

STAGE DE MASTER 2 RECHERCHE

Étude d'un système convectif observé durant la mousson africaine : Approche modélisation vs. observations

Par
M. William MOUTIER

Sous la direction de :
Dr. Guillaume PENIDE
Maître de conférences
Laboratoire d'Optique Atmosphérique

Remerciement

Je remercie en premier lieu M Frédéric PAROL, directeur du LOA sans qui ce stage n'aurait pas été possible, mon maître de stage M Guillaume PENIDE qui a su me montrer ce qu'est le métier de chercheur en m'encadrant tout au long de mon stage. Je remercie aussi M Philippe DUBUISSON qui est toujours présent pour répondre à mes diverses questions. Remerciement à M Thomas FAUCHEZ, M Valentin LOUF, M Guillaume MERLIN et M Quentin COOPMAN, stagiaires et doctorants au LOA qui m'ont toujours soutenu.

Table des matières

Introduction	1
1 La mousson Africaine	2
1.1 Généralités	2
1.2 Présentation des éléments clefs	3
2 Les systèmes nuageux	5
2.1 Formation des nuages	5
2.2 Nuages précipitants	5
2.3 Hydrométéores nuageux	6
2.4 Nuages de types stratiformes et convectifs	7
2.5 Introduction aux MCS	8
3 Outils utilisés	10
3.1 Modèle numérique	10
3.2 Observations	10
3.3 Les données SEVIRI	13
4 Simulations numériques	17
4.1 Validation de la dynamique	17
4.2 Etude des conditions initiales locales	17
4.3 Etude de la température de brillance	18
4.4 Etude de la microphysique par analyse radar	20
Conclusions et perspectives	25
Bibliographie	26

Introduction

L'Afrique de l'Ouest est une région ayant connu une plus forte diminution des précipitations de 1970 à 1990 (Le Barbé *et al.* (2002)). Avec une population essentiellement rurale et donc dépendante de l'agriculture, la diminution brusque des ressources en eau a été dramatique pour les populations comme pour l'économie de la région. Il est donc primordial de comprendre ces variations et de mieux les appréhender. Les conditions climatiques au dessus de l'Afrique de l'Ouest sont déterminées par le cycle inter-annuel de la Mousson d'Afrique de l'Ouest (MAO). C'est sur ce constat que la campagne AMMA (*Analyse Multidisciplinaire de la Mousson Africaine*) fut lancée en 2001 avec pour objectifs (i) de combler le manque de données, primordiales à une compréhension globale des différents processus mis en jeux mais aussi (ii) d'améliorer les performances des modèles par des comparaisons observations/simulations.

Le régime pluviométrique sur cette région est lié au mouvement saisonnier de la Zone de Convergence Inter-Tropicale (ZCIT) qui induit le développement de la MAO : un système couplé atmosphère-océan-continent caractérisé par l'alternance de saisons sèches (octobre - mai) et humides (juin - septembre).

Pendant la saison humide, l'organisation de la convection profonde est principalement due aux Systèmes Convectifs de Mésos-échelle (*Mesoscale Convective System*; MCS) (Mathon *et al.* (2002); Lebel *et al.* (2003)) qui sont responsables de la majeure partie des précipitations. Ces systèmes ont pour particularité de s'étendre sur des centaines de kilomètres et ont une durée de vie qui peut varier de quelques heures à plusieurs jours. Ils ont également une physique très complexe qu'elles que soient les échelles d'étude et se composent d'une partie convective constituée de plusieurs cumulonimbus s'organisant en ligne de grains, reliés par une large enclume représentant la partie stratiforme et cirriforme du système. Cette enclume représente 90% de la surface du système et peut perdurer plusieurs heures après la dissipation de la partie convective, d'où l'important impact qu'elle a sur le plan radiatif et sur la quantité d'eau précipitante. Cette enclume est constituée de particules très variées que ce soit en terme de phases, tailles ou de formes. Une étude de la microphysique est donc indispensable pour une amélioration des modèles.

Compte tenu de la taille importante des systèmes et de la partie convective (développement de vents violents), il n'est pas possible d'obtenir un jeu de données in situ du MCS complet. Pour palier ce manque de données et comprendre les différents mécanismes dynamiques microphysiques, on utilise des modèles méso-échelle tel que BRAMS (Brazilian Regional Atmospheric Modelling System) qui est une version Brésilienne de RAMS (Cotton *et al.* (2003)) que l'on a utilisé pour simuler le MCS de la journée du 19 juillet 2006. Tout d'abord, on a vérifié la dynamique du système à l'échelle synoptique. Puis, par le biais de grilles imbriquées, on a augmenté la résolution du système à 1km pour arriver à une étude microphysique. Notre étude s'est effectuée par la comparaison de données simulées avec des données expérimentales obtenues lors de la campagne AMMA (radars, radiosondages, lidar) et des données satellitaires de Météosat. Les sorties du modèle ont été couplées à un simulateur d'instruments de télédétection (lidar, radar, radiomètre) qui permettent de les comparer aux observations réalisées. L'utilisation des différentes données permet d'effectuer une analyse de la microphysique de ce cas d'étude.

1

La mousson Africaine

1.1 Généralités

L'Afrique de l'Ouest présente un relief peu élevé, une côte Atlantique parallèle à l'équateur et un albédo croissant avec la latitude (figure 1b). Ces variations méridiennes (Sud-Nord) justifient la représentation des processus de mousson s'y développant par une symétrie zonale (Ouest-Est) simplifiant leur compréhension (Peyrillé *et al.* (2007)). Ainsi on peut effectuer une moyenne méridienne et schématiser en 2D les acteurs principaux de la mousson (figure 2) qui sont détaillés dans la section 1.2.

Il est fréquent de parler de mousson lorsqu'une alternance de saison sèche et humide s'établit sur un cycle saisonnier, comme le montre la figure 1a qui représente la fraction de jours avec une couverture nuageuse en Afrique de l'Ouest. En effet, on observe fin avril une augmentation significative de la couverture nuageuse au dessus de l'Afrique de l'ouest synonyme du début de la période de mousson. Ramage (1971) l'a définie selon trois critères indispensables qui sont :

- * Le vent change de direction entre janvier et juillet d'au moins 120° (inversion des alizés).
- * La fréquence moyenne d'occurrence de chaque régime de vent est supérieure à 40% en Juillet et Janvier.
- * Le vent moyen est supérieur à 3 m.s^{-1} pendant au moins un mois.

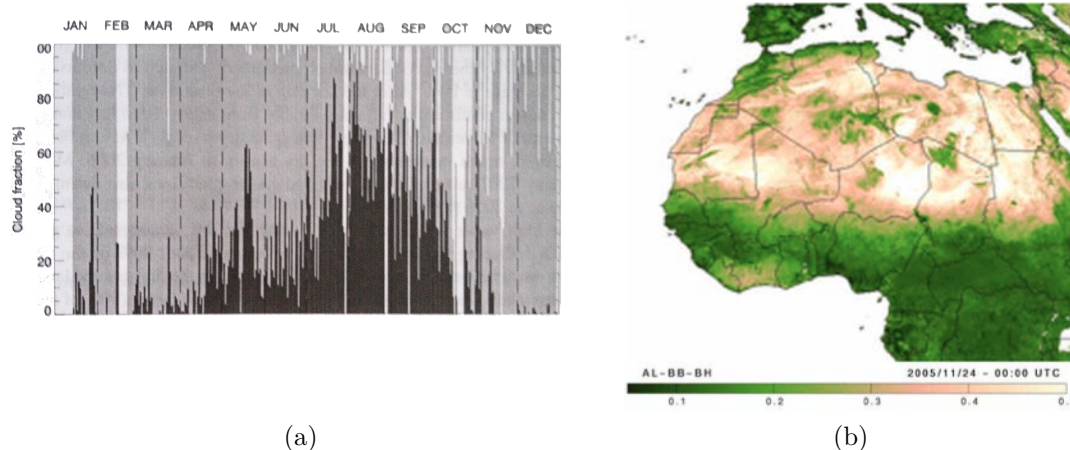


FIGURE 1 – (a) Fraction de jours (en pourcent) avec une couverture nuageuse en Afrique de l'Ouest : $<7500 \text{ m}$ au dessus du sol (noir), ciel clair (gris), pas de données (blanc). (b) Albédo mesuré par le satellite LandSat

La MAO est un système complexe, pourtant cette zone n'est pas la plus renseignée en terme de réseau d'observation, même si de gros efforts ont été fait notamment grâce à la campagne AMMA. C'est un programme international qui étudie la MAO et ses liens avec les aspects socio-économiques (problèmes de santé, de ressources en eau et de sécurité alimentaire) et définit des stratégies de surveillance appropriées. AMMA est la première campagne à

grande échelle sur une période de plusieurs années ayant pour objectif l'étude des phénomènes physiques responsables de la mousson Africaine. Depuis 2001, la dynamique atmosphérique, le cycle de l'eau, l'interaction océan/atmosphère, la chimie atmosphérique et l'interaction de la MAO avec le climat furent les principaux centres d'intérêt de cette campagne. Le déploiement de différents instruments de télédétection au sol, aéroportés, de radiosondage, mesure radar, etc, ont permis de constituer une importante base de données indispensable pour comprendre les mécanismes de la mousson.

Pour obtenir les critères nécessaires à la formation d'un phénomène de mousson, plusieurs mécanismes indissociables (que l'on détaille dans la section 1.2) sont mis en jeu.

1.2 Présentation des éléments clefs

1.2.1 — Dynamique générale

La MAO peut être schématisée en deux dimensions (figure 2), qui permet d'appréhender de façon conceptuelle les éléments clefs composant la MAO.

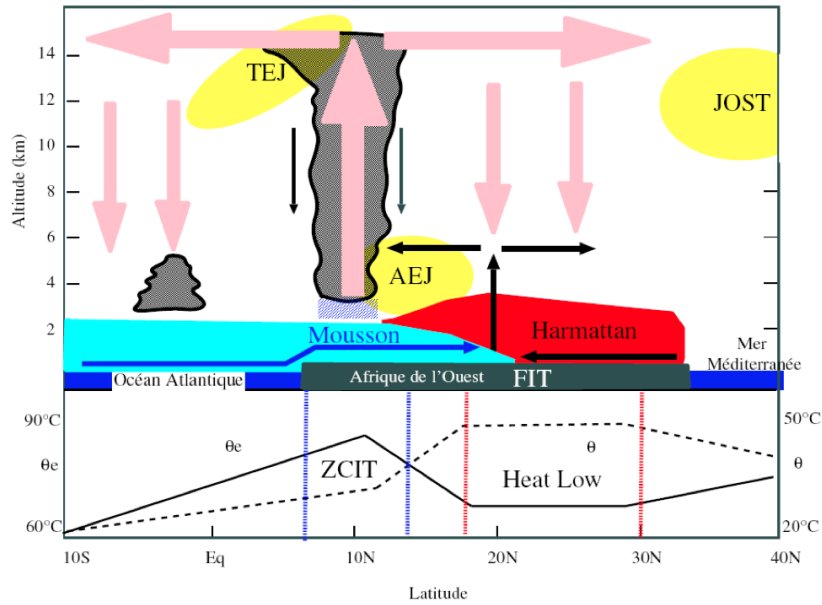


FIGURE 2 — Schéma conceptuel représentant une moyenne zonale des différents éléments de la mousson africaine : le flux de mousson, le flux d'Harmattan et les vents zonaux dominants (AEJ : Jet d'Est Africain ; TEJ : Jet d'Est Tropical et JOST : Jet d'Ouest Sub-Tropical). Le graphique du bas représente les profils méridiens de température potentielle (θ) et de température potentielle équivalente (θ_e) dans la couche limite atmosphérique. Source Peyrillé (2006).

L'Afrique de l'Ouest se trouve dans une région où siège la Zone de Convergence Inter-Tropicale (ZCIT). La ZCIT suit le mouvement du maximum de température potentielle équivalente (θ_e), correspondant à l'équateur météorologique qui se déplace en fonction de l'ensoleillement et donc des saisons. La MAO débute sa formation lors du mois de juin, au moment où un gradient de températures entre la zone océanique et le continent devient assez fort pour provoquer une remontée de la ZCIT (de 5°S à 15°N). L'air au dessus du continent devenant plus chaud, s'élève et crée une zone de basse pression au niveau du sol, cela produit une zone de convergence et un vent constant se dirige alors de la mer vers la terre. Ce

flux très humide de basses couches venant d'Atlantique est appelé **flux de mousson**, il se déplace vers le continent amenant avec lui l'humidité nécessaire à la formation de cellules nuageuses. A contrario, le **flux d'Harmattan** est un vent sec du Nord-Est venant des zones désertiques.

La ZCIT ne doit pas être confondue avec le Front Inter Tropicale (FIT) qui marque la convergence du flux de mousson et du flux d'Harmattan. Le FIT est situé plus au Nord que la ZCIT (la position du FIT est utilisée comme un indice de la latitude atteinte par la MAO). La dépression thermique saharienne développe une zone de convection sèche, le **Heat Low**, qui inhibe le déclenchement de la convection nuageuse. L'ascendance du Heat low est stoppée par la subsidence de la cellule de Hadley. Le Heat Low n'est pas qu'un inhibiteur, il va permettre la création, en moyenne troposphère, du **Jet d'Est Africain** (AEJ), celui-ci est soumis à une instabilité barocline provenant de la différence de température entre le flux de mousson et d'Harmattan (Thorncroft et Blackburn (1999)) qui est à l'origine des **Ondes d'Est Africaines** (AEW : African Easterly Waves ;). Les AEW sont d'une grande importance pour le déclenchement de la convection profonde au niveau de la ZCIT en moyenne troposphère. Effectivement, les AEW modulent la convection à l'échelle synoptique (Fink et Reiner (2003)) (longueur d'onde de l'ordre de 3000km) et se propagent à 25-30km.h⁻¹ d'Est en Ouest par instabilité barotrope (liée à des cisaillements du champ de vent) et barocline de chaque côté du AEJ (Kiladis *et al.* (2006)).

Dans la haute troposphère, deux jets sont présents au dessus de la région : le **Jet d'Est Tropical** (TEJ : Tropical Easterly Jet) et le **Jet d'Ouest Sub-Tropical** (JOST). Le TEJ, est un vent zonal lié à la convection profonde, se dirigeant vers l'équateur. Il provient de la partie supérieure de la cellule de Hadley. la force de Coriolis dévie le TEJ vers l'ouest entre 5°N et 10°N de juin à septembre. Le JOST, vient de la partie descendante de la cellule de Hadley et est positionné entre 30°N et 35°N de juin à septembre.

Il paraît évident que cette schématisation est juste une approximation de la MAO, tant par la représentation 2D que par les différentes interactions. Les interactions sont nombreuses et complexes entre la dynamique de grande échelle et tous les processus physiques allant de l'échelle régionale à locale (convection, précipitations, aérosols, effets de surface, humidité,etc...)

Cependant, la campagne AMMA a permis d'avoir une meilleure connaissance de la MAO et il est maintenant possible d'avoir une représentation 3D du système (figure3).

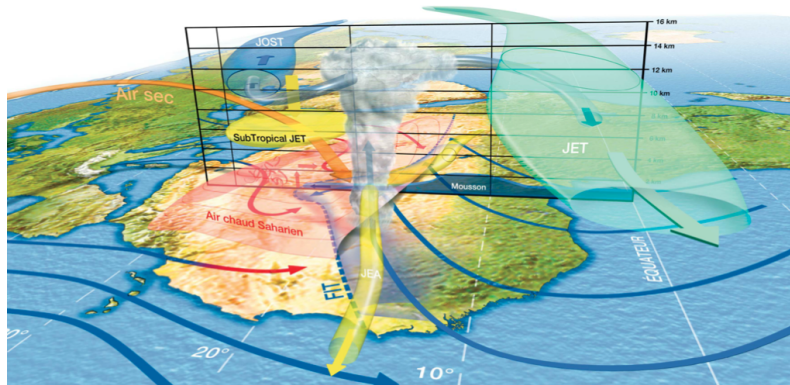


FIGURE 3 – Schéma synthétisant les composantes principales de la mousson de l'Afrique de l'Ouest. Source Lafore *et al.* (2010).

2

Les systèmes nuageux

2.1 Formation des nuages

Selon le Glossaire de météorologie (Glickman 2000), un nuage est un ensemble visible de petites gouttelettes d'eau et/ou de petits cristaux de glace en suspension dans l'atmosphère. Les nuages se forment par condensation d'une partie de la vapeur d'eau contenue dans une parcelle d'air. La condensation se produit lorsque la sursaturation de l'air est atteinte. La sursaturation se produit soit par une augmentation de la masse de vapeur d'eau si la parcelle d'air passe au-dessus d'étendues maritimes ou de sols détrempés ; soit par un abaissement de température qui augmente l'humidité relative (U) dont l'expression est :

$$U(\%) = \frac{e(t)}{e_w(t)} \times 100 \quad (1)$$

Dans cette formule, t est la température, $e(t)$ est la pression partielle de vapeur d'eau et $e_w(t)$ la pression de vapeur saturante, c'est à dire la valeur de $e(t)$ correspondant à la quantité maximale de vapeur d'eau que le système peut contenir sans que celle-ci se condense (passage de l'état gazeux à l'état liquide).

Lorsque U atteint les 100% (saturation), on parle de température du point de rosée ou de condensation. Dans la nature, il faudrait atteindre une humidité relative de 400% pour commencer la condensation à partir de particules d'eau (nucléation homogène) à cause de la forme de la goutte (la courbure modifie les forces d'attractions et augmente la pression de vapeur saturante nécessaire). Il est donc impossible d'avoir une condensation sans support permettant de baisser la sursaturation requise. En effet, la présence d'aérosols (poussières, cendres de forêt, sels marin,...) sert de noyaux de condensation ce qui baisse la sursaturation requise pour former une gouttelette d'eau liquide à 101% (nucléation hétérogène). Suite à la condensation ou au dépôt de vapeur (expliqué dans la section 2.3.1), il y a formations de gouttelettes (ou gouttes d'eau selon la taille) et des cristaux de glace appelés hydrométéores (présentés dans la section 2.3). Lorsqu'ils ont une concentration suffisamment importante, ils forment les nuages.

2.2 Nuages précipitants

Pour qu'un nuage précipite, les hydrométéores doivent atteindre une taille assez grande pour qu'ils chutent sous l'action de leur propre poids (ils ne peuvent plus être maintenus dans le nuage par les courants ascendants). Les hydrométéores, soumis à leur poids et à la résistance de l'air, vont avoir une vitesse limite de chute v_l (Kajikawa (1972)) dont l'expression est :

$$v_l = \frac{g(\rho_e - \rho_a)}{18\eta_a} D^2 \quad (2)$$

avec : $\rho_e \approx 1000 \text{ kg.m}^{-3}$ la masse volumique de l'eau liquide, $\rho_a \approx 1,29 \text{ kg.m}^{-3}$ et $\eta_a \approx 13,7 \text{ } \mu\text{Pa.s}$ la masse volumique et la viscosité de l'air respectivement, D le diamètre et le champ

de pesanteur terrestre $g = 9,81 \text{ m.s}^{-2}$.

L'équation 2 met en évidence l'importance du diamètre de l'hydrométéore pour qu'il précipite. Dès que la vitesse d'ascendance des masses d'air est faible devant la vitesse limite de chute, le système devient précipitant. Seuls les nuages avec une extension verticale permettant la croissance des hydrométéores jusqu'à la taille limite conduisent à des précipitations.

2.3 Hydrométéores nuageux

Les hydrométéores peuvent-être définis en fonction de leur diamètre et de leur phase (liquide, solide ou mixte).

2.3.1 — Hydrométéores en phase liquide

Les gouttelettes et les gouttes d'eau (dont l'origine est présentée dans la section précédente) représentent l'ensemble des hydrométéores liquides. Comme on peut le voir sur la figure 5, la forme et l'instabilité sont fonction de la taille. Si le diamètre équivalent D_e (c'est à dire le diamètre d'une sphère hypothétique de même volume que la goutte considérée) est inférieur à $100\mu\text{m}$, c'est une gouttelette d'eau avec une forme sphérique. Avec une telle taille, son poids n'est pas assez important pour atteindre la vitesse limite et précipiