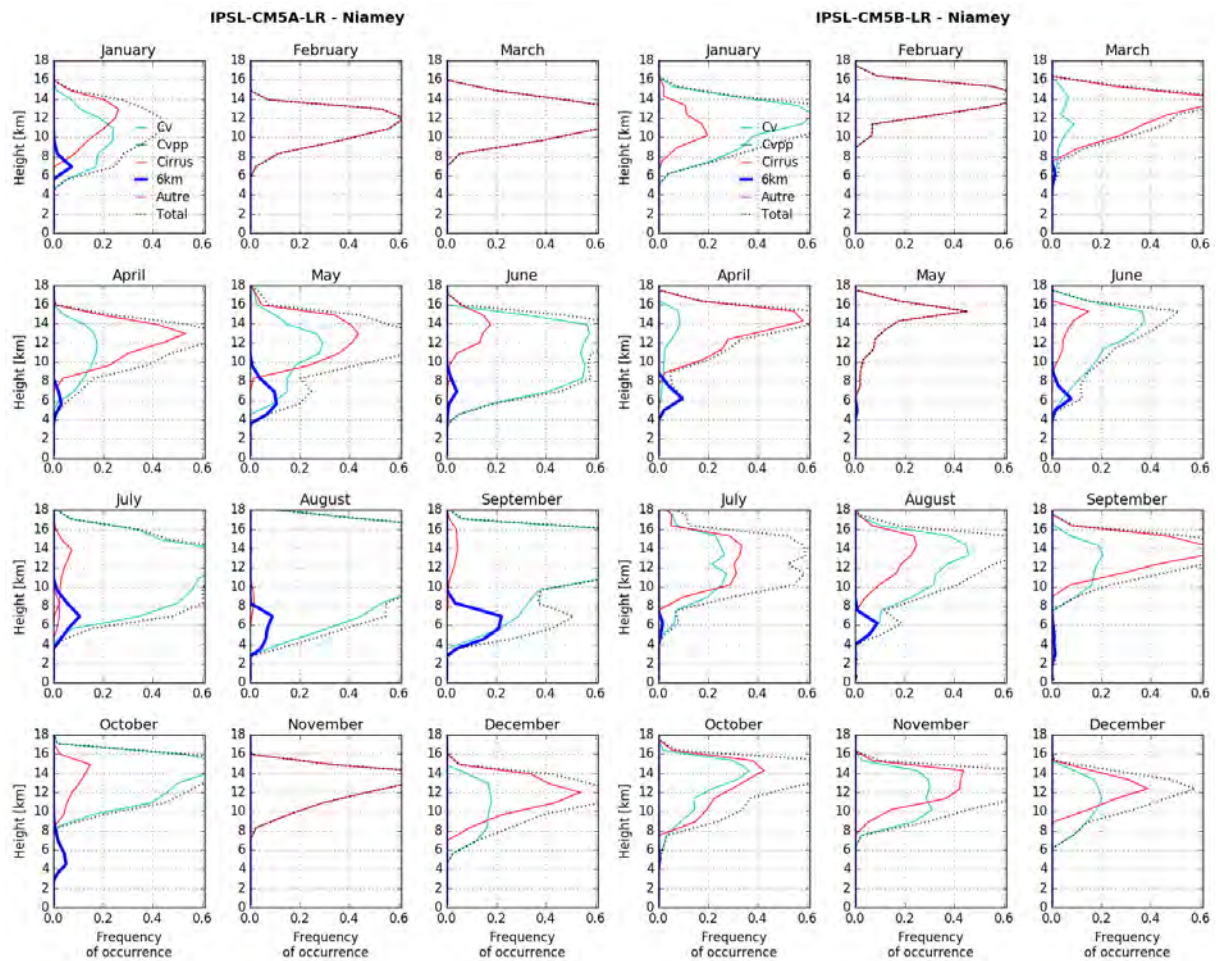


Figure 31: Evolution annuelle de la fréquence d'occurrence mensuelle de la convection profonde (Cv - en cyan), de la convection peu profonde (Cvpp - en vert), des cirrus (en rouge), des nuages de mi-niveau (6km - en bleu), des autres types nuageux (en magenta) et de la somme de ces cinq familles de nuages (en trait noir pointillé) obtenue à partir des modèles (à gauche) IPSL-CM5A-LR et (à droite) IPSL-CM5B-LR en 2006. Les pixels nuageux sont détectés lorsque la fraction nuageuse est supérieure à 2%.

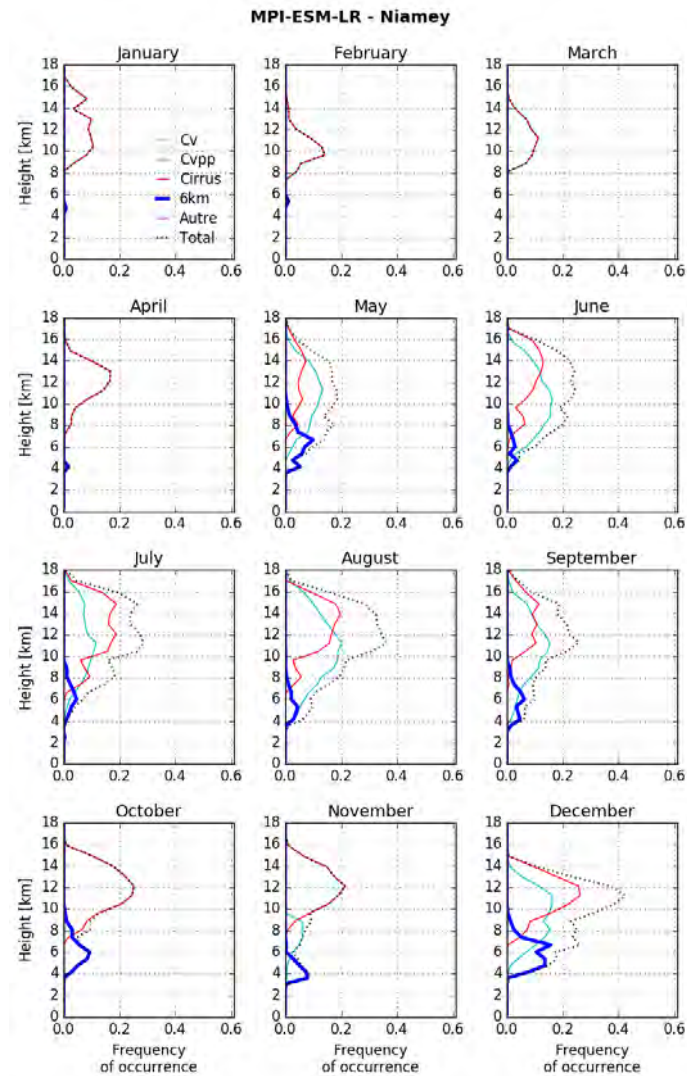


Figure 32: Evolution annuelle de la fréquence d'occurrence mensuelle de la convection profonde (Cv - en cyan), de la convection peu profonde (Cvpp - en vert), des cirrus (en rouge), des nuages de mi-niveau (6km - en bleu), des autres types nuageux (en magenta) et de la somme de ces cinq familles de nuages (en trait noir pointillé) obtenue à partir du modèle MPI-ESM-LR en 2006. Les pixels nuageux sont détectés lorsque la fraction nuageuse est supérieure à 2%.

C.1.2. Le cycle annuel de l'occurrence

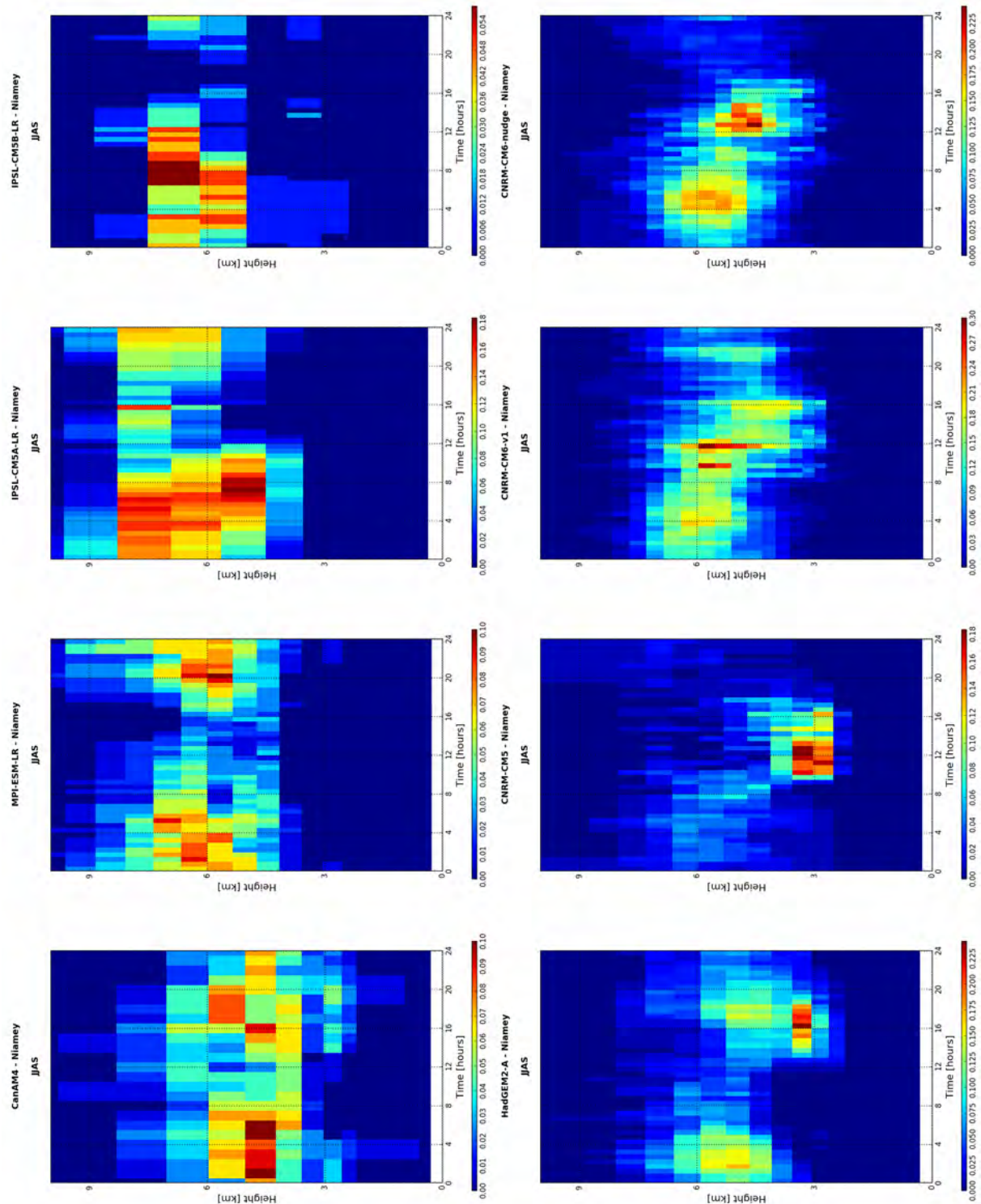


Figure 33: Cycle diurne de la fréquence d'occurrence moyenne en juin, juillet, août et septembre (JJAS) des nuages de mi-niveau obtenu à partir des modèles de climat CanAM4, MPI-ESM-LR, IPSL-CM5A-LR, ISPL-CM5B-LR et HadGEM2-A en 2006 et CNRM-CM5, CNRM-CM6 et CNRM-CM6-nudge en 2007. Les pixels nuageux sont détectés lorsque la fraction nuageuse est supérieure à 2%.

C.1.3 Les caractéristiques macrophysiques et microphysiques

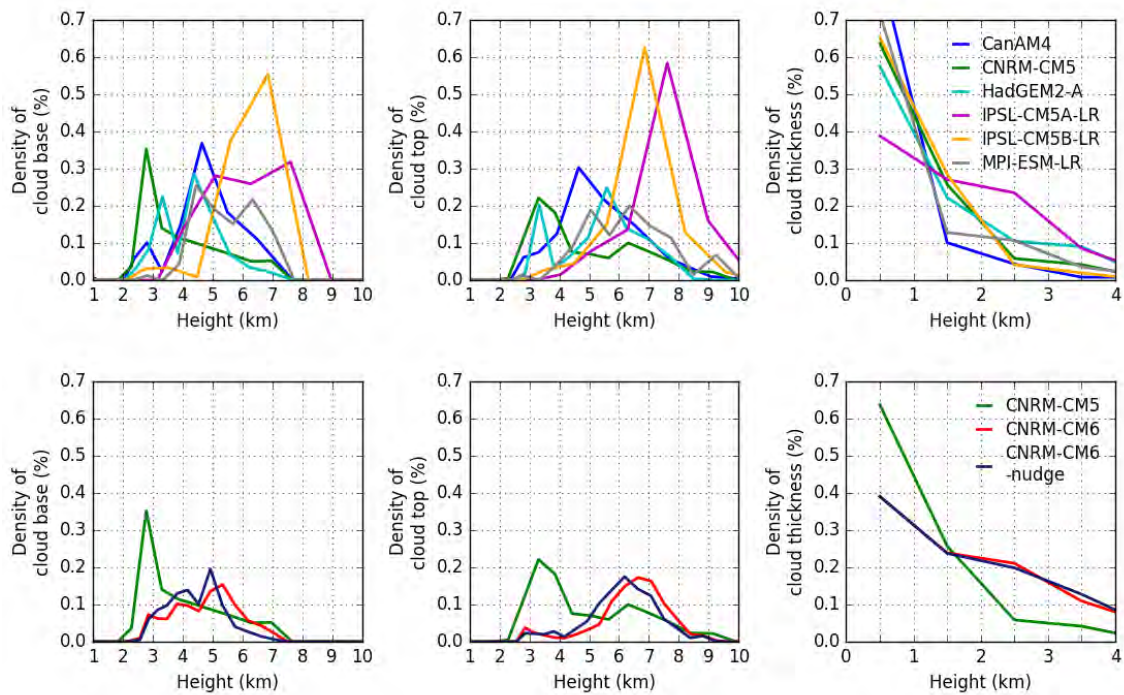


Figure 34: Distribution (à gauche) des bases, (au milieu) des sommets et (à droite) des épaisseurs par colonnes lorsqu'un nuage de mi-niveau est détecté en JJAS à partir (en haut) des modèles de climat CanAM4, MPI-ESM-LR, IPSL-CM5A-LR, ISPL-CM5B-LR et HadGEM2-A en 2006 et CNRM-CM5 en 2007 et (en bas) CNRM-CM5, CNRM-CM6 et CNRM-CM6-nudge en 2007. Les pixels nuageux sont détectés lorsque la fraction nuageuse est supérieure à 2%.

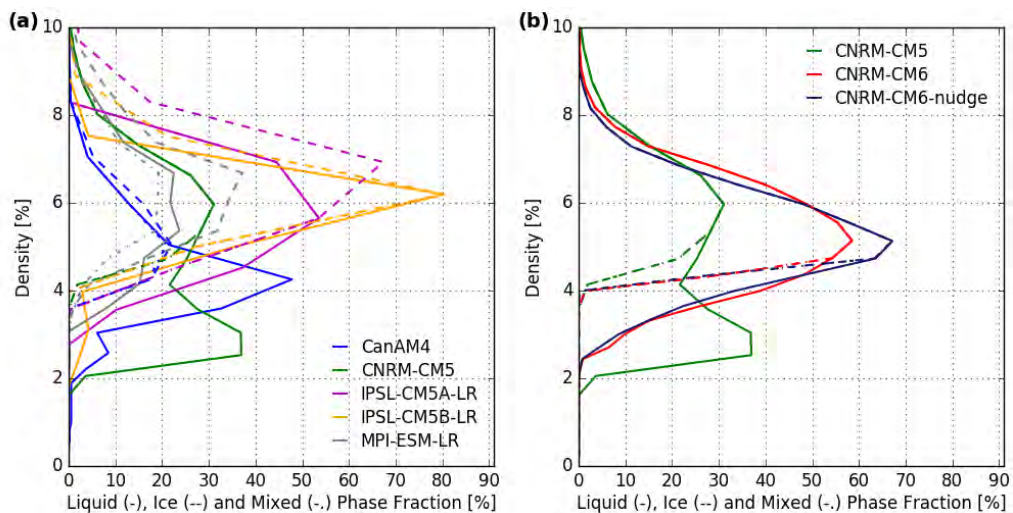


Figure 35: Distributions (pour toute l'année) de l'occurrence des nuages de mi-niveau suivant qu'ils soient en phase liquide (trait plein), glace (trait pointillé) ou en phase mixte (trait tireté) à partir (a) des modèles de climat du projet CMIP5 en configuration AMIP et (b) des différentes configurations du modèle CNRM-CM. Chaque profil est normalisé par le nombre total de colonne nuageuse. Les pixels nuageux sont détectés lorsque la fraction nuageuse est supérieure à 2%.

C.2 Les simulations à fine résolution

Dans l'ensemble de cette section, nous nous sommes intéressés aux simulations régionales du projet SWAMMA. Ces simulations sont à des résolutions horizontales de 4 km, 12 km et 40 km durant la période de mousson en 2011 et utilisent ou non une paramétrisation de la convection. Comme précédemment, pour chacune de ces simulations, nous avons appliqué un critère de sélection sur les mailles nuageuses : la fraction nuageuse doit être supérieure à 2% dans la maille. Les résultats n'étant pas comparés aux observations dans cette annexe, nous n'avons pas pris en compte la limitation en sensibilité du radar de l'AMF.

C.2.1 Le cycle mensuel de l'occurrence

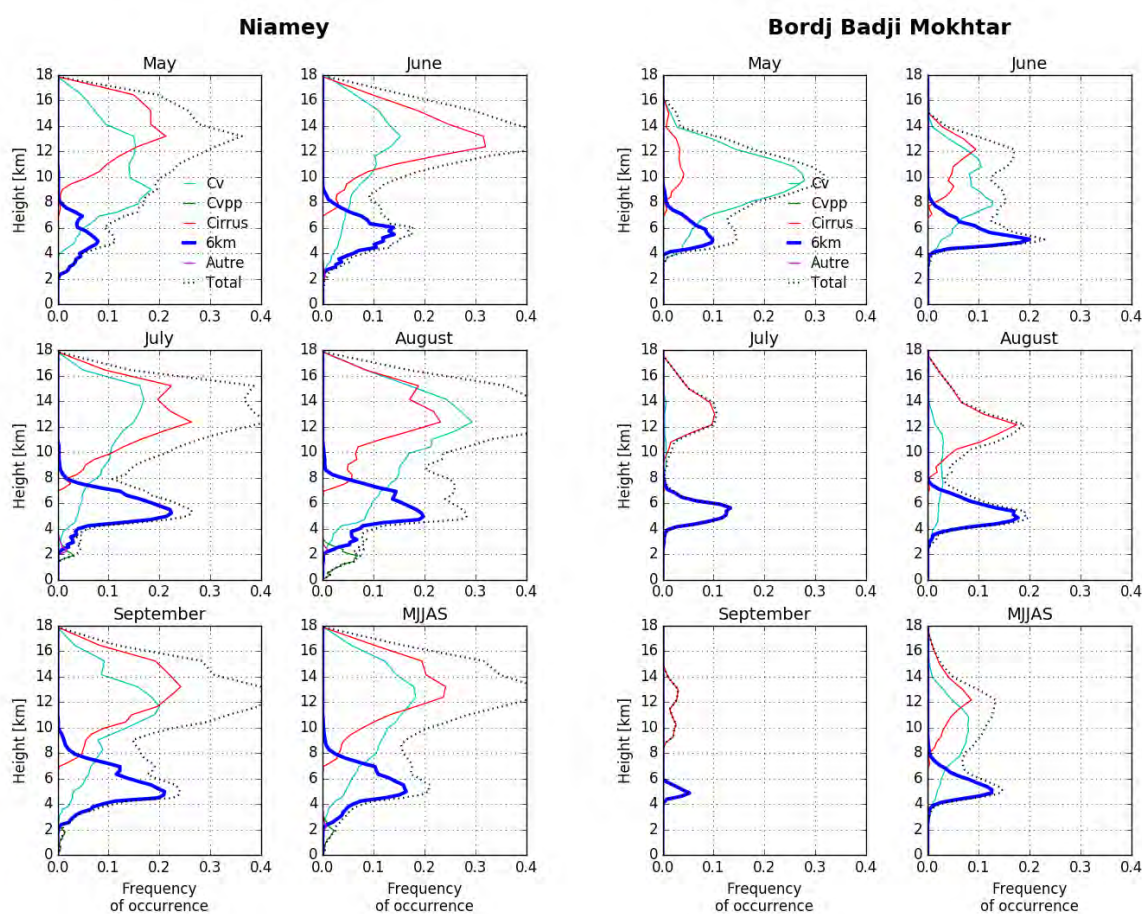


Figure 36: Evolution de mai à septembre 2011 de la fréquence d'occurrence mensuelle de la convection profonde (Cv - en cyan), de la convection peu profonde (Cvpp - en vert), des cirrus (en rouge), des nuages de mi-niveau (6km - en bleu), des autres types nuageux (en magenta) et de la somme de ces cinq familles de nuages (en trait noir pointillé) obtenue à partir des simulations SWAMMA avec la résolution horizontale à 4 km à Niamey (Niger) (à gauche) et à Bordj Badji Mokhtar (BBM) (Algérie) (à gauche). Pour chacun des sites et pour chaque type nuageux, la fréquence d'occurrence moyenne sur les cinq mois est représentée en bas à droite. Les pixels nuageux sont détectés lorsque la fraction nuageuse est supérieure à 2%.

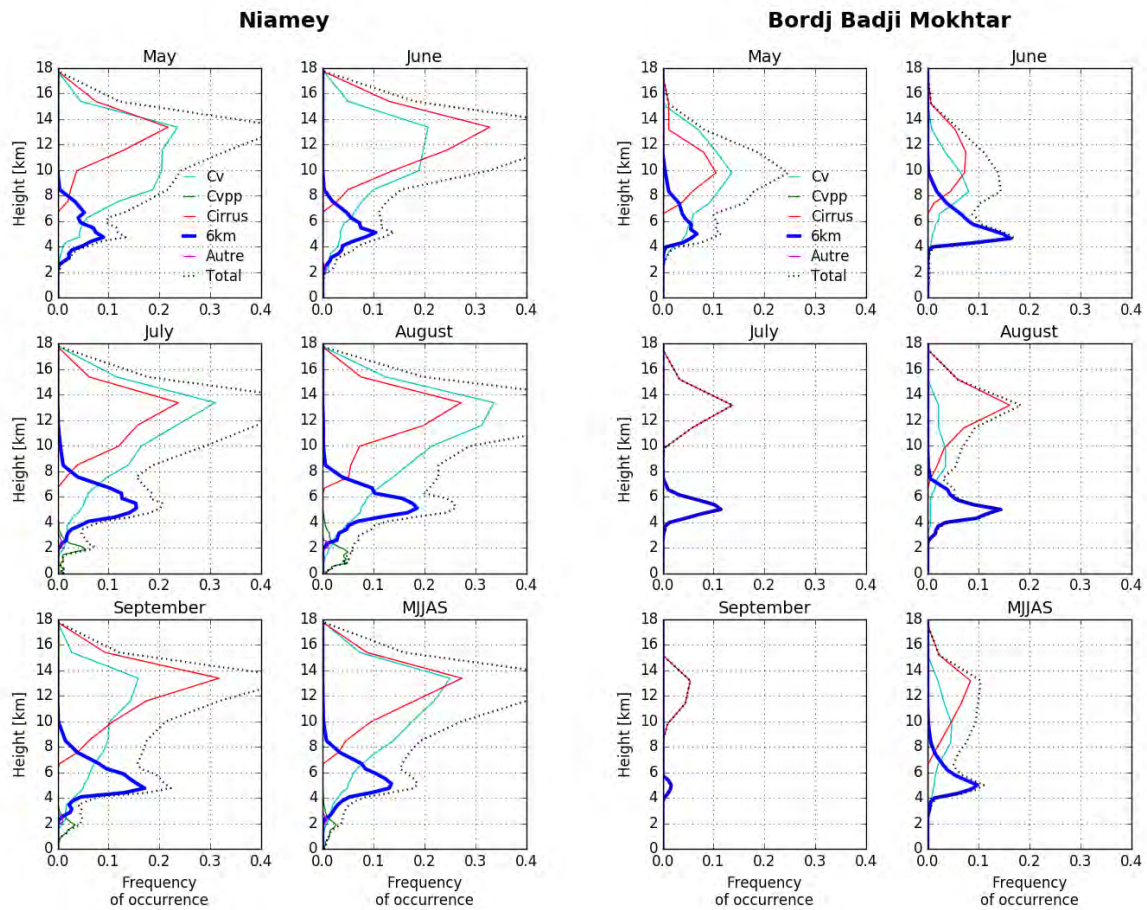


Figure 37: Evolution de mai à septembre 2011 de la fréquence d'occurrence mensuelle de la convection profonde (Cv - en cyan), de la convection peu profonde (Cvpp - en vert), des cirrus (en rouge), des nuages de mi-niveau (6km - en bleu), des autres types nuageux (en magenta) et de la somme de ces cinq familles de nuages (en trait noir pointillé) obtenue à partir des simulations SWAMMA avec la résolution horizontale à 12 km à Niamey (Niger) (à gauche) et à Bordj Badji Mokhtar (BBM) (Algérie) (à droite). Pour chacun des sites et pour chaque type nuageux, la fréquence d'occurrence moyenne sur les cinq mois est représentée en bas à droite. Les pixels nuageux sont détectés lorsque la fraction nuageuse est supérieure à 2%.

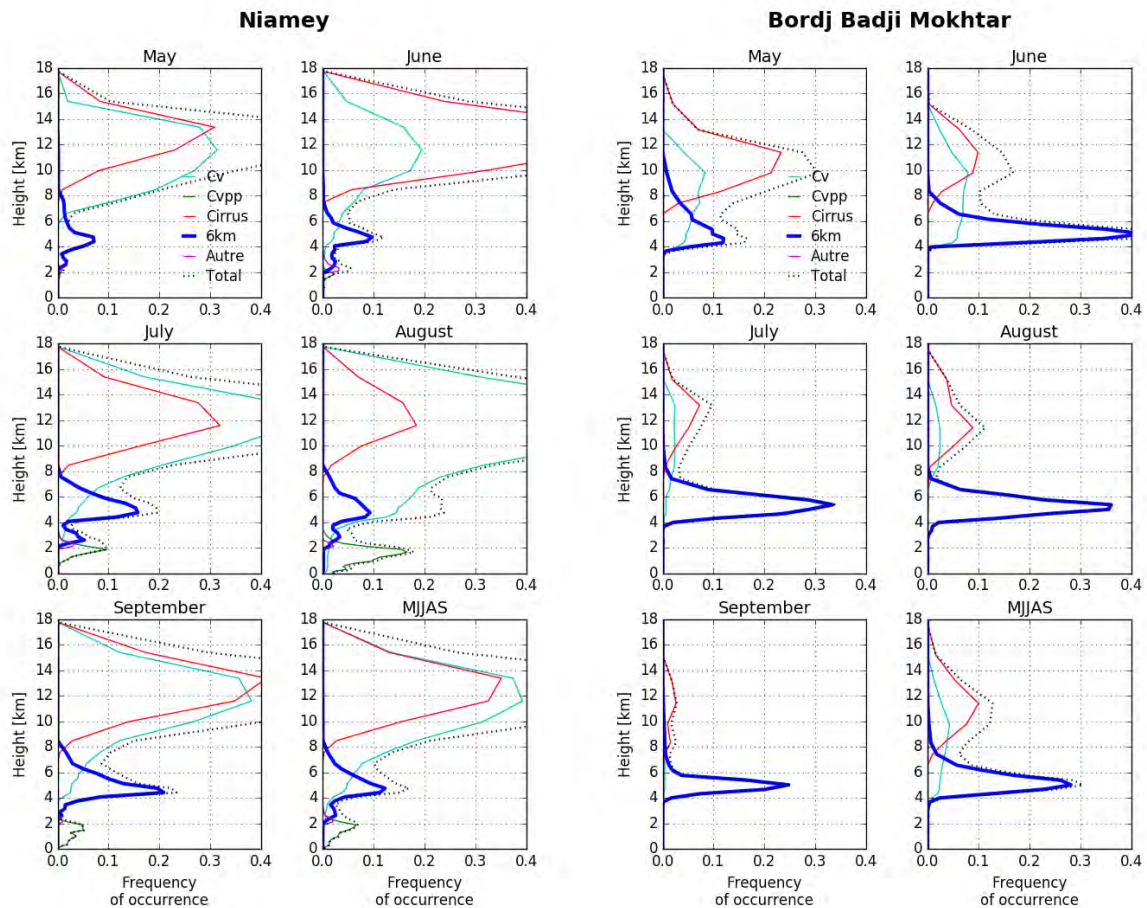


Figure 38: Evolution de mai à septembre 2011 de la fréquence d'occurrence mensuelle de la convection profonde (Cv - en cyan), de la convection peu profonde (Cvpp - en vert), des cirrus (en rouge), des nuages de mi-niveau (6km - en bleu), des autres types nuageux (en magenta) et de la somme de ces cinq familles de nuages (en trait noir pointillé) obtenue à partir des simulations SWAMMA avec la résolution horizontale à $12 \text{ km}_{\text{param}}$ à Niamey (Niger) (à gauche) et à Bordj Badji Mokhtar (BBM) (Algérie) (à gauche). Pour chacun des sites et pour chaque type nuageux, la fréquence d'occurrence moyenne sur les cinq mois est représentée en bas à droite. Les pixels nuageux sont détectés lorsque la fraction nuageuse est supérieure à 2%.

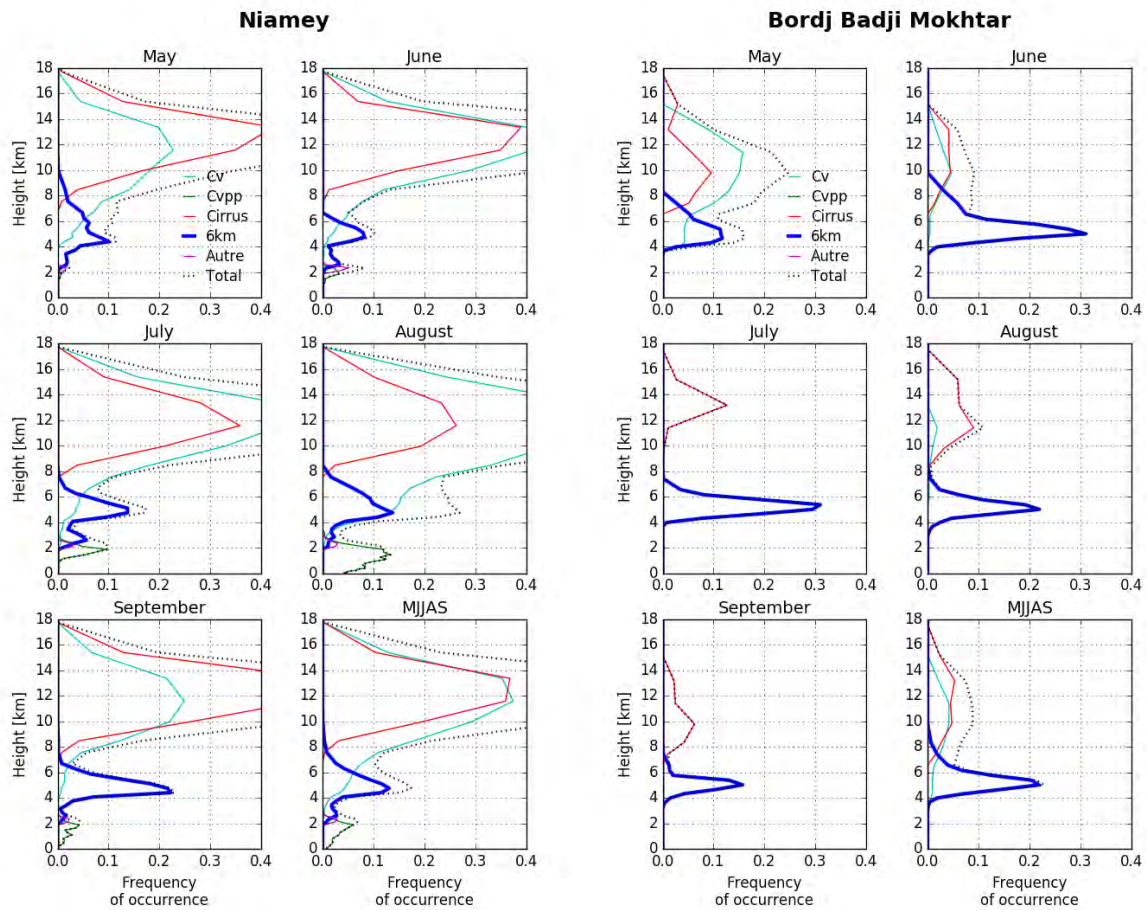


Figure 39: Evolution de mai à septembre 2011 de la fréquence d'occurrence mensuelle de la convection profonde (Cv - en cyan), de la convection peu profonde (Cvpp - en vert), des cirrus (en rouge), des nuages de mi-niveau (6km - en bleu), des autres types nuageux (en magenta) et de la somme de ces cinq familles de nuages (en trait noir pointillé) obtenue à partir des simulations SWAMMA avec la résolution horizontale à $40 \text{ km}_{\text{param}}$ à Niamey (Niger) (à gauche) et à Bordj Badji Mokhtar (BBM) (Algérie) (à gauche). Pour chacun des sites et pour chaque type nuageux, la fréquence d'occurrence moyenne sur les cinq mois est représentée en bas à droite. Les pixels nuageux sont détectés lorsque la fraction nuageuse est supérieure à 2%.

C.2.2 Le cycle diurne

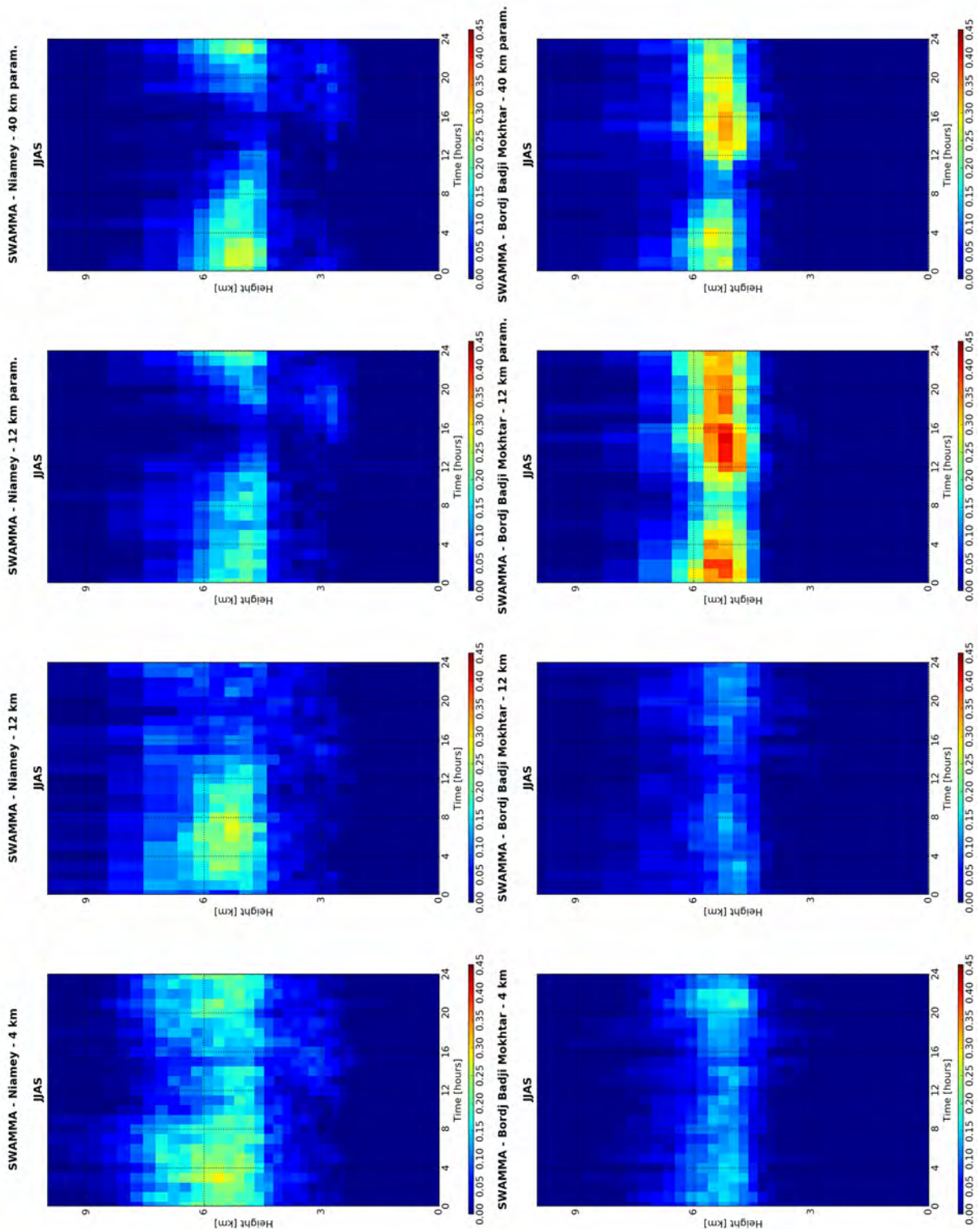


Figure 40: Cycle diurne de la fréquence d'occurrence moyenne en juin, juillet, août et septembre (JJAS) des nuages de mi-niveau obtenu à partir des simulations SWAMMA avec les résolutions horizontales à 4 km, à 12 km, à 12 km en convection paramétrée et à 40 km en convection paramétrée à Niamey (Niger) (en haut) et à Bordj Badji Mokhtar (BBM) (Algérie) (en bas). Les pixels nuageux sont détectés lorsque la fraction nuageuse est supérieure à 2%.

C.2.3 Les caractéristiques macrophysiques

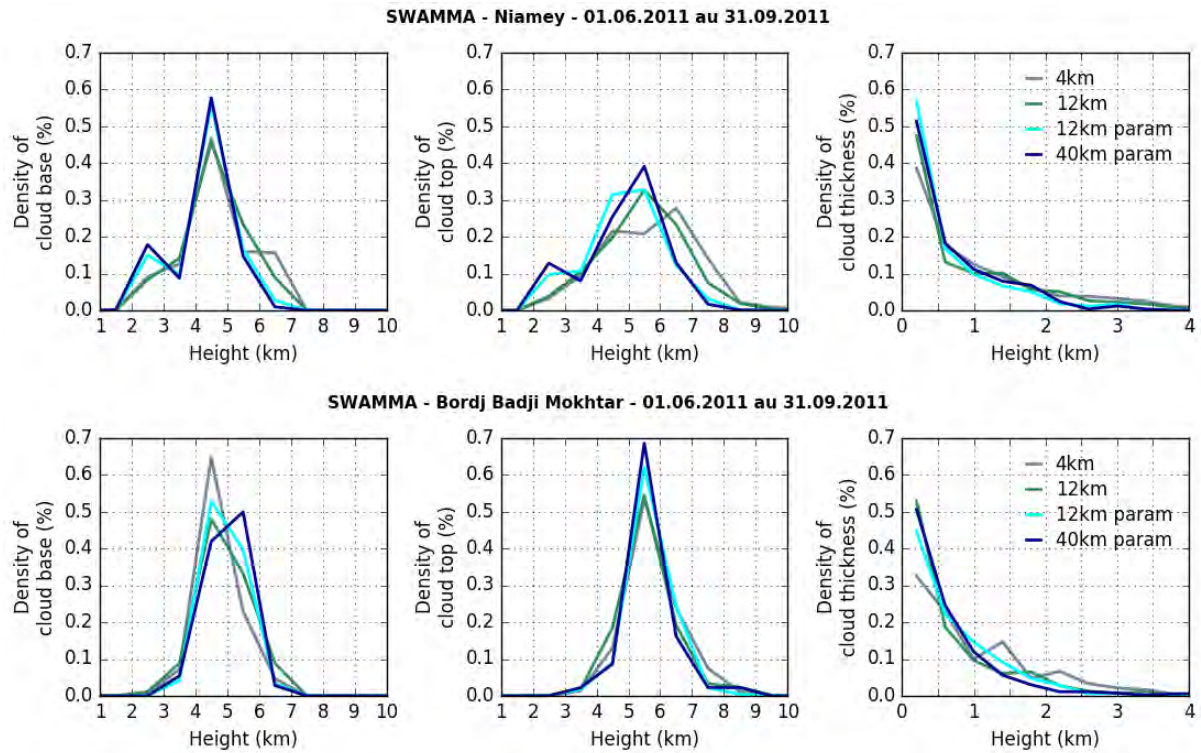


Figure 41: Distribution (à gauche) des bases, (au milieu) des sommets et (à droite) des épaisseurs par colonnes lorsqu'un nuage de mi-niveau est détecté en JJAS à partir des simulations SWAMMA avec les résolutions horizontales à 4 km (en gris), à 12 km (en vert), à 12 km en convection paramétrée (en cyan) et à 40 km en convection paramétrée (en bleu) à Niamey (Niger) (à haut) et à Bordj Badji Mokhtar (BBM) (Algérie) (à bas). Les pixels nuageux sont détectés lorsque la fraction nuageuse est supérieure à 2%.

BIBLIOGRAPHIE

- Ansmann, A., and Coauthors, 2008: Influence of Saharan dust on cloud glaciation in southern Morocco during the Saharan Mineral Dust Experiment. *J. Geophys. Res. Atmospheres*, **113**, D04210, doi:10.1029/2007JD008785.
- , and Coauthors, 2009: Evolution of the ice phase in tropical altocumulus: SAMUM lidar observations over Cape Verde. *J. Geophys. Res.*, **114**, doi:10.1029/2008JD011659. <http://doi.wiley.com/10.1029/2008JD011659>.
- Avila, L., and R. Pasch, 1992: Atlantic tropical storms systems of 1991. *Mon. Weather Rev.*, **120**, 2688–2696.
- Bankert, R. L., and J. E. Solbrig, 2015: Cluster Analysis of A-Train Data: Approximating the Vertical Cloud Structure of Oceanic Cloud Regimes. *J. Appl. Meteorol. Climatol.*, **54**, 996–1008, doi:10.1175/JAMC-D-14-0227.1.
- Beau, I., and Coauthors, 2016: Présentation et évaluation de la composante atmosphérique d'ARPEGE-CLIMAT pour CMIP6.
- Benedict, J. J., and D. A. Randall, 2007: Observed Characteristics of the MJO Relative to Maximum Rainfall. *J. Atmospheric Sci.*, **64**, 2332–2354, doi:10.1175/JAS3968.1.
- Best, M. J., 2005: Representing urban areas within operational numerical weather prediction models. *Bound.-Layer Meteorol.*, **114**, 91–109, doi:10.1007/s10546-004-4834-5.
- , and Coauthors, 2011: The Joint UK Land Environment Simulator (JULES), model description – Part 1: Energy and water fluxes. *Geosci. Model Dev.*, **4**, 677–699, doi:10.5194/gmd-4-677-2011.
- Birch, C. E., D. J. Parker, J. H. Marsham, D. Copley, and L. Garcia-Carreras, 2014: A seamless assessment of the role of convection in the water cycle of the West African Monsoon. *J. Geophys. Res. Atmospheres*, **119**, 2890–2912, doi:10.1002/2013JD020887.
- Bisson, G., and E. Siclad, 2001: Evaluation et Catégorisation. Journée du Groupe de travail A3CTE 28 (06).
- Bodas-Salcedo, A., M. J. Webb, M. E. Brooks, M. A. Ringer, K. D. Williams, S. F. Milton, and D. R. Wilson, 2008: Evaluating cloud systems in the Met Office global forecast model using simulated CloudSat radar reflectivities. *J. Geophys. Res. Atmospheres*, **113**. <http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/2007JD009620/full>.
- Bougeault, P., 1981: Modeling the trade-wind cumulus boundary layer. Part II : A high-order one-dimensional model. *J. Atmospheric Sci.*, **38**, 2429–2439.
- , 1985: A simple parametrization of the large-scale effects of cumulus convection. *Mon. Weather Rev.*, **113**, 2108–2121.
- , and P. Lacarrère, 1989: Parametrization of orography-induced turbulence in a mesobeta-scale model. *Mon. Weather Rev.*, **117**, 1872–1890.

- Bouniol, D., F. Couvreux, P.-H. Kamsu-Tamo, M. Leplay, F. Guichard, F. Favot, and E. J. O'Connor, 2012: Diurnal and Seasonal Cycles of Cloud Occurrences, Types, and Radiative Impact over West Africa. *J. Appl. Meteorol. Climatol.*, **51**, 534–553, doi:10.1175/JAMC-D-11-051.1.
- Bourgeois, E., D. Bouniol, F. Couvreux, F. Guichard, J. H. Marsham, L. Garcia-Carreras, C. E. Birch, and D. J. Parker, Characteristics of mid-level clouds over West Africa.
- Bourgeois, Q., A. M. L. Ekman, M. R. Igel, and R. Krejci, 2016: Ubiquity and impact of thin mid-level clouds in the tropics. *Nat. Commun.*, **7**, 12432, doi:10.1038/ncomms12432.
- Bouteloup, Y., Y. Seity, and E. Bazile, 2010: Description of the sedimentation scheme used operationally in all Météo-France NWP models. *Tellus A*, **63**, 300–311, doi:10.1111/j.1600-0870.2010.00484.x.
- Bretherton, C. S., and P. K. Smolarkiewicz, 1989: Gravity waves, compensating subsidence and detrainment around cumulus clouds. *J. Atmospheric Sci.*, **46**, 740–759.
- , J. R. McCaa, and H. Grenier, 2004: A new parameterization for shallow cumulus convection and its application to marine subtropical cloud-topped boundary layers. Part I: Description and 1D results. *Mon. Weather Rev.*, **132**, 864–882.
- Burleyson, C. D., C. N. Long, and J. M. Comstock, 2015: Quantifying Diurnal Cloud Radiative Effects by Cloud Type in the Tropical Western Pacific. *J. Appl. Meteorol. Climatol.*, **54**, 1297–1312, doi:10.1175/JAMC-D-14-0288.1.
- Carey, L. D., J. Niu, P. Yang, J. A. Kankiewicz, V. E. Larson, and T. H. V. Haar, 2008: The Vertical Profile of Liquid and Ice Water Content in Midlatitude Mixed-Phase Altocumulus Clouds. *J. Appl. Meteorol. Climatol.*, **47**, 2487–2495, doi:10.1175/2008JAMC1885.1.
- Ceccaldi, M., J. Delanoë, R. J. Hogan, N. L. Ponder, A. Protat, and J. Pelon, 2013: From CloudSat-CALIPSO to EarthCare: Evolution of the DARDAR cloud classification and its comparison to airborne radar-lidar observations. *J. Geophys. Res. Atmospheres*, **118**, 7962–7981, doi:10.1002/jgrd.50579.
- Cesana, G., and H. Chepfer, 2012: How well do climate models simulate cloud vertical structure? A comparison between CALIPSO-GOCCP satellite observations and CMIP5 models. *Geophys. Res. Lett.*, **39**.
- Charney, J., 1975: Dynamics of deserts and droughts in the Sahel. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **101**, 193–202.
- Chen, T., W. B. Rossow, and Y. Zhang, 2000: Radiative effects of cloud-type variations. *J. Clim.*, **13**, 264–286.
- Chen, Y., and A. D. Del Genio, 2009: Evaluation of tropical cloud regimes in observations and a general circulation model. *Clim. Dyn.*, **32**, 355–369, doi:10.1007/s00382-008-0386-6.

- Collow, A. B., V. P. Ghate, M. A. Miller, and L. C. Trabachino, 2016: A one-year study of the diurnal cycle of meteorology, clouds and radiation in the West African Sahel region. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **142**, 16–29, doi:10.1002/qj.2623.
- Couvreux, F., F. Guichard, O. Bock, B. Campistron, J.-P. Lafore, and J.-L. Redelsperger, 2010: Synoptic variability of the monsoon flux over West Africa prior to the onset. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **136**, 159–173, doi:10.1002/qj.473.
- Cuesta, J., and Coauthors, 2008: Multiplatform observations of the seasonal evolution of the Saharan atmospheric boundary layer in Tamanrasset, Algeria, in the framework of the African Monsoon Multidisciplinary Analysis field campaign conducted in 2006. *J. Geophys. Res.*, **113**, doi:10.1029/2007JD009417. <http://doi.wiley.com/10.1029/2007JD009417>.
- , J. H. Marsham, D. J. Parker, and C. Flamant, 2009: Dynamical mechanisms controlling the vertical redistribution of dust and the thermodynamic structure of the West Saharan atmospheric boundary layer during summer. *Atmospheric Sci. Lett.*, **10**, 34–42, doi:10.1002/asl.207.
- , C. Lavaysse, C. Flamant, M. Mimouni, and P. Knippertz, 2010: Northward bursts of the West African monsoon leading to rainfall over the Hoggar Massif, Algeria. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **136**, 174–189, doi:10.1002/qj.439.
- Cuxart, J., P. Bougeault, and J.-L. Redelsperger, 2000: A turbulence scheme allowing for mesoscale and large-eddy simulations. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **126**, 1–30, doi:10.1002/qj.49712656202.
- D’Amato, N., and T. Lebel, 1998: On the characteristics of the rainfall events in the Sahel with a view to the analysis of climatic variability. *Int. J. Climatol.*, **18**, 955–974, doi:10.1002/(SICI)1097-0088(199807)18:9<955::AID-JOC236>3.0.CO;2-6.
- Davies, T., M. J. P. Cullen, A. J. Malcolm, M. H. Mawson, A. Staniforth, A. A. White, and N. Wood, 2005: A new dynamical core for the Met Office’s global and regional modelling of the atmosphere. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **131**, 1759–1782, doi:10.1256/qj.04.101.
- Delanoë, J., and R. J. Hogan, 2010: Combined CloudSat-CALIPSO-MODIS retrievals of the properties of ice clouds. *J. Geophys. Res.*, **115**, doi:10.1029/2009JD012346. <http://doi.wiley.com/10.1029/2009JD012346>.
- DeMott, P. J., K. Sassen, M. R. Poellot, D. Baumgardner, D. C. Rogers, S. D. Brooks, A. J. Prenni, and S. M. Kreidenweis, 2003: African dust aerosols as atmospheric ice nuclei. *Geophys. Res. Lett.*, **30**, 1732, doi:10.1029/2003GL017410.
- Déqué, M., C. Drevet, A. Braun, and D. Cariolle, 1994: The ARPEGE-IFS atmosphere model: a contribution to the French community climate modelling. *Clim. Dyn.*, **10**, 249–266.
- Dessler, A. E., S. P. Palm, and J. D. Spinhirne, 2006: Tropical cloud-top height distributions revealed by the Ice, Cloud, and Land Elevation Satellite (ICESat)/Geoscience Laser Altimeter System (GLAS). *J. Geophys. Res. Atmospheres*, **111**, D12215, doi:10.1029/2005JD006705.

- Diday, E., 1972: Optimisation en classification automatique et reconnaissance des formes. *Rev. Fr. Autom. Inform. Rech. Opérationnelle*, **6**, 61–95.
- , 1974: Introduction à l'analyse factorielle typologique. *Rev. Stat. Appliquée*, **22**, 29–38.
- Doviak, R. J., and D. S. Zrnić, 1984: *Doppler radar and weather observations*. Orlando, Fla. : Academic Press, <http://trove.nla.gov.au/work/20688698>.
- Draxler, R. R., and G. D. Hess, 1998: An overview of the HYSPLIT_4 modelling system for trajectories. *Aust. Meteorol. Mag.*, **47**, 295–308.
- Dufresne, J.-L., and S. Bony, 2008: An Assessment of the Primary Sources of Spread of Global Warming Estimates from Coupled Atmosphere–Ocean Models. *J. Clim.*, **21**, 5135–5144, doi:10.1175/2008JCLI2239.1.
- Duvel, J.-P., 1989: Convection over Tropical Africa and the Atlantic Ocean during Northern Summer. Part I: Interannual and Diurnal Variations. *Mon. Weather Rev.*, **117**, 2782–2799.
- Edwards, J. M., 2012: Radiation and turbulence in the stable boundary layer. *Proceedings of ECMWF Workshop on Diurnal Cycles and the Stable Boundary Layer*, 7–10.
- Eltahir, E. A. B., and C. Gong, 1996: Dynamics of wet and dry years in West Africa. *J. Clim.*, **9**, 1030–1042.
- Field, P. R., 1999: Aircraft observations of ice crystal evolution in an altostratus cloud. *J. Atmospheric Sci.*, **56**, 1925–1941.
- Fink, A. H., and P. Knippertz, 2003: An extreme precipitation event in southern Morocco in spring 2002 and some hydrological implications. *Weather*, **58**, 377–387, doi:10.1256/wea.256.02.
- Fleishauer, R. P., V. E. Larson, and T. H. Vonder Haar, 2002: Observed Microphysical Structure of Midlevel, Mixed-Phase Clouds. *J. Atmospheric Sci.*, **59**, 1779–1804, doi:10.1175/1520-0469(2002)059<1779:OMSOMM>2.0.CO;2.
- Fouquart, Y., and B. Bonnel, 1980: Computations of solar heating of the earth's atmosphere : a new parametrization. *Beitr Phys Atmosph*, **53**, 35–62.
- Fröhlich, L., P. Knippertz, A. H. Fink, and E. Hohberger, 2013: An Objective Climatology of Tropical Plumes. *J. Clim.*, **26**, 5044–5060, doi:10.1175/JCLI-D-12-00351.1.
- Gamo, M., 1996: Thickness of the dry convection and large-scale subsidence above deserts. *Bound.-Layer Meteorol.*, **79**, 265–278.
- Garcia-Carreras, L., and Coauthors, 2015: The Turbulent Structure and Diurnal Growth of the Saharan Atmospheric Boundary Layer. *J. Atmospheric Sci.*, **72**, 693–713, doi:10.1175/JAS-D-13-0384.1.
- Giannini, A., R. Saravanan, and P. Chang, 2003: Oceanic forcing of sahel rainfall on interannual to interdecadal time scales. *Science*, **302**, 1027–1030.

- Gounou, A., F. Guichard, and F. Couvreux, 2012: Observations of Diurnal Cycles Over a West African Meridional Transect: Pre-Monsoon and Full-Monsoon Seasons. *Bound.-Layer Meteorol.*, **144**, 329–357, doi:10.1007/s10546-012-9723-8.
- Gregory, D., and P. R. Rowntree, 1990: A mass flux convection scheme with representation of cloud ensemble characteristics and stability-dependent closure. *Mon. Weather Rev.*, **118**, 1483–1506.
- Guérémy, J. F., 2011: A continuous buoyancy based convection scheme: one- and three-dimensional validation. *Tellus A*, **63**, 687–706, doi:10.1111/j.1600-0870.2011.00521.x.
- Guichard, F., L. Kergoat, E. Mougin, F. Timouk, F. Baup, P. Hiernaux, and F. Lavenu, 2009: Surface thermodynamics and radiative budget in the Sahelian Gourma: Seasonal and diurnal cycles. *J. Hydrol.*, **375**, 161–177, doi:10.1016/j.jhydrol.2008.09.007.
- Hagos, S., L. R. Leung, and J. Dudhia, 2011: Thermodynamics of the Madden–Julian Oscillation in a Regional Model with Constrained Moisture. *J. Atmospheric Sci.*, **68**, 1974–1989, doi:10.1175/2011JAS3592.1.
- Haikin, N., E. Galanti, T. G. Reisin, Y. Mahrer, and P. Alpert, 2015: Inner Structure of Atmospheric Inversion Layers over Haifa Bay in the Eastern Mediterranean. *Bound.-Layer Meteorol.*, **156**, 471–487, doi:10.1007/s10546-015-0038-4.
- Hartmann, D. L., M. E. Ockert-Bell, and M. L. Michelsen, 1992: The effect of cloud type on Earth's energy balance: global analysis. *J. Clim.*, **5**, 1281–1304.
- Haynes, J. M., and G. L. Stephens, 2007: Tropical oceanic cloudiness and the incidence of precipitation: Early results from CloudSat. *Geophys. Res. Lett.*, **34**, L09811, doi:10.1029/2007GL029335.
- Hayward, D., and J. Oguntoyinbo, 1987: *Climatology of West Africa*. 271 pp. pp.
- Henderson, D. S., T. L'Ecuyer, G. Stephens, P. Partain, and M. Sekiguchi, 2013: A Multisensor Perspective on the Radiative Impacts of Clouds and Aerosols. *J. Appl. Meteorol. Climatol.*, **52**, 853–871, doi:10.1175/JAMC-D-12-025.1.
- Heymsfield, A. J., L. M. Miloshevich, A. Slingo, K. Sassen, and D. O. Starr, 1991: An Observational and Theoretical Study of Highly Supercooled Altocumulus. *J. Atmospheric Sci.*, **48**, 923–945.
- Hill, P. G., R. P. Allan, J. C. Chiu, and T. H. M. Stein, 2016: A multisatellite climatology of clouds, radiation, and precipitation in southern West Africa and comparison to climate models: MULTISATELLITE CLIMATOLOGY IN SWA. *J. Geophys. Res. Atmospheres*, **121**, 10,857–10,879, doi:10.1002/2016JD025246.
- Hoareau, C., P. Keckhut, V. Noel, H. Chepfer, and J.-L. Baray, 2013: A decadal cirrus clouds climatology from ground-based and spaceborne lidars above the south of France (43.9° N–5.7° E). *Atmospheric Chem. Phys.*, **13**, 6951–6963, doi:10.5194/acp-13-6951-2013.
- Hobbs, P. V., and A. L. Rangno, 1998: Microstructures of low and middle-level clouds over the Beaufort Sea. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **124**, 2035–2071.

- Hogan, R. J., and E. J. O'Connor, 2004: Facilitating cloud radar and lidar algorithms: the Cloudnet Instrument Synergy/Target Categorization product. *Cloudnet Doc.*, <https://dev.knmi.nl/attachments/download/77/categorization.pdf>.
- , C. Jakob, and A. J. Illingworth, 2001: Comparison of ECMWF winter-season cloud fraction with radar-derived values. *J. Appl. Meteorol.*, **40**, 513–525.
- Hogan, R. J., P. N. Francis, H. Flentje, A. J. Illingworth, M. Quante, and J. Pelon, 2003a: Characteristics of mixed-phase clouds. I: Lidar, radar and aircraft observations from CLARE'98. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **129**, 2089–2116.
- Hogan, R. J., A. J. Illingworth, E. J. O'Connor, and J. P. V. PoiaresBaptista, 2003b: Characteristics of mixed-phase clouds. II: A climatology from ground-based lidar. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **129**, 2117–2134, doi:10.1256/qj.01.209.
- Hollars, S., Q. Fu, J. Comstock, and T. Ackerman, 2004: Comparison of cloud-top height retrievals from ground-based 35 GHz MMCR and GMS-5 satellite observations at ARM TWP Manus site. *Atmospheric Res.*, **72**, 169–186, doi:10.1016/j.atmosres.2004.03.015.
- Hotelling, H., 1933: Analysis of a complex of statistical variables into principal components. *J. Educ. Psychol.*, **24**, 417–441, 498–520.
- Hourdin, F., and Coauthors, 2010: AMMA-Model Intercomparison Project. *Bull Amer Meteor Soc*, **91**, 95–104.
- Illingworth, A. J., and Coauthors, 2007: Cloudnet: Continuous evaluation of cloud profiles in seven operational models using ground-based observations. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **88**, 883–898.
- Inness, P. M., J. M. Slingo, S. J. Woolnough, R. B. Neale, and V. D. Pope, 2001: Organization of tropical convection in a GCM with varying vertical resolution; implications for the simulation of the Madden-Julian Oscillation. *Clim. Dyn.*, **17**, 777–793, doi:10.1007/s003820000148.
- Jain, A. K., and R. C. Dubes, 1988: *Algorithms for Clustering Data*. Prentice-Hall, Englewood Cliffs.
- Jakob, C., and G. Tselioudis, 2003: Objective identification of cloud regimes in the Tropical Western Pacific. *Geophys. Res. Lett.*, **30**, doi:10.1029/2003GL018367. <http://doi.wiley.com/10.1029/2003GL018367>.
- Janicot, S., and Coauthors, 2008: Large-scale overview of the summer monsoon over West Africa during the AMMA field experiment in 2006. *Annales Geophysicae*, Vol. 26 of, 2569–2595 <https://hal-insu.archives-ouvertes.fr/insu-00388742/>.
- Jin, H., 2012: Satellite remote sensing of mid-level clouds. Texas A&M University, <http://oaktrust.library.tamu.edu/handle/1969.1/148185>.
- Johnson, R. H., P. E. Ciesielski, and K. A. Hart, 1996: Tropical inversions near the 0°C level. *J. Atmospheric Sci.*, **53**, 1838–1855.

- , T. M. Rickenbach, S. A. Rutledge, P. E. Ciesielski, and W. H. Schubert, 1999: Trimodal characteristics of tropical convection. *J. Clim.*, **12**, 2397–2418.
- Kato, S., F. G. Rose, D. A. Rutan, and T. P. Charlock, 2008: Cloud Effects on the Meridional Atmospheric Energy Budget Estimated from Clouds and the Earth’s Radiant Energy System (CERES) Data. *J. Clim.*, **21**, 4223–4241, doi:10.1175/2008JCLI1982.1.
- , and Coauthors, 2011: Improvements of top-of-atmosphere and surface irradiance computations with CALIPSO-, CloudSat-, and MODIS-derived cloud and aerosol properties. *J. Geophys. Res. Atmospheres*, **116**, D19209, doi:10.1029/2011JD016050.
- Kaufman, L., and P. J. Rousseeum, 1987: *Clustering by means of Medoids*. in Statistical Data Analysis Based on the L1–Norm and Related Methods. Y. Dodge, North-Holland, 405–416 pp.
- Kaufman, L., and P. J. Rousseeuw, 1990: Divisive Analysis (Program DIANA). *Finding Groups in Data*, John Wiley & Sons, Inc., 253–279 <http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/9780470316801.ch6/summary>.
- Kikuchi, K., and Y. N. Takayabu, 2004: The development of organized convection associated with the MJO during TOGA COARE IOP: Trimodal characteristics. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L10101, doi:10.1029/2004GL019601.
- King, M. D., S.-C. Tsay, S. E. Platnick, M. Wang, and K.-N. Liou, 1997: Cloud retrieval algorithms for MODIS: Optical thickness, effective particle radius, and thermodynamic phase. *MODIS Algorithm Theor. Basis Doc.*, **1997**. https://cimss.ssec.wisc.edu/dbs/China2011/Day2/Lectures/MOD06OD_Algorithm_Theoretical_Basis_Document.pdf.
- Knippertz, P., 2005: Tropical–extratropical interactions associated with an Atlantic tropical plume and subtropical jet streak. *Mon. Weather Rev.*, **133**, 2759–2776.
- , 2007: Tropical–extratropical interactions related to upper-level troughs at low latitudes. *Dyn. Atmospheres Oceans*, **43**, 36–62, doi:10.1016/j.dynatmoce.2006.06.003.
- , and A. H. Fink, 2009: Prediction of Dry-Season Precipitation in Tropical West Africa and Its Relation to Forcing from the Extratropics. *Weather Forecast.*, **24**, 1064–1084, doi:10.1175/2009WAF2222221.1.
- , and M. C. Todd, 2010: The central west Saharan dust hot spot and its relation to African easterly waves and extratropical disturbances. *J. Geophys. Res. Atmospheres*, **115**, D12117, doi:10.1029/2009JD012819.
- , and Coauthors, 2015: The DACCWA Project: Dynamics–Aerosol–Chemistry–Cloud Interactions in West Africa. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **96**, 1451–1460, doi:10.1175/BAMS-D-14-00108.1.
- Kollias, P., M. A. Miller, K. L. Johnson, M. P. Jensen, and D. T. Troyan, 2009: Cloud, thermodynamic, and precipitation observations in West Africa during 2006. *J. Geophys. Res. Atmospheres*, **114**, D00E08, doi:10.1029/2008JD010641.

- Lamb, P. J., and R. A. Pepler, 1992: Further case studies of tropical Atlantic surface atmospheric and oceanic patterns associated with sub-sahran drought. *J. Clim.*, **5**, 476–488.
- Lavaysse, C., C. Flamant, S. Janicot, D. J. Parker, J.-P. Lafore, B. Sultan, and J. Pelon, 2009: Seasonal evolution of the West African heat low: a climatological perspective. *Clim. Dyn.*, **33**, 313–330, doi:10.1007/s00382-009-0553-4.
- Le Barbé, L., T. Lebel, and D. Tapsoba, 2002: Rainfall variability in West Africa during the years 1950–90. *J. Clim.*, **15**, 187–202.
- Lean, H. W., P. A. Clark, M. Dixon, N. M. Roberts, A. Fitch, R. Forbes, and C. Halliwell, 2008: Characteristics of High-Resolution Versions of the Met Office Unified Model for Forecasting Convection over the United Kingdom. *Mon. Weather Rev.*, **136**, 3408–3424, doi:10.1175/2008MWR2332.1.
- Lebart, L., A. Morineau, and M. Piron, 2000: *Statistique exploratoire multidimensionnelle*. Dunod. 456 pp.
- Lenderink, G., and A. a. M. Holtslag, 2004: An updated length-scale formulation for turbulent mixing in clear and cloudy boundary layers. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **130**, 3405–3427, doi:10.1256/qj.03.117.
- Level, T., and coauthors, 2010: Lebel, T., and Coauthors, 2010: The AMMA field campaign: Multiscale and multidisciplinary observations in the West African region. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **136** (S1), 8–33, doi:10.1002/qj.486.
- Lhermitte, R., 1987: A 94-GHz doppler radar for cloud observations. *J. Atmospheric Ocean. Technol.*, **4**, 36–48.
- 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: Low-level clouds in southern West Africa. *J. Geophys. Res. Atmospheres*, **120**, 1186–1201, doi:10.1002/2014JD022614.
- Liu, C.-L., and A. J. Illingworth, 2000: Toward more accurate retrievals of ice water content from radar measurements of clouds. *J. Appl. Meteorol.*, **39**, 1130–1146.
- Lock, A. P., A. R. Brown, M. R. Bush, G. M. Martin, and R. N. B. Smith, 2000: A new boundary layer mixing scheme. Part I: Scheme description and single-column model tests. *Mon. Weather Rev.*, **128**, 3187–3199.
- Lopez, P., 2002: Implementation and validation of a new prognostic large-scale cloud and precipitation scheme for climate and data-assimilation purposes. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **128**, 229–257, doi:10.1256/00359000260498879.
- Lothon, M., F. Saïd, F. Lohou, and B. Campistron, 2008: Observation of the Diurnal Cycle in the Low Troposphere of West Africa. *Mon. Weather Rev.*, **136**, 3477–3500, doi:10.1175/2008MWR2427.1.

- Luo, Z., and W. B. Rossow, 2004: Characterizing tropical cirrus life cycle, evolution, and interaction with upper-tropospheric water vapor using Lagrangian trajectory analysis of satellite observations. *J. Clim.*, **17**, 4541–4563.
- Mace, G. G., T. P. Ackerman, P. Minnis, and D. F. Young, 1998: Cirrus layer microphysical properties derived from surface-based millimeter radar and infrared interferometer data. *J. Geophys. Res. Atmospheres*, **103**, 23207–23216, doi:10.1029/98JD02117.
- , S. Benson, and S. Kato, 2006: Cloud radiative forcing at the Atmospheric Radiation Measurement Program Climate Research Facility: 2. Vertical redistribution of radiant energy by clouds. *J. Geophys. Res. Atmospheres*, **111**, D11S91, doi:10.1029/2005JD005922.
- , Q. Zhang, M. Vaughan, R. Marchand, G. Stephens, C. Trepte, and D. Winker, 2009: A description of hydrometeor layer occurrence statistics derived from the first year of merged Cloudsat and CALIPSO data. *J. Geophys. Res. Atmospheres*, **114**, D00A26, doi:10.1029/2007JD009755.
- MacQueen, J., 1967: Some methods for classification and analysis of multivariate observations. *West. Manag. Sci. Inst.*, **233**, Task No. 047-041.
- Malardel, S., 2009: *Fondamentaux de Météorologie*. Cépaduès. <http://www.cepadues.com/livres/fondamentaux-meteorologie-edition-9782854288513.html>.
- Mapes, B. E., and P. Zuidema, 1996: Radiative-dynamical consequences of dry tongues in the tropical troposphere. **53**, 620–638.
- Marshall, J. H., S. Dobbie, and R. J. Hogan, 2006: Evaluation of a large-eddy model simulation of a mixed-phase altocumulus cloud using microwave radiometer, lidar and Doppler radar data. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **132**, 1693–1715, doi:10.1256/qj.05.145.
- , D. J. Parker, C. M. Grams, C. M. Taylor, and J. M. Haywood, 2008: Uplift of Saharan dust south of the intertropical discontinuity. *J. Geophys. Res. Atmospheres*, **113**, D21102, doi:10.1029/2008JD009844.
- , and Coauthors, 2013a: Meteorology and dust in the central Sahara: Observations from Fennec supersite-1 during the June 2011 Intensive Observation Period: METEOROLOGY AND DUST IN THE SAHARA. *J. Geophys. Res. Atmospheres*, **118**, 4069–4089, doi:10.1002/jgrd.50211.
- Marshall, J. H., N. S. Dixon, L. Garcia-Carreras, G. M. S. Lister, D. J. Parker, P. Knippertz, and C. E. Birch, 2013b: The role of moist convection in the West African monsoon system: Insights from continental-scale convection-permitting simulations: CONVECTION IN THE WEST AFRICAN MONSOON. *Geophys. Res. Lett.*, **40**, 1843–1849, doi:10.1002/grl.50347.
- Marshall, J. H., D. J. Parker, M. C. Todd, J. R. Banks, H. E. Brindley, L. Garcia-Carreras, A. J. Roberts, and C. L. Ryder, 2016: The contrasting roles of water and dust in controlling daily variations in radiative heating of the summertime Saharan heat low. *Atmospheric Chem. Phys.*, **16**, 3563–3575, doi:10.5194/acp-16-3563-2016.

- Mather, J. H., T. P. Ackerman, M. P. Jensen, and W. E. Clements, 1998: Characteristics of the atmospheric state and the surface radiation budget at the tropical western Pacific ARM Site. *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 4513–4516, doi:10.1029/1998GL900196.
- , S. A. McFarlane, M. A. Miller, and K. L. Johnson, 2007: Cloud properties and associated radiative heating rates in the tropical western Pacific. *J. Geophys. Res. Atmospheres*, **112**, D05201, doi:10.1029/2006JD007555.
- Mathon, V., H. Laurent, and T. Lebel, 2002: Mesoscale convective system rainfall in the Sahel. *J. Appl. Meteorol.*, **41**, 1081–1092.
- Matveev, L. T., 1984: *Cloud Dynamics*. D. Reidel Publishing Company, Dordrecht, Netherlands, 340 p pp.
- McFarlane, S. A., J. H. Mather, and T. P. Ackerman, 2007: Analysis of tropical radiative heating profiles: A comparison of models and observations. *J. Geophys. Res.*, **112**, doi:10.1029/2006JD008290. <http://doi.wiley.com/10.1029/2006JD008290>.
- , C. N. Long, and J. Flaherty, 2013: A Climatology of Surface Cloud Radiative Effects at the ARM Tropical Western Pacific Sites. *J. Appl. Meteorol. Climatol.*, **52**, 996–1013, doi:10.1175/JAMC-D-12-0189.1.
- McGuirk, J. P., A. H. Thompson, and N. R. Smith, 1987: Moisture bursts over the tropical Pacific Ocean. *Mon. Weather Rev.*, **115**, 787–798.
- Messenger, C., D. J. Parker, O. Reitebuch, A. Agustí-Panareda, C. M. Taylor, and J. Cuesta, 2010: Structure and dynamics of the Saharan atmospheric boundary layer during the West African monsoon onset: observations and analyses from the research flights of 14 and 17 July 2006. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **136**, 107–124, doi:10.1002/qj.469.
- Meynadier, R., O. Bock, S. Gervois, F. Guichard, J.-L. Redelsperger, A. Agustí-Panareda, and A. Beljaars, 2010: West African Monsoon water cycle: 2. Assessment of numerical weather prediction water budgets. *J. Geophys. Res. Atmospheres*, **115**, D19107, doi:10.1029/2010JD013919.
- Miller, M. A., and A. Slingo, 2007: The Arm Mobile Facility and Its First International Deployment: Measuring Radiative Flux Divergence in West Africa. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **88**, 1229–1244, doi:10.1175/BAMS-88-8-1229.
- , V. P. Ghate, and R. K. Zahn, 2012: The Radiation Budget of the West African Sahel and Its Controls: A Perspective from Observations and Global Climate Models. *J. Clim.*, **25**, 5976–5996, doi:10.1175/JCLI-D-11-00072.1.
- Mlawer, E. J., S. J. Taubman, P. D. Brown, M. J. Iacono, and S. A. Clough, 1997: Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave. *J. Geophys. Res. Atmospheres*, **102**, 16663–16682, doi:10.1029/97JD00237.
- Morcrette, J.-J., E. J. Mlawer, M. J. Iacono, and S. A. Clough, 2001: Impact of the radiation-transfer scheme RRTM in the ECMWF forecast system. *Tech. Rep. ECMWF Newsl.*,

- Mueller, J., and Coauthors, 1999: GERB: An Earth Radiation Budget instrument on second generation meteosat. *Adv. Space Res.*, **24**, 921–924, doi:10.1016/S0273-1177(99)00356-7.
- Nam, C. C. W., and J. Quaas, 2012: Evaluation of Clouds and Precipitation in the ECHAM5 General Circulation Model Using *CALIPSO* and *CloudSat* Satellite Data. *J. Clim.*, **25**, 4975–4992, doi:10.1175/JCLI-D-11-00347.1.
- Nicholson, S. E., A. I. Barcilon, M. Challa, and J. Baum, 2007: Wave Activity on the Tropical Easterly Jet. *J. Atmospheric Sci.*, **64**, 2756–2763, doi:10.1175/JAS3946.1.
- Pantillon, F., P. Knippertz, J. H. Marsham, H.-J. Panitz, and I. Bischoff-Gauss, 2016: Modeling haboob dust storms in large-scale weather and climate models - Pantillon - 2016 - Journal of Geophysical Research: Atmospheres - Wiley Online Library. **121**, doi:10.1002/2015JD024349.
<http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/2015JD024349/abstract>.
- Parker, D. J., and Coauthors, 2005: The diurnal cycle of the West African monsoon circulation. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **131**, 2839–2860, doi:10.1256/qj.04.52.
- Pearson, K., 1901: On lines and planes of closest fit to systems of points in space. *Philos. Mag.*, **2**, 559–572.
- Pearson, K. J., R. J. Hogan, R. P. Allan, G. M. S. Lister, and C. E. Holloway, 2010: Evaluation of the model representation of the evolution of convective systems using satellite observations of outgoing longwave radiation. *J. Geophys. Res. Atmospheres*, **115**, D20206, doi:10.1029/2010JD014265.
- , G. M. S. Lister, C. E. Birch, R. P. Allan, R. J. Hogan, and S. J. Woolnough, 2013: Modelling the diurnal cycle of tropical convection across the ‘grey zone.’ *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **140**, 491–499, doi:10.1002/qj.2145.
- Peyrille, P., 2006: *Étude idéalisée de la mousson ouest-africain à partir d’un modèle numérique bi-dimensionnel*. Toulouse 3, <http://www.theses.fr/2006TOU30014>.
- Peyrille, P., J.-P. Lafore, and J.-L. Redelsperger, 2007: An Idealized Two-Dimensional Framework to Study the West African Monsoon. Part I: Validation and Key Controlling Factors. *J. Atmospheric Sci.*, **64**, 2765–2782, doi:10.1175/JAS3919.1.
- Piriou, J.-M., J.-L. Redelsperger, J.-F. Geleyn, J.-P. Lafore, and F. Guichard, 2007: An Approach for Convective Parameterization with Memory: Separating Microphysics and Transport in Grid-Scale Equations. *J. Atmospheric Sci.*, **64**, 4127–4139, doi:10.1175/2007JAS2144.1.
- Pope, M., C. Jakob, and M. J. Reeder, 2009a: Objective Classification of Tropical Mesoscale Convective Systems. *J. Clim.*, **22**, 5797–5808, doi:10.1175/2009JCLI2777.1.
- , —, and —, 2009b: Regimes of the North Australian Wet Season. *J. Clim.*, **22**, 6699–6715, doi:10.1175/2009JCLI3057.1.
- Prospero, J. M., P. Ginoux, O. Torres, S. E. Nicholson, and T. E. Gill, 2002: Environmental Characterization of Global Sources of Atmospheric Soil Dust Identified with the

- Nimbus 7 Total Ozone Mapping Spectrometer (toms) Absorbing Aerosol Product. *Rev. Geophys.*, **40**, 1002, doi:10.1029/2000RG000095.
- Protat, A., and Coauthors, 2014: Reconciling Ground-Based and Space-Based Estimates of the Frequency of Occurrence and Radiative Effect of Clouds around Darwin, Australia. *J. Appl. Meteorol. Climatol.*, **53**, 456–478, doi:10.1175/JAMC-D-13-072.1.
- Pruppacher, H. R., and J. D. Klett, 1997: *Microphysics of Clouds and Precipitation*. 2nd edn. Kluwer Academic, Norwell, Massachusetts, <http://www.springer.com/in/book/9780792342113>.
- Ramage, C. S., 1971: *Monsoon Meteorol.*, **Academic Press, New York and London**, 296 pp.
- Ramier, D., and Coauthors, 2009: Towards an understanding of coupled physical and biological processes in the cultivated Sahel – 1. Energy and water. *J. Hydrol.*, **375**, 204–216, doi:10.1016/j.jhydrol.2008.12.002.
- Redelsperger, J.-L., C. D. Thorncroft, A. Diedhiou, T. Lebel, D. J. Parker, and J. Polcher, 2006: African Monsoon Multidisciplinary Analysis: An International Research Project and Field Campaign. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **87**, 1739–1746, doi:10.1175/BAMS-87-12-1739.
- Ricard, J., and J. F. Royer, 1993: Impact of a statistical cloud scheme on the results of the “Arpège-Climat” model.
- Riihimaki, L. D., S. A. McFarlane, and J. M. Comstock, 2012: Climatology and Formation of Tropical Midlevel Clouds at the Darwin ARM Site. *J. Clim.*, **25**, 6835–6850, doi:10.1175/JCLI-D-11-00599.1.
- Riley, E. M., and B. E. Mapes, 2009: Unexpected peak near -15°C in CloudSat echo top climatology. *Geophys. Res. Lett.*, **36**, doi:10.1029/2009GL037558. <http://doi.wiley.com/10.1029/2009GL037558>.
- , ———, and S. N. Tulich, 2011: Clouds Associated with the Madden-Julian Oscillation: A New Perspective from *CloudSat*. *J. Atmospheric Sci.*, **68**, 3032–3051, doi:10.1175/JAS-D-11-030.1.
- Roehrig, R., D. Bouniol, F. Guichard, F. Hourdin, and J.-L. Redelsperger, 2013: The Present and Future of the West African Monsoon: A Process-Oriented Assessment of CMIP5 Simulations along the AMMA Transect. *J. Clim.*, **26**, 6471–6505, doi:10.1175/JCLI-D-12-00505.1.
- Rossow, W. B., and R. A. Schiffer, 1999: Advances in understanding clouds from ISCCP. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **80**, 2261–2287.
- , and Y. Zhang, 2010: Evaluation of a Statistical Model of Cloud Vertical Structure Using Combined *CloudSat* and CALIPSO Cloud Layer Profiles. *J. Clim.*, **23**, 6641–6653, doi:10.1175/2010JCLI3734.1.
- , Y. Zhang, and J. Wang, 2005: A statistical model of cloud vertical structure based on reconciling cloud layer amounts inferred from satellites and radiosonde humidity profiles. *J. Clim.*, **18**, 3587–3605.

- Ryder, C. L., and Coauthors, 2013: Optical properties of Saharan dust aerosol and contribution from the coarse mode as measured during the Fennec 2011 aircraft campaign. *Atmospheric Chem. Phys.*, **13**, 303–325, doi:10.5194/acp-13-303-2013.
- Sarle, W. S., 1983: *Cubic Clustering Criterion*. SAS Institute, 52 pp.
- Sassen, K., and Z. Wang, 2008: Classifying clouds around the globe with the CloudSat radar: 1-year of results. *Geophys. Res. Lett.*, **35**, L04805, doi:10.1029/2007GL032591.
- , and ———, 2012: The Clouds of the Middle Troposphere: Composition, Radiative Impact, and Global Distribution. *Surv. Geophys.*, **33**, 677–691, doi:10.1007/s10712-011-9163-x.
- Schmidt, J. M., P. J. Flatau, and R. D. Yates, 2014: Convective Cells in Altocumulus Observed with a High-Resolution Radar. *J. Atmospheric Sci.*, **71**, 2130–2154, doi:10.1175/JAS-D-13-0172.1.
- Seifert, A., 2011: Uncertainty and complexity in cloud microphysics. *ECMWF Workshop Model Uncertain.*,.
- Seifert, P., and Coauthors, 2010: Saharan dust and heterogeneous ice formation: Eleven years of cloud observations at a central European EARLINET site. *J. Geophys. Res. Atmospheres*, **115**, D20201, doi:10.1029/2009JD013222.
- Sèze, G., J. Pelon, M. Derrien, H. Le Gléau, and B. Six, 2015: Evaluation against CALIPSO lidar observations of the multi-geostationary cloud cover and type dataset assembled in the framework of the Megha-Tropiques mission. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **141**, 774–797, doi: 10.1002/qj.2392
- Shupe, M. D., 2011: Clouds at Arctic Atmospheric Observatories. Part II: Thermodynamic Phase Characteristics. *J. Appl. Meteorol. Climatol.*, **50**, 645–661, doi:10.1175/2010JAMC2468.1.
- , and Coauthors, 2008: A focus on mixed-phase clouds: The status of ground-based observational methods. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **89**, 1549–1562.
- Slingo, A., 1980: A cloud parameterization scheme derived from GATE data for use with a numerical model. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **106**, 747–770.
- Slingo, A., and Coauthors, 2008: Overview of observations from the RADAGAST experiment in Niamey, Niger: Meteorology and thermodynamic variables. *J. Geophys. Res. Atmospheres*, **113**, D00E01, doi:10.1029/2008JD009909.
- Smith, R. N. B., 1990: A scheme for predicting layer clouds and their water content in a general circulation model. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **116**, 435–460.
- Staniforth, A., and N. Wood, 2006: Analysis of the response to orographic forcing of a time-staggered semi-Lagrangian discretization of the rotating shallow-water equations. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **132**, 3117–3126, doi:10.1256/qj.06.51.
- Stein, T. H. M., D. J. Parker, J. Delanoë, N. S. Dixon, R. J. Hogan, P. Knippertz, R. I. Maidment, and J. H. Marsham, 2011: The vertical cloud structure of the West African

- monsoon: A 4 year climatology using CloudSat and CALIPSO: WEST AFRICAN MONSOON CLOUD STRUCTURE. *J. Geophys. Res. Atmospheres*, **116**, n/a-n/a, doi:10.1029/2011JD016029.
- Stephens, G. L., 2005: Cloud feedbacks in the climate system: A critical review. *J. Clim.*, **18**, 237–273.
- , and N. B. Wood, 2007: Properties of Tropical Convection Observed by Millimeter-Wave Radar Systems. *Mon. Weather Rev.*, **135**, 821–842, doi:10.1175/MWR3321.1.
- , and Coauthors, 2002: THE CLOUDSAT MISSION AND THE A-TRAIN: A New Dimension of Space-Based Observations of Clouds and Precipitation. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **83**, 1771–1790, doi:10.1175/BAMS-83-12-1771.
- , and Coauthors, 2008: CloudSat mission: Performance and early science after the first year of operation. *J. Geophys. Res. Atmospheres*, **113**, D00A18, doi:10.1029/2008JD009982.
- , M. Wild, P. W. Stackhouse, T. L'Ecuyer, S. Kato, and D. S. Henderson, 2012: The Global Character of the Flux of Downward Longwave Radiation. *J. Clim.*, **25**, 2329–2340, doi:10.1175/JCLI-D-11-00262.1.
- Stevens, B., and Coauthors, 2016: The Barbados Cloud Observatory: Anchoring Investigations of Clouds and Circulation on the Edge of the ITCZ. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **97**, 787–801, doi:10.1175/BAMS-D-14-00247.1.
- Stokes, G. M., and S. E. Schwartz, 1994: The Atmospheric Radiation Measurement (ARM) Program: Programmatic Background and Design of the Cloud and Radiation Test Bed. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **75**, 1201–1221, doi:10.1175/1520-0477(1994)075<1201:TARMPP>2.0.CO;2.
- Stratton, R. A., A. Stirling, and S. Derbyshire, 2009: Changes and development to convective momentum transport (CMT) parameterization based on analysis of CRM and SCM.
- Stubenrauch, C. J., A. Chédin, G. Rädcl, N. A. Scott, and S. Serrar, 2006: Cloud properties and their seasonal and diurnal variability from TOVS Path-B. *J. Clim.*, **19**, 5531–5553.
- Su, W., A. Bodas-Salcedo, K.-M. Xu, and T. P. Charlock, 2010: Comparison of the tropical radiative flux and cloud radiative effect profiles in a climate model with Clouds and the Earth's Radiant Energy System (CERES) data. *J. Geophys. Res.*, **115**, doi:10.1029/2009JD012490. <http://doi.wiley.com/10.1029/2009JD012490>.
- Sultan, B., and S. Janicot, 2003: The West African monsoon dynamics. Part II: The “preonset” and “onset” of the summer monsoon. *J. Clim.*, **16**, 3407–3427.
- , ——, and P. Drobinski, 2007: Characterization of the Diurnal Cycle of the West African Monsoon around the Monsoon Onset. *J. Clim.*, **20**, 4014–4032, doi:10.1175/JCLI4218.1.
- Sutphin, A. B., 2013: Characteristics of Tropical Midlevel Clouds Using A-Train Measurements. Texas A&M University,

<http://oaktrust.tamu.edu/bitstream/handle/1969.1/150971/SUTPHIN-THESIS-2013.pdf?sequence=1&isAllowed=y>.

- Takemi, T., O. Hirayama, and C. Liu, 2004: Factors responsible for the vertical development of tropical oceanic cumulus convection. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L11109, doi:10.1029/2004GL020225.
- Tan, J., and C. Jakob, 2013: A three-hourly data set of the state of tropical convection based on cloud regimes: THREE-HOURLY CLOUD REGIME. *Geophys. Res. Lett.*, **40**, 1415–1419, doi:10.1002/grl.50294.
- Thorncroft, C., and K. Hodges, 2001: African easterly wave variability and its relationship to Atlantic tropical cyclone activity. *J. Clim.*, **14**, 1166–1179.
- Waliser, D. E., and C. Gautier, 1993: A satellite-derived climatology of the ITCZ. *J. Clim.*, **6**.
- Walters, D. N., and Coauthors, 2011: The Met Office Unified Model Global Atmosphere 3.0/3.1 and JULES Global Land 3.0/3.1 configurations. *Geosci. Model Dev.*, **4**, 919–941, doi:10.5194/gmd-4-919-2011.
- Wang, J., W. B. Rossow, and Y. Zhang, 2000: Cloud vertical structure and its variations from a 20-yr global rawinsonde dataset. *J. Clim.*, **13**, 3041–3056.
- Wang, Z., K. Sassen, D. Whiteman, and B. Demoz, 2004: Arctic mixed-phase cloud microphysical properties retrieved from ground-based active and passive remote sensors.
- Ward, J., 1963: Hierarchical Grouping to optimize an objective function. *J. Am. Stat. Assoc.*, **58**, 236–244.
- Warren, G., J. Hahn, J. London, M. Chervin, and L. Jenne, 1986: Global Distribution of Total Cloud Cover and Cloud Type Amounts Over Land. *NCAR Tech. Note TN-273STR*, 229 pp, doi:10.5065/D6GH9FXB.
- , H. Hahn, J. London, M. Chervin, and L. Jenne, 1988: Global Distribution of Total Cloud Cover and Cloud Type Amounts Over the Ocean. *NCAR Tech. Note NCARTN-317STR*, 212 pp, doi:10.5065/D6QC01D1.
- Warren, S. G., and C. J. Hahn, 2002: Cloud climatology. *Encycl. Atmospheric Sci.*, 476–483.
- , R. M. Eastman, and C. J. Hahn, 2007: A Survey of Changes in Cloud Cover and Cloud Types over Land from Surface Observations, 1971–96. *J. Clim.*, **20**, 717–738, doi:10.1175/JCLI4031.1.
- Washington, R., M. Todd, N. J. Middleton, and A. S. Goudie, 2003: Dust-Storm Source Areas Determined by the Total Ozone Monitoring Spectrometer and Surface Observations. *Ann. Assoc. Am. Geogr.*, **93**, 297–313, doi:10.1111/1467-8306.9302003.
- Weaver, C. P., 2003: Efficiency of storm tracks an important climate parameter? The role of cloud radiative forcing in poleward heat transport. *J. Geophys. Res.*, **108**, doi:10.1029/2002JD002756. <http://doi.wiley.com/10.1029/2002JD002756>.

- Webster, P. J., and R. Lukas, 1992: TOGA COARE: The Coupled Ocean-Atmosphere Response Experiment. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **73**, 1377–1416.
- Wilkinson, J. M., A. N. F. Porson, F. J. Bornemann, M. Weeks, P. R. Field, and A. P. Lock, 2013: Improved microphysical parametrization of drizzle and fog for operational forecasting using the Met Office Unified Model. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **139**, 488–500, doi:10.1002/qj.1975.
- Wilson, D. R., and S. P. Ballard, 1999: A microphysically based precipitation scheme for the UK meteorological office unified model. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **125**, 1607–1636, doi:10.1002/qj.49712555707.
- Winker, D. M., 2006: The CALIPSO Mission and Initial Observations of Aerosols and Clouds from CALIOP. *Proc. SPIE*, Vol. 6409 of <https://www.osapublishing.org/viewmedia.cfm?id=133513&seq=0>.
- , J. Pelon, and M. P. McCormick, 2003: The CALIPSO mission: Spaceborne lidar for observation of aerosols and clouds. *Proc. Spie*, Vol. 4893 of, 1–11 http://proceedings.spiedigitallibrary.org/pdfaccess.ashx?url=/data/conferences/spiep/30459/1_1.pdf.
- , W. H. Hunt, and M. J. McGill, 2007: Initial performance assessment of CALIOP. *Geophys. Res. Lett.*, **34**, L19803, doi:10.1029/2007GL030135.
- Wylie, D., D. L. Jackson, W. P. Menzel, and J. J. Bates, 2005: Trends in global cloud cover in two decades of HIRS observations. *J. Clim.*, **18**, 3021–3031.
- Wylie, D. P., W. P. Menzel, H. M. Woolf, and K. I. Strabala, 1994: Four Years of Global Cirrus Cloud Statistics Using HIRS. *J. Clim.*, **7**, 1972–1986.
- Yasunaga, K., and Coauthors, 2006: Melting layer cloud observed during R/V Mirai cruise MR01-K05. *J. Atmospheric Sci.*, **63**, 3020–3032.
- Zhang, D., Z. Wang, and D. Liu, 2010: A global view of midlevel liquid-layer topped stratiform cloud distribution and phase partition from CALIPSO and CloudSat measurements. *J. Geophys. Res.*, **115**, doi:10.1029/2009JD012143. <http://doi.wiley.com/10.1029/2009JD012143>.
- Zhang, M. H., and Coauthors, 2005: Comparing clouds and their seasonal variations in 10 atmospheric general circulation models with satellite measurements. *J. Geophys. Res. Atmospheres*, **110**, D15S02, doi:10.1029/2004JD005021.
- Zhang, T., K. Stamnes, and S. A. Bowling, 1996: Impact of Clouds on Surface Radiative Fluxes and Snowmelt in the Arctic and Subarctic. *J. Clim.*, **9**, 2110–2123, doi:10.1175/1520-0442(1996)009<2110:IOCOSR>2.0.CO;2.
- Zhang, Y., S. Klein, G. G. Mace, and J. Boyle, 2007: Cluster analysis of tropical clouds using CloudSat data. *Geophys. Res. Lett.*, **34**, doi:10.1029/2007GL029336. <http://doi.wiley.com/10.1029/2007GL029336>.

- Zhang, Y. C., and W. B. Rossow, 1997: Estimating meridional energy transports by the atmospheric and oceanic general circulations using boundary fluxes. *J. Clim.*, **10**, 2358–2373.
- Zuidema, P., 1998: The 600–800-mb minimum in tropical cloudiness observed during TOGA COARE. *J. Atmospheric Sci.*, **55**, 2220–2228.

LISTE DES FIGURES

Figure 1.1: Bilan énergétique moyen annuel de l'atmosphère en $W.m^{-2}$. Le rayonnement solaire dans le domaine du visible est représenté par les flèches jaunes et le rayonnement émis par la Terre dans le domaine de l'infrarouge est représenté par les flèches rouges. Les flux de chaleur sensible et latente sont indiqués en orange et en bleu respectivement. (Météo-France)	10
Figure 1.2: Classification nuageuse (http://cyclonextreme.com)	11
Figure 1.3: (a) Carte de la fraction nuageuse obtenue à partir de MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) de juillet 2002 à avril 2015 (extrait de https://earthobservatory.nasa.gov/IOTD/view.php?id=85843) et (b) de l'impact radiatif des nuages au sommet de l'atmosphère obtenu à partir de CERES (Clouds and the Earth's Radiant Energy System) (extrait de https://svs.gsfc.nasa.gov/30603) sur la planète	13
Figure 2.1: Classification nuageuse selon l'ISCCP. Tiré de Rossow and Schiffer (1999)	19
Figure 2.2: Distribution globale des altocumulus à partir des données de CloudSat-CALIPSO (radar-lidar) en 2007 et 2008. (Sassen and Wang 2012)	22
Figure 2.3: Distribution des sommets des nuages observés dans les Tropiques à partir du radar de CloudSat (EOs = Echo Objects). Entre 5 et 6 km d'altitude, distribution bimodale des nuages de mi-niveau. (Riley and Mapes 2009)	25
Figure 2.4: Schéma conceptuel de la distribution verticale des nuages convectifs tropicaux au dessus du Pacifique basé sur les données radar et des radiosondages. Trois types de nuages : les cumulus associés à la couche d'inversion des alizés, les cumulus congestus associés à l'isotherme $0^{\circ}C$ et les cumulonimbus associés au sommet de la tropopause. Les flèches indiquent une circulation méridienne. (Johnson et al. 1999)	26
Figure 2.5: Distribution des sommets de nuages sur le site de la station ARM à Darwin en Australie. Les nuages de mi-niveau sont ceux où les sommets sont délimités par des droites grises. (Riihimaki et al. 2012)	27
Figure 2.6: Cycle diurne de la fréquence d'occurrence des nuages de mi-niveau fins (à gauche) et des nuages de mi-niveau épais (à droite). La saison humide, de novembre à avril, est représentée en trait épais et la saison sèche, de mai à octobre, est représentée en trait fin. (Riihimaki et al. 2012)	27
Figure 2.7: Distribution des altitudes des sommets des nuages de mi-niveau mono-couche et bi-couches (en noir), de ces mêmes nuages mais précipitants (en bleu) et non précipitants (en rouge). (Sutphin 2013)	28
Figure 2.8: Fréquence d'occurrence des pixels de nuages de mi-niveau mono-couche et bi-couches entre janvier 2007 et décembre 2010. (Sutphin 2013)	29
Figure 2.9: Evolution du cycle diurne en moyenne sur les étés 1983, 1984 et 1985. En abscisse est représenté en bas le temps avec des pas de 3 heures (le premier commençant à 0000 UTC) et en haut l'heure locale (LST) en heures. En ordonnée est représenté les niveaux de brillances. (Duvel 1989)	30
Figure 2.10: Fréquence d'occurrence des différents nuages observés à la station ARM entre avril et septembre 2006	31

Figure 2.11: Moyennes mensuelles (symboles) et écart-types (trait gris) du forçage radiatif des nuages à la surface déduit des observations à la station ARM pour le visible (au-dessus) et l'infrarouge (en-dessous).(Bouniol et al. 2012).....	31
Figure 2.12: Réflectivité (en dBZ) observé dans un plan vertical (temps; altitude) entre 1840 et 2020 UTC le 27 août 2010 en Floride. Deux nuages délimités par un contour blanc sont détectés durant cette période. Le contenu en eau liquide (LWC) (en g.m-3) obtenu à partir des mesures aéroportées est représenté par les points de couleur à un intervalle de 1 min. (Schmidt et al. 2014).....	32
Figure 2.13: Coupes latitude - altitude de la fraction nuageuse moyenne entre 10°W et 10°E pour les mois de juillet, août et septembre entre 2006 et 2010 pour les observations obtenues à partir des données satellites de CloudSat-CALIPSO (panel en haut à gauche) et pour les modèles du projet CMIP5 (moyennés entre 1979 et 2008). (Roehrig et al. 2013).....	33
Figure 3.1: Carte de l'Afrique de l'Ouest.....	35
Figure 3.2: Carte des précipitations cumulées sur l'année 2000 (en mm) à partir des données GPCP (Global Precipitation Climatology Project) en Afrique de l'Ouest. Le rectangle en rouge correspond à la zone d'étude du projet AMMA-CROSS et les rectangles verts aux sites de méso-échelle du programme AMMA. (Hourdin et al. 2010).....	36
Figure 3.3: Diagramme temps-latitude du cycle annuel de la ZCIT en Afrique. Le cycle annuel a été calculé sur les données de fortes réflectivités de nuages. La courbe blanche correspond à la moyenne mensuelle de la position de la ZCIT (Waliser and Gautier 1993).....	38
Figure 3.4: Tropical Plume au Nord-Ouest de l'Afrique observé le 31 mars 2002 à 0000 UTC à partir d'une image infra-rouge Meteosat. Les lignes de courant et les isobares du niveau isentropique 345 K (contours en pointillé à 40, 50, 60 et 70 m.s-1) sont représentés à partir de l'analyse de ECMWF TOGA. Le niveau 345 K est proche de 200 hPa dans les Tropiques. (Knippertz 2007).....	38
Figure 3.5: Schéma conceptuel représentant une moyenne zonale des éléments clés de la mousson africaine pendant l'été boréal : la circulation méridienne-verticale et les vents zonaux dominants (Peyrille 2006).....	39
Figure 3.6: Fréquence mensuelle d'occurrence moyenne du Heat Low en Afrique de l'Ouest (couleur) et du champ de vent à 925 hPa (vecteurs, en m.s-1). Les contours cyan indiquent le $8 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ niveau de convergence horizontale et les lignes noires indiquent la position du minimum de géopotential à 925 hPa entre l'Équateur et 28°N (une indication de la position de l'Inter-Tropical Discontinuity (ITD)). Les lignes grises indiquent le contour de l'orographie au-dessus de 925 hPa. (Lavaysse et al. 2009).....	42
Figure 3.7: Schéma conceptuel d'une coupe verticale sud-nord de la structure et des processus de mélange de la couche limite convective (CBL - Convective Boundary Layer), située au-dessous de la couche résiduelle saharienne (SRL - Saharan Residual Layer). Ces deux couches forment la couche limite saharienne (SABL - Saharan Atmospheric Boundary Layer). La courbe noire, en trait épais, indique les limites de la SABL. La courbe grise, en pointillée, marque le sommet de la CBL et $\Delta\theta$ est la différence de température potentielle observée à travers la fine couche stable séparant la CBL et la SLR. La courbe noire, en trait pointillé épais, montre la forme d'un profil typique de la température potentielle au-dessus du désert (toutefois cela dépend de l'heure de la journée). (Messenger et al. 2010).....	43
Figure 3.8: Coupe verticale des fréquences d'occurrence des nuages pour les mois d'avril à septembre, en fonction de la latitude. Les lignes verticales en pointillés noirs marquent les	

positions du golfe de Guinée et de la Méditerranée. Entre 13 et 14°N, la ligne verticale en pointillés noirs indique le site de Niamey au Sahel. Adapté de Bouniol et al. (2012).....45

Figure 3.9: Coupe verticale des contours des nuages et des précipitations pour différentes catégories de nuages pour la saison de mousson Juin-Septembre (a) nuit et (b) jour. Les contours contiennent des fractions de nuages pour les cirrus (fraction de nuage supérieure à 5% et 10%, magenta), enclumes (5% et 10%, vert), altocumulus (5%, orange), congestus (5%, bleu), cumulus peu profonds (5%, rouge) et cumulonimbus (5%, gris sombre). Une ligne pointillée noire indique la couche de fusion. Les lignes fines noires indiquent les contours de température potentielle avec des intervalles de 6 K. Le contour en trait pointillé épais noir correspond aux vents zonaux inférieurs à -10 m.s-1. Il indique la position de l'AEJ. Les vecteurs de vent sont échantillonnés de façon à avoir une distance d'advection de 12h. (Stein et al. 2011).....46

Figure 4.1: Longueurs d'ondes.....50

Figure 4.2: Échantillonnage en visée verticale (temps/altitude) de la structure nuageuse de l'atmosphère le 21 juillet 2006 à Niamey (a) par le radar nuage à 95 GHz : réflectivité (en dBZ), (b) par le lidar à 532 nm: coefficient de rétrodiffusion atténué en log10 (en sr-1 m-1), (c) masque nuageux construit à partir du radar (soit 1 soit 0), (d) masque nuageux construit à partir du lidar (soit 1 soit 0) à Niamey (Niger).....51

Figure 4.3: Température de brillance dans l'infrarouge (10,8 µm) mesurée par SEVIRI (en K) du 21 juillet 2006 à 12h45. La trace de CloudSat-CALIPSO est représentée en blanc. Niamey et BBM sont indiqués par des cercles noirs.....52

Figure 4.4: Données radar et lidar brutes à Niamey (Niger) le 21 juillet 2006.....53

Figure 4.5: Classification nuageuse pour le 21 juillet 2006 établie par (Hogan and O'Connor 2004).....53

Figure 4.6: Construction des masques nuageux à BBM à partir du signal lidar.....58

Figure 4.7: (a-b) Coupe temps-altitude de la réflectivité (en dBZ) observée par le radar et log10 du coefficient de rétrodiffusion atténué à 532 nm (en sr-1m-1) observé par le lidar le 21 juillet 2006 à Niamey (Niger). Le LCL est représenté en vert. Les cirrus et les nuages de miniveau sont entourés en bleu et cyan respectivement. Les triangles noirs indiquent l'heure de début de la trace de CloudSat-CALIPSO. (c-d) Coupe latitude-altitude de la réflectivité (en dBZ) observée par le radar (CPR) de CloudSat et de la fraction nuageuse calculée sur la grille radar à partir du lidar (CALIOP) de CALIPSO à la même date à partir de 12:47:47 entre 3.5 - 31.5°N. Le LCL calculé à partir des fichiers ECMWF-AUX (<http://www.cloudsat.cira.colostate.edu/data-products/level-aux/ecmwf-aux?term=64>) est représenté en vert.....59

Figure 4.8: Détection des inversions de température potentielle pour le profil du 22 mars 2006 à 1036 UTC.....62

Figure 4.9: Détection des inversions de température pour le profil du 22 mars 2006 à 1036 UTC.....62

Figure 4.10: Cycle diurne des flux dans le domaine du visible en présence de nuages (en croix bleu ciel (scènes/valeurs observés instantanées) et en trait bleu foncé (composite mensuel)) et estimation des flux en ciel clair (en croix grises (scènes/valeurs observés instantanées) et en trait vert (composite mensuel)) durant le mois de mars 2006 par la méthode du composite mensuel.....64

Figure 4.11: Détection du flux entrant en ciel clair à la surface dans le domaine du visible pour le 17 mars 2006. Le flux entrant dans le visible à la surface est représenté par le trait vert. Le flux entrant dans le visible au sommet de l'atmosphère est représenté par le trait vert sur lequel est superposé des points verts. Le flux entrant en ciel clair à la surface dans le visible est représenté par le trait violet sur lequel est superposé des points violets. Les points rouges correspondent aux mesures radiatives en ciel clair disponible ce jour.....	64
Figure 4.12: Grilles verticales basées sur la température potentielle des simulations SWAMMA avec les résolutions horizontales à 4 km, 12 km, 12 km en convection paramétrée et 40 km en convection paramétrée à Niamey (Niger) (en bleu) et à Bordj Badji Mokhtar (BBM) (Algérie) (en noir).....	66
Figure 4.13: Représentation en trois dimensions d'un modèle de climat (IPSL).....	67
Figure 4.14: Grilles verticales des cinq modèles de climat avec pour certains des modifications de leurs paramétrisations physiques ou de leurs configurations.....	68
Figure 5.1: Climatologie mensuelle de la fraction nuageuse des cirrus (en rouge), de la convection profonde (Cv - en cyan), des nuages de mi-niveau (6km - en bleu) et de la convection peu profonde (Cvpp - en vert) de juin 2006 à mai 2010 en Afrique de l'Ouest [3.575-31.575°N, 10°W-10°E] obtenue avec les produits CloudSat-CALIPSO.....	72
Figure 5.2: Climatologie (a) annuelle, (b) de janvier-février-mars (JFM), (c) d'avril-mai-juin (AMJ), (d) de juillet-août-septembre (JAS) et (e) d'octobre-novembre-décembre (OND) de la densité des nuages de mi-niveau (nombre de nuages normalisé par la longueur de traces en kilomètre) en km-1 de juin 2006 à mai 2010 en Afrique de l'Ouest [3.575-31.575°N, 14.78°W-28.47°E] obtenue avec les produits CloudSat-CALIPSO. Ici, les figures sont calculées à partir d'objets nuageux. (Bourgeois et al., accepté).....	73
Figure 5.3: Cycle annuel de la densité des nuages de mi-niveau de juin 2006 à mai 2010 pour les bandes latitudinales. Le nombre de transects pour chaque mois est mentionné au-dessus. (Bourgeois et al., accepté).....	74
Figure 5.4: Evolution annuelle de la fréquence d'occurrence mensuelle des nuages mi-niveau obtenue à partir des observations sol et satellite. Les observations sol (avec une résolution temporelle de 30 minutes) sont obtenues à partir de la station mobile ARM à Niamey (Niger) en 2006 (en bleu) et à Bordj Badji Mokhtar (BBM) (Algérie) en juin 2011 (en noir). Les observations satellite (avec une résolution temporelle de 0,16 secondes) sont obtenues à partir des données de CloudSat et CALIPSO de juin 2006 à mai 2010 en Afrique de l'Ouest [3.575-31.575°N, 10°W-10°E] et pour les mailles où Niamey [10.575-14.075°N, 0.668-3.758°E] (en trait pointillé bleu) et BBM [21.075-24.575°N, 0.668-3.758°E] (en trait pointillé noir) sont situés.....	77
Figure 5.5: Cycle annuel de la densité des nuages de mi-niveau de juin 2006 à mai 2010 à partir des données satellites de CloudSat-CALIPSO pour les mailles où BBM [21.075-24.575°N, 0.668-3.758°E] (en trait pointillé noir) et Niamey [10.575-14.075°N, 0.668-3.758°E] (en trait pointillé bleu) sont situés. (Bourgeois et al., accepté).....	77
Figure 5.6: Fréquence d'occurrence des nuages (trait continu) calculée à partir des données de CloudSat-CALIPSO en 2006 (vert) et 2008 (bleu) et à partir des données de la station ARM-AMF à Niamey (noir) en 2006 pour (a) août et (b) juin-septembre. Le profil AMF a été sous-échantillonné à l'heure des passages de l'A-Train (01h30 et 13h30 heure locale) à la latitude de Niamey (rouge). Les lignes en tirets (pointillées) correspondent aux profils des données de nuit (de jour). (Bouniol et al. 2012).....	78

Figure 5.7: Evolution annuelle du cycle diurne de la fréquence d'occurrence mensuelle des nuages de mi-niveau (avec une résolution temporelle de 30 minutes) obtenue à partir de la station mobile ARM à Niamey (Niger) en 2006 et à Bordj Badji Mokhtar (BBM) (Algérie) en juin 2011 (en bas à droite). Il n'y a pas de nuage de mi-niveau à Niamey en décembre. (Bourgeois et al., accepté).....	80
Figure 5.8: Distributions (a) des épaisseurs moyennes des nuages de mi-niveau et (b) de l'altitude des bases moyennes (en rouge) et des sommets moyens (en bleu) des nuages à partir des données de CloudSat-CALIPSO en Afrique de l'Ouest pour la période de juin 2006 à mai 2010. Les valeurs des bins pour les distributions des épaisseurs moyennes des nuages de mi-niveau est de 200 m et celles pour les distributions de l'altitude des bases moyennes et des sommets moyens des nuages est de 1000 m.....	81
Figure 5.9: Propriétés physiques des nuages de mi-niveau fins. Distributions des épaisseurs des nuages de mi-niveau fins (a) et de l'altitude des sommets des nuages (b) à partir des données de CALIOP sur le continent (orange), sur l'océan (bleu clair) et à partir du modèle à haute résolution RAMS (Regional Atmospheric Modeling System) sur l'océan (bleu foncé) dans les régions tropicales pour la période 2008-2012 (Bourgeois et al. 2016).....	81
Figure 5.10: Distributions (a) des bases, (b) des sommets et (c) des épaisseurs détectés par nuages (traits pleins) et par colonnes (traits pointillés) obtenues à partir de la station mobile ARM à Niamey (Niger) en 2006 (trait épais bleu) et juin 2006 (trait fin bleu), à Bordj Badji Mokhtar (BBM) (Algérie) en juin 2011 (trait fin noir) et avec les données satellites de CloudSat-CALIPSO de juin 2006 à mai 2010 pour toute l'Afrique de l'Ouest [3.575-31.575°N, 14.78°W-28.47°E] (trait rouge).....	82
Figure 5.11: Cycle saisonnier des bases des nuages de mi-niveau détectés à Niamey en 2006.	83
Figure 5.12: Cycles diurnes (a) de l'altitude des bases des nuages et (b) des épaisseurs des nuages moyennés par colonnes observées à Niamey en juin 2006 (en bleu) et à BBM en juin 2011 (en noir). Les cycles diurnes de la SAL à Niamey (en orange) et de la SRL à BBM (en gris) sont également tracés.....	84
Figure 5.13: Cycle saisonnier des épaisseurs des nuages de mi-niveau détectés à Niamey en 2006.....	85
Figure 5.14: Distributions (a) de la fraction liquide, de glace et de phase mixte, (b) de la réflectivité, (c) de l'écart-type de la réflectivité, (d) de la durée et (e) du cycle diurne pour les 482 objets nuageux observés à Niamey en 2006 (bleu) et pour les 43115 objets nuageux observés en Afrique de l'Ouest de juin 2006 à mai 2010 (rouge).....	86
Figure 5.15: Distributions de la composition des sommets des nuages de mi-niveau en fonction de l'altitude de leurs sommets pour la glace, l'eau liquide et la phase mixte. Nous distinguons les nuages contenant plus de 75%, entre 25% et 75% et moins de 25% de chacune de ces phases. L'eau liquide fait référence aux (i) gouttelettes liquides nuageuses seulement et (ii) pluie ou bruine et gouttelettes liquides nuageuses. La phase mixte fait référence à (i) la glace et les gouttelettes d'eau liquide surfondues et (ii) la fonte de la glace et (iii) la fonte de la glace et les gouttelettes liquides nuageuses.....	88
Figure 5.16: Rapports de mélange de la vapeur d'eau (WVMR) observés au sol à Niamey en 2006, avec une moyenne durant la nuit de 0000 UTC à 0600 UTC (astérisque) et une moyenne durant la journée de 1100 à 1700 UTC (cercle). (Lothon et al. 2008).....	89
Figure 5.17: Profils verticaux de la moyenne journalière (a) du ratio de mélange de vapeur d'eau (g/g), (b) de la colonne de la vapeur d'eau (cm), (c) de la direction du vent (en degrés	

par rapport au Nord), issus des radiosondages AMF lancés en 2006 depuis le site de Niamey. L'abscisse indique le nombre de jour en 2006, et les lignes verticales pointillées désignent les limites entre les mois. Les premières lettres indiquées en haut de la figure désignent : l'événement synoptique du 15 au 22 février (A), le "faux" début de la saison humide à la mi-avril (B) et le "réel" début de la saison humide le 5 mai (C). (Slingo et al. 2008).....90

Figure 5.18: Climatologie des altitudes et des intensités des inversions de températures potentielles sur le site ARM à Niamey en 2006. Les inversions observées avant l'occurrence des nuages sont entourées en noir.....92

Figure 5.19: Rapports de mélange de la vapeur d'eau (WVMR) obtenus à partir des radiosondages en juin 2011 sur le site de Bordj Badji Mokhtar. Sur cette figure, seules les deux périodes après le 8 juin 2011 sont représentées et délimitées par un trait noir épais. Sous la figure, les barres rouges indiquent l'heure typique où les jets de basses couches atteignent le sol ce qui correspond également aux soulèvements de poussières (0600-1200 UTC), et les barres bleues indiquent les périodes de flux divergents associés à des courants de densités. Les lignes noires indiquent la profondeur de la couche limite, et les flèches noires indiquent l'apparition d'évènements humides. (Marshall et al. 2013a).....93

Figure 5.20: Schéma du cycle diurne des processus observés à BBM en juin 2011, axé sur les périodes affectées par la mousson avant le 8 juin et après le 12 juin (entre ces deux dates, il y a eu peu d'influence de la mousson et la SRL a persisté tout au long de la journée). (Marshall et al. 2013a).....94

Figure 5.21: Profils mensuels moyens regroupés trois par trois (a) de la température potentielle et (b) de l'humidité relative à partir des radiosondages lancés à la station mobile ARM à Niamey (Niger) en 2006 (en bleu, rouge et vert) et à Bordj Badji Mokhtar (BBM) (Algérie) en juin 2011 (en noir). Le mois d'octobre ne contenant pas suffisamment de radiosondages, les profils de la température potentielle et de l'humidité n'ont pas été représentés pour ce mois.....95

Figure 5.22: Cycles diurnes de l'impact radiatif des nuages au sommet de l'atmosphère dans (a) le domaine du visible, (b) le domaine de l'infrarouge, (c) le net, puis à la surface dans (d) le domaine du visible, (e) le domaine de l'infrarouge, (f) le net, et enfin au sein de l'atmosphère dans (g) le domaine du visible, (h) le domaine de l'infrarouge, (i) le net pour la saison sèche (en rouge) et la saison humide (en bleu) à Niamey en 2006. Sur la figure (i), les écarts-types sont représentés par des teintes colorées. (Collow et al. 2016).....97

Figure 5.23: Effets radiatifs des nuages de mi-niveau à la surface obtenus à partir de la station mobile ARM à Niamey (Niger) en 2006 (bleu) et à Bordj Badji Mokhtar (BBM) (Algérie) en juin 2011 (noir) (a) dans le domaine du visible et (b) dans le domaine de l'infrarouge. Les symboles triangulaires représentent la valeur moyenne mensuelle et la ligne verticale deux fois l'écart type.....98

Figure 5.24: Covariations entre les variables bases-sommets ($R=0,88$), durées-épaisseurs ($R=0,61$) et épaisseurs-réflexivités ($R=0,70$) des 482 nuages de mi-niveau détectés à la station ARM de Niamey en 2006.....99

Figure 6.1: Le cercle des corrélations obtenu à partir de l'ACP réalisée sur les 482 nuages à partir des variables morphologiques "base", "sommet", "épaisseur" et "durée" à Niamey en 2006.....102

Figure 6.2: Le cercle des corrélations obtenu à partir de l'ACP réalisée sur les 301 nuages à partir des 12 variables.....103

Figure 6.3: (a) Dendrogramme obtenu par la méthode de clustering. Le cluster 1 est en vert, le cluster 2 en rouge et le cluster 3 en cyan. (b) Distribution de l'épaisseur des nuages en fonction de l'altitude de la base des nuages pour les trois clusters obtenus après l'application de la méthode de clustering avec ces deux variables. Les clusters, représentés par des couleurs, correspondent aux trois clusters de la figure (a). Chaque point représente l'un des 482 nuages observés à Niamey en 2006. Le point jaune représente le barycentre de l'ensemble des nuages. (Bourgeois et al.).....	105
Figure 6.4: Distributions (a) de l'altitude des bases des nuages, (b) de l'altitude des sommets des nuages et (c) des épaisseurs des nuages pour tous les objets nuageux observés à Niamey en 2006 (c'est-à-dire 482 nuages) (en trait bleu) et pour les trois clusters obtenus après l'application de la méthode de clustering. Le cluster 1 est en vert, le cluster 2 en rouge et le cluster 3 en cyan. Pour chaque distribution, la moyenne et l'écart-type de chaque caractéristique sont indiqués en haut à droite.....	105
Figure 6.5: Comme en figure 6.4 mais pour les distributions (a) de la fraction d'eau liquide (en trait plein), de glace (en trait tireté) et de phase mixte (en trait pointillé), (b) de la réflectivité, (c) de l'écart-type de la réflectivité, (d) de la durée et (e) du cycle diurne.....	107
Figure 6.6: Coupes temps - altitude de la réflectivité observée par le radar le 27 avril 2006 (en haut), le 12 juillet 2006 (au milieu) et le 19 octobre 2006 (en bas) à la station ARM de Niamey (Niger). Les nuages appartenant au cluster 1 sont en vert, au cluster 2 en rouge et au cluster 3 en cyan. Le LCL calculé à partir des mesures proche de la surface est représenté en bleu.....	108
Figure 6.7: (a) Distribution des nuages de mi-niveau pour chacun des trois clusters selon les mois de l'année 2006. La somme des colonnes pour un mois donné est égale à 100 %. (b) Fréquence d'occurrence mensuelle en nombre de nuages de mi-niveau pour chacun des trois clusters au cours de l'année 2006. L'axe x ne s'étend que de janvier à novembre, car aucun nuage de mi-niveau n'a été observé en décembre 2006.....	109
Figure 6.8: Composites des profils verticaux des caractéristiques thermodynamiques par rapport aux bases des nuages et obtenus à partir des radiosondages sur le site ARM de Niamey en 2006 : (a-d-g) anomalie de la température potentielle, (b-e-h) anomalie de l'humidité spécifique et (c-f-i) de l'humidité relative avant (couleurs claires), pendant (couleurs normales) et après (couleurs sombres) l'occurrence des nuages pour chaque cluster individuellement (une ligne par cluster) et (j-k-l) en valeurs absolues pour les trois clusters mais uniquement pendant l'occurrence du nuage.....	110
Figure 6.9: (a) Histogramme en nombre de radiosondages du positionnement de l'altitude du sommet de l'inversion par rapport à l'altitude du sommet du nuage pour chaque cluster (cluster 1 = C1, cluster 2 = C2 et cluster 3 = C3) et pour l'ensemble des nuages (Global) ainsi que pour chaque période (avant, pendant et après l'occurrence du nuage). (b-c) Distributions de l'intensité des inversions lorsque l'altitude du sommet de l'inversion est en-dessous de l'altitude du sommet du nuage et lorsque l'altitude du sommet de l'inversion est au-dessus de l'altitude du sommet du nuage détectée pour chaque cluster et pour toutes les périodes confondues.....	114
Figure 6.10: Effets radiatifs des trois clusters de nuages de mi-niveau à la surface obtenus à partir de la station mobile ARM à Niamey (Niger) en 2006 dans le domaine du visible entre 0800 et 1600 UTC. Le cluster 1 est en vert, le cluster 2 en rouge et le cluster 3 en bleu. Les symboles triangulaires représentent la valeur moyenne mensuelle et la ligne verticale deux fois l'écart type.....	116

Figure 6.11: Effets radiatifs des trois clusters de nuages de mi-niveau à la surface obtenus à partir de la station mobile ARM à Niamey (Niger) en 2006 dans le domaine de l'infrarouge. Le cluster 1 est en vert, le cluster 2 en rouge et le cluster 3 en bleu. Les symboles triangulaires représentent la valeur moyenne mensuelle et la ligne verticale deux fois l'écart type.....	117
Figure 6.12: Comme en figure 6.3 mais pour les 94 nuages observés à BBM en juin 2011..	118
Figure 6.13: (a) Distribution de l'épaisseur des nuages en fonction de l'altitude de la base des nuages pour les trois clusters obtenus après l'application de la méthode de clustering avec ces deux variables. Chaque point représente l'un des 482 nuages observés à Niamey en 2006. Les croix grises représentent les 94 nuages observés à BBM en juin 2011. (b) Comme en figure (a) mais cette fois-ci chaque point représente l'un des 94 nuages observés à BBM en juin 2011. Les croix grises représentent les 482 nuages observés à Niamey en 2006.....	119
Figure 6.14: Comme en figure 6.3 mais pour les 43115 nuages observés en Afrique de l'Ouest à partir des données satellites de CloudSat-CALIPSO.....	120
Figure 6.15: Distributions (a) de l'altitude des bases, (b) de l'altitude des sommets, (c) des épaisseurs et (d) des réflectivités des nuages pour tous les objets nuageux observés en Afrique de l'Ouest à partir des données satellites de CloudSat-CALIPSO (en trait noir) et pour les trois clusters obtenus après l'application de la méthode de hiérarchisation. Le cluster 1 est en vert, le cluster 2 en rouge et le cluster 3 en cyan. Pour chaque distribution, la moyenne et l'écart-type de chaque caractéristique sont indiqués en haut à droite.....	120
Figure 6.16: (a) Distribution des nuages de mi-niveau pour chacun des trois clusters à partir des données satellites de CloudSat-CALIPSO en Afrique de l'Ouest. (b) Fréquence d'occurrence mensuelle en nombre de nuages de mi-niveau pour chacun des trois clusters..	121
Figure 6.17: Répartition géographique des nuages de mi-niveau pour chacun des trois clusters.	121
Figure 6.18: Comme en figure 6.3 mais pour les 566 nuages observés dans la région de Niamey à partir des données satellites de CloudSat-CALIPSO.....	122
Figure 6.19: Comme en figure 6.15 mais pour les 566 nuages observés dans la région de Niamey à partir des données satellites de CloudSat-CALIPSO.....	122
Figure 6.20: Fréquence d'occurrence mensuelle en nombre de nuages de mi-niveau pour chacun des trois clusters.....	123
Figure 7.1: Evolution annuelle de la fréquence d'occurrence mensuelle des nuages de mi-niveau à Niamey obtenue à partir (a) des modèles de climat du projet CMIP5 en configuration AMIP et (b) des différentes configurations du modèle CNRM-CM.....	127
Figure 7.2: Evolution annuelle de la fréquence d'occurrence mensuelle des nuages de mi-niveau obtenue à partir (a) des modèles de climat du projet CMIP5 en configuration AMIP et (b) des différentes configurations du modèle CNRM-CM. Le profil déduit des observations obtenues sur le site ARM de Niamey en 2006 est représenté en noir.....	129
Figure 7.3: Cycle diurne de la fréquence d'occurrence moyenne en juin, juillet, août et septembre (JJAS) des nuages de mi-niveau obtenu à partir des modèles de climat du projet CMIP5 en configuration AMIP. Le cycle diurne de la fréquence d'occurrence moyenne en JJAS à partir des observations du site sol de Niamey en 2006 a été ajouté en haut à gauche. Attention, les barres de couleur ne sont pas similaires entre les modèles.....	131
Figure 7.4: Distribution (à gauche) des bases, (au milieu) des sommets et (à droite) des épaisseurs par colonnes lorsqu'un nuage de mi-niveau est détecté en JJAS à partir (a) des modèles de climat du projet CMIP5 en configuration AMIP et (b) des différentes	

configurations du modèle CNRM-CM. Les distributions des bases, sommets et épaisseurs des nuages de mi-niveau obtenues à partir des observations sur le site sol de Niamey sur cette même période ont été ajoutées en noir.....	132
Figure 7.5: Distributions (pour toute l'année) de l'occurrence des nuages de mi-niveau suivant qu'ils soient en phase liquide (trait plein), glace (trait pointillé) ou en phase mixte (trait tireté) à partir (a) des modèles de climat du projet CMIP5 en configuration AMIP et (b) des différentes configurations du modèle CNRM-CM. Chaque profil est normalisé par le nombre total de colonne nuageuse.....	133
Figure 7.6: Profils moyens de la température potentielle en JJAS à partir (a) des modèles de climat du projet CMIP5 en configuration AMIP et (b) des différentes configurations du modèle CNRM-CM. Le profil moyen de la température potentielle en JJAS obtenu à partir des observations sur le site sol de Niamey a été ajouté en noir.....	135
Figure 7.7: Profils moyens de l'humidité relative en JJAS à partir (a) des modèles de climat du projet CMIP5 en configuration AMIP et (b) des différentes configurations du modèle CNRM-CM. Le profil moyen de l'humidité relative en JJAS obtenu à partir des observations sur le site sol de Niamey a été ajouté en noir.....	135
Figure 7.8: Evolution de mai à septembre 2011 de la fréquence d'occurrence mensuelle des nuages mi-niveau obtenue à partir des simulations SWAMMA avec les résolutions horizontales à 4 km (en gris), à 12 km (en vert), à 12 kmparam (en cyan) et à 40 kmparam (en bleu) à Niamey (Niger) (à gauche) et à Bordj Badji Mokhtar (BBM) (Algérie) (à gauche). Pour chacun des sites et chacune des résolutions horizontales, la fréquence d'occurrence moyenne sur les cinq mois est représentée en bas à droite.....	137
Figure 7.9: Comme en figure 7.8. sont ajoutées ici en noir les observations sur les deux sites sols de Niamey en 2006 lors de la campagne AMMA et de Bordj Badji Mokhtar en juin 2011 lors de la campagne Fennec.....	139
Figure 7.10: Cycle diurne de la fréquence d'occurrence moyenne en juin, juillet, août et septembre (JJAS) des nuages de mi-niveau obtenu à partir des simulations SWAMMA aux résolutions horizontales 4 km, 12 km, 12 kmparam et 40 kmparam à Niamey (Niger) (en haut) et à Bordj Badji Mokhtar (BBM) (Algérie) (en bas). Le cycle diurne de la fréquence d'occurrence moyenne en JJAS à partir des observations du site sol de Niamey en 2006 a été ajouté en haut à gauche.....	140
Figure 7.11: Distribution (à gauche) des bases, (au milieu) des sommets et (à droite) des épaisseurs par colonnes lorsqu'un nuage de mi-niveau est détecté en JJAS à partir des simulations SWAMMA avec les résolutions horizontales à 4 km (en gris), à 12 km (en vert), à 12 kmparam (en cyan) et à 40 kmparam (en bleu) à Niamey (Niger) (à haut) et à Bordj Badji Mokhtar (BBM) (Algérie) (à bas). Les distributions des bases, sommets et épaisseurs déduits des observations sur le site sol de Niamey sur cette même période ont été ajoutées en noir..	141
Figure 7.12: Humidité relative en JJAS à partir des simulations SWAMMA avec les résolutions horizontales à 4 km, à 12 km, à 12 kmparam et à 40 kmparam à Niamey (Niger) (à gauche) et à Bordj Badji Mokhtar (BBM) (Algérie) (à droite). L'isotherme 0°C est représenté par des points noirs.....	144
Figure 7.13: Différence entre les humidités relatives avec les résolutions horizontales à 12 km et 12 kmparam et à 12 kmparam et 40 kmparam pour JJAS à partir des simulations SWAMMA à Niamey (Niger) (en haut) et à Bordj Badji Mokhtar (BBM) (Algérie) (en bas).	145

Figure 7.14: Gradient vertical de température (K/km) pour JJAS à partir des simulations SWAMMA avec les résolutions horizontales à 4 km, à 12 km, à 12 kmparam et à 40 kmparam à Niamey (Niger) (à gauche) et à Bordj Badji Mokhtar (BBM) (Algérie) (à droite). L'isotherme 0°C est représenté par des points noirs.....	146
Figure 7.15: Profils moyens (à gauche) de la température potentielle et (à droite) de l'humidité relative en JJAS à partir des simulations SWAMMA avec les résolutions horizontales à 4 km, 12 km, 12 kmparam et 40 kmparam à Niamey (Niger) (en couleur chaude) et à Bordj Badji Mokhtar (BBM) (Algérie) (en couleur froide). Les profils moyens de la température potentielle et de l'humidité relative en JJAS obtenus à partir des observations sur le site sol de Niamey ont été ajoutés en trait pointillé noir et ceux en juin obtenus à partir des observations sur le site sol de BBM ont été ajoutés en trait plein noir.....	147
Figure 1: Bonne répartition des individus (Bisson and Siclad 2001).....	155
Figure 2: Matrice de données et de distances (c'est-à-dire mesure de dissimilarité).....	155
Figure 3: Distance de Manhattan et Euclidienne.....	156
Figure 4: Algorithme K-Means avec $K = 2$	159
Figure 5: Figure of Merit obtenu à partir de la méthode Elbow permettant de déterminer le nombre optimal de groupes K à renseigner pour les méthodes de partitionnement.....	161
Figure 6: Les méthodes hiérarchiques : AGNES et DIANA.....	161
Figure 7: Distance inter-groupe pour les méthodes de hiérarchisation.....	162
Figure 8: Algorithme de AGNES.....	164
Figure 9: Dendrogramme avec $K = 2$	164
Figure 10: Algorithme de DIANA.....	165
Figure 11: Méthode mixte de classification.....	166
Figure 12: Méthode par densité.....	166
Figure 13: Méthode DBSCAN.....	167
Figure 14: Comparaison des méthodes K-Means (à gauche) et DBSCAN (à droite).....	167
Figure 15: Méthode basée sur une grille.....	168
Figure 16: Distribution obtenue à partir de la méthode Elbow afin de déterminer le nombre optimal de clusters pour le jeu de données de Niamey en juin 2006.....	169
Figure 17: Distribution de l'épaisseur des nuages en fonction de l'altitude de la base des nuages pour les trois clusters obtenus après l'application de la méthode de partitionnement K-Means avec ces deux variables. Les clusters, représentés par des couleurs, correspondent aux trois clusters de la figure (a). Chaque point représente l'un des 482 nuages observés à Niamey en 2006. Le point jaune représente le barycentre des trois clusters.....	170
Figure 18: Distributions (a) de l'altitude des bases des nuages, (b) de l'altitude des sommets des nuages et (c) des épaisseurs des nuages pour tous les objets nuageux observés à Niamey en 2006 (c'est-à-dire 482 nuages) (en trait bleu) et pour les trois clusters obtenus après l'application de la méthode de partitionnement K-Means. Le cluster 1 est en vert, le cluster 2 en rouge et le cluster 3 en cyan. Pour chaque distribution, la moyenne et l'écart-type de chaque caractéristique pour les 482 nuages et pour chaque cluster sont indiqués en haut à droite.....	170

- Figure 19: Distributions (a) de la fraction d'eau liquide (en trait plein), de glace (en trait tireté) et de phase mixte (en trait pointillé), (b) de la réflectivité, (c) de l'écart-type de la réflectivité, (d) de la durée et (e) du cycle diurne pour tous les objets nuageux observés à Niamey en 2006 (c'est-à-dire 482 nuages) (en trait bleu) et pour les trois clusters obtenus après l'application de la méthode de partitionnement K-Means. Le cluster 1 est en vert, le cluster 2 en rouge et le cluster 3 en cyan. Pour chaque distribution, la moyenne et l'écart-type de chaque caractéristique pour les 482 nuages et pour chaque cluster sont indiqués en haut à droite... 171
- Figure 20: Coupes temps - altitude de la réflectivité observée par le radar le 27 avril 2006 (en haut), le 12 juillet 2006 (au milieu) et le 19 octobre 2006 (en bas) à la station ARM de Niamey (Niger). Les nuages appartenant au cluster 1 sont en vert, au cluster 2 en rouge et au cluster 3 en cyan..... 172
- Figure 21: (a) Distribution des nuages de mi-niveau pour chacun des trois clusters selon les mois de l'année 2006. (b) Fréquence d'occurrence mensuelle en nombre de nuages de mi-niveau pour chacun des trois clusters au cours de l'année 2006. L'axe x ne s'étend que de janvier à novembre, car aucun nuage de mi-niveau n'a été observé en décembre 2006..... 172
- Figure 22: Distribution de l'épaisseur des nuages en fonction de l'altitude de la base des nuages pour les trois clusters obtenus après l'application de la méthode de hiérarchisation suivant la méthode de « Ward » avec ces deux variables. Le cluster 1 est en vert, le cluster 2 en rouge et le cluster 3 en cyan. Chaque point représente l'un des 270 nuages observés à Niamey durant la période de mousson 2006. Le point jaune représente le barycentre de l'ensemble des nuages..... 174
- Figure 23: Distribution de l'épaisseur des nuages en fonction de l'altitude de la base des nuages pour les trois clusters obtenus après l'application de la méthode de partitionnement K-Means avec ces deux variables. Le cluster 1 est en vert, le cluster 2 en rouge et le cluster 3 en cyan. Chaque point représente l'un des 270 nuages observés à Niamey durant la période de mousson 2006. Le point jaune représente le barycentre de l'ensemble des nuages..... 174
- Figure 24: Distribution de l'épaisseur des nuages en fonction de l'altitude de la base des nuages pour les trois clusters obtenus après l'application de la méthode de hiérarchisation suivant la méthode de « Ward » avec ces deux variables. Le cluster 1 est en vert, le cluster 2 en rouge et le cluster 3 en cyan. Chaque point représente l'un des 262 nuages observés à Niamey durant la période de mousson 2006. Le point jaune représente le barycentre de l'ensemble des nuages..... 175
- Figure 25: Distribution obtenue à partir de la méthode Elbow afin de déterminer le nombre optimal de clusters pour le jeu de données de BBM en juin 2011..... 175
- Figure 26: Evolution annuelle de la fréquence d'occurrence mensuelle des différentes classes nuageuses : la convection profonde en cyan, la convection peu profonde en vert, les cirrus en rouge, les nuages de mi-niveau en bleu et les autres types en rose obtenue à partir de la station mobile ARM à Niamey (Niger) en 2006..... 232
- Figure 27: Evolution annuelle de la fréquence d'occurrence mensuelle de la convection profonde (Cv - en cyan), de la convection peu profonde (Cvpp - en vert), des cirrus (en rouge), des nuages de mi-niveau (6km - en bleu), des autres types nuageux (en magenta) et de la somme de ces cinq familles de nuages (en trait noir pointillé) obtenue à partir du modèle CanAM4 en 2006. Les pixels nuageux sont détectés lorsque la fraction nuageuse est supérieure à 2%..... 233
- Figure 28: Evolution annuelle de la fréquence d'occurrence mensuelle de la convection profonde (Cv - en cyan), de la convection peu profonde (Cvpp - en vert), des cirrus (en rouge), des nuages de mi-niveau (6km - en bleu), des autres types nuageux (en magenta) et de

la somme de ces cinq familles de nuages (en trait noir pointillé) obtenue à partir du modèle CNRM-CM5 en 2007. Les pixels nuageux sont détectés lorsque la fraction nuageuse est supérieure à 2%.....	234
Figure 29: Evolution annuelle de la fréquence d'occurrence mensuelle de la convection profonde (Cv - en cyan), de la convection peu profonde (Cvpp - en vert), des cirrus (en rouge), des nuages de mi-niveau (6km - en bleu), des autres types nuageux (en magenta) et de la somme de ces cinq familles de nuages (en trait noir pointillé) obtenue à partir des modèles (à gauche) CNRM-CM6 et (à droite) CNRM-CM6-nudge en 2007. Les pixels nuageux sont détectés lorsque la fraction nuageuse est supérieure à 2%.....	235
Figure 30: Evolution annuelle de la fréquence d'occurrence mensuelle de la convection profonde (Cv - en cyan), de la convection peu profonde (Cvpp - en vert), des cirrus (en rouge), des nuages de mi-niveau (6km - en bleu), des autres types nuageux (en magenta) et de la somme de ces cinq familles de nuages (en trait noir pointillé) obtenue à partir du modèle HadGEM2-A en 2006. Les pixels nuageux sont détectés lorsque la fraction nuageuse est supérieure à 2%.....	236
Figure 31: Evolution annuelle de la fréquence d'occurrence mensuelle de la convection profonde (Cv - en cyan), de la convection peu profonde (Cvpp - en vert), des cirrus (en rouge), des nuages de mi-niveau (6km - en bleu), des autres types nuageux (en magenta) et de la somme de ces cinq familles de nuages (en trait noir pointillé) obtenue à partir des modèles (à gauche) IPSL-CM5A-LR et (à droite) IPSL-CM5B-LR en 2006. Les pixels nuageux sont détectés lorsque la fraction nuageuse est supérieure à 2%.....	237
Figure 32: Evolution annuelle de la fréquence d'occurrence mensuelle de la convection profonde (Cv - en cyan), de la convection peu profonde (Cvpp - en vert), des cirrus (en rouge), des nuages de mi-niveau (6km - en bleu), des autres types nuageux (en magenta) et de la somme de ces cinq familles de nuages (en trait noir pointillé) obtenue à partir du modèle MPI-ESM-LR en 2006. Les pixels nuageux sont détectés lorsque la fraction nuageuse est supérieure à 2%.....	238
Figure 33: Cycle diurne de la fréquence d'occurrence moyenne en juin, juillet, août et septembre (JJAS) des nuages de mi-niveau obtenu à partir des modèles de climat CanAM4, MPI-ESM-LR, IPSL-CM5A-LR, ISPL-CM5B-LR et HadGEM2-A en 2006 et CNRM-CM5, CNRM-CM6 et CNRM-CM6-nudge en 2007. Les pixels nuageux sont détectés lorsque la fraction nuageuse est supérieure à 2%.....	239
Figure 34: Distribution (à gauche) des bases, (au milieu) des sommets et (à droite) des épaisseurs par colonnes lorsqu'un nuage de mi-niveau est détecté en JJAS à partir (en haut) des modèles de climat CanAM4, MPI-ESM-LR, IPSL-CM5A-LR, ISPL-CM5B-LR et HadGEM2-A en 2006 et CNRM-CM5 en 2007 et (en bas) CNRM-CM5, CNRM-CM6 et CNRM-CM6-nudge en 2007. Les pixels nuageux sont détectés lorsque la fraction nuageuse est supérieure à 2%.....	240
Figure 35: Distributions (pour toute l'année) de l'occurrence des nuages de mi-niveau suivant qu'ils soient en phase liquide (trait plein), glace (trait pointillé) ou en phase mixte (trait tireté) à partir (a) des modèles de climat du projet CMIP5 en configuration AMIP et (b) des différentes configurations du modèle CNRM-CM. Chaque profil est normalisé par le nombre total de colonne nuageuse. Les pixels nuageux sont détectés lorsque la fraction nuageuse est supérieure à 2%.....	240
Figure 36: Evolution de mai à septembre 2011 de la fréquence d'occurrence mensuelle de la convection profonde (Cv - en cyan), de la convection peu profonde (Cvpp - en vert), des cirrus (en rouge), des nuages de mi-niveau (6km - en bleu), des autres types nuageux (en	

magenta) et de la somme de ces cinq familles de nuages (en trait noir pointillé) obtenue à partir des simulations SWAMMA avec la résolution horizontale à 4 km à Niamey (Niger) (à gauche) et à Bordj Badji Mokhtar (BBM) (Algérie) (à gauche). Pour chacun des sites et pour chaque type nuageux, la fréquence d'occurrence moyenne sur les cinq mois est représentée en bas à droite. Les pixels nuageux sont détectés lorsque la fraction nuageuse est supérieure à 2%.....241

Figure 37: Evolution de mai à septembre 2011 de la fréquence d'occurrence mensuelle de la convection profonde (Cv - en cyan), de la convection peu profonde (Cvpp - en vert), des cirrus (en rouge), des nuages de mi-niveau (6km - en bleu), des autres types nuageux (en magenta) et de la somme de ces cinq familles de nuages (en trait noir pointillé) obtenue à partir des simulations SWAMMA avec la résolution horizontale à 12 km à Niamey (Niger) (à gauche) et à Bordj Badji Mokhtar (BBM) (Algérie) (à gauche). Pour chacun des sites et pour chaque type nuageux, la fréquence d'occurrence moyenne sur les cinq mois est représentée en bas à droite. Les pixels nuageux sont détectés lorsque la fraction nuageuse est supérieure à 2%.....242

Figure 38: Evolution de mai à septembre 2011 de la fréquence d'occurrence mensuelle de la convection profonde (Cv - en cyan), de la convection peu profonde (Cvpp - en vert), des cirrus (en rouge), des nuages de mi-niveau (6km - en bleu), des autres types nuageux (en magenta) et de la somme de ces cinq familles de nuages (en trait noir pointillé) obtenue à partir des simulations SWAMMA avec la résolution horizontale à 12 kmparam à Niamey (Niger) (à gauche) et à Bordj Badji Mokhtar (BBM) (Algérie) (à gauche). Pour chacun des sites et pour chaque type nuageux, la fréquence d'occurrence moyenne sur les cinq mois est représentée en bas à droite. Les pixels nuageux sont détectés lorsque la fraction nuageuse est supérieure à 2%.....243

Figure 39: Evolution de mai à septembre 2011 de la fréquence d'occurrence mensuelle de la convection profonde (Cv - en cyan), de la convection peu profonde (Cvpp - en vert), des cirrus (en rouge), des nuages de mi-niveau (6km - en bleu), des autres types nuageux (en magenta) et de la somme de ces cinq familles de nuages (en trait noir pointillé) obtenue à partir des simulations SWAMMA avec la résolution horizontale à 40 kmparam à Niamey (Niger) (à gauche) et à Bordj Badji Mokhtar (BBM) (Algérie) (à gauche). Pour chacun des sites et pour chaque type nuageux, la fréquence d'occurrence moyenne sur les cinq mois est représentée en bas à droite. Les pixels nuageux sont détectés lorsque la fraction nuageuse est supérieure à 2%.....244

Figure 40: Cycle diurne de la fréquence d'occurrence moyenne en juin, juillet, août et septembre (JJAS) des nuages de mi-niveau obtenu à partir des simulations SWAMMA avec les résolutions horizontales à 4 km, à 12 km, à 12 km en convection paramétrée et à 40 km en convection paramétrée à Niamey (Niger) (en haut) et à Bordj Badji Mokhtar (BBM) (Algérie) (en bas). Les pixels nuageux sont détectés lorsque la fraction nuageuse est supérieure à 2%.....245

Figure 41: Distribution (à gauche) des bases, (au milieu) des sommets et (à droite) des épaisseurs par colonnes lorsqu'un nuage de mi-niveau est détecté en JJAS à partir des simulations SWAMMA avec les résolutions horizontales à 4 km (en gris), à 12 km (en vert), à 12 km en convection paramétrée (en cyan) et à 40 km en convection paramétrée (en bleu) à Niamey (Niger) (à haut) et à Bordj Badji Mokhtar (BBM) (Algérie) (à bas). Les pixels nuageux sont détectés lorsque la fraction nuageuse est supérieure à 2%.....246

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1.1: Altitude de la base des nuages en fonction de la latitude (Malardel 2009).....	12
Tableau 2.1: Définitions des nuages de mi-niveau en fonction de la base, du sommet et de l'épaisseur géométrique. ZB et ZT correspondent à l'altitude des bases et des sommets des nuages respectivement. PT correspond à la pression au sommet des nuages. E correspond à l'épaisseur.....	18
Tableau 2.2: Fréquence d'occurrence moyenne des nuages de mi-niveau sur continent et sur océan à partir d'observations satellites et sols.....	21
Tableau 4.1: Liste des différents jeux de données afin de caractériser les nuages de mi-niveau. Notez que ce tableau n'est pas une liste exhaustive des instruments des sites sols ni des données satellitaires. (Bourgeois et al., accepté).....	56
Tableau 4.2: Modèles et versions de climat des projets CMIP5 et CMIP6 analysées dans cette étude.....	68
Tableau 4.3: Les paramétrisations des modèles du CNRM des projets CMIP5 et CMIP6 (Beau et al. 2016).....	69
Tableau 5.1: Répartition mensuelle des nuages de mi-niveau observés sur le site ARM de Niamey en 2006 à partir de leur temps de passage "moyen".....	75
Tableau 5.2: Répartition mensuelle des nuages de mi-niveau observés sur le site ARM de Niamey en 2006 à partir de leur temps de passage "moyen" en fonction de la détection du nombre total de pixels nuageux échantillonnés par le radar. Notons que la somme de chaque colonne est égale aux nombres de nuages de mi-niveau répertoriés dans le tableau 5.1. Pour chaque case, l'épaisseur moyenne du lot de nuages est mentionnée afin d'avoir une indication sur le fait que les nuages mieux vus par le radar sont plus épais.....	87
Tableau 6.1: Corrélations obtenues à partir de l'ACP réalisée sur les 482 nuages à partir des variables morphologiques "base", "sommet", "épaisseur" et "durée" à Niamey en 2006.....	102
Tableau 6.2: Corrélations obtenues à partir de l'ACP réalisée sur les 301 nuages à partir des 12 variables.....	103
Tableau 6.3: Nombres de valeurs de CAPE et de CIN ainsi que les valeurs moyennes de CAPE et de CIN par cluster avant l'occurrence du nuage en 2006 et pendant la période de mousson.....	112
Tableau 6.4: Paramètres radiatifs moyens pour l'ensemble des nuages de mi-niveau (Global) et pour chaque cluster dans les domaines du visible et de l'infrarouge à la surface et au sommet de l'atmosphère à Niamey en 2006. Le 25ème et le 75ème percentiles sont mentionnés pour fournir des estimations sur l'incertitude. (Bourgeois et al.).....	115
Tableau 6.5: Caractéristiques des trois clusters à Niamey en 2006.....	117
Tableau 6.6: Nombre et pourcentage de nuages de mi-niveau appartenant à chaque cluster obtenu à partir des trois jeux de données.....	125
Tableau 1: Répartition des nuages en fonction des différents clusters obtenus avec les deux méthodes de clustering à Niamey en 2006.....	169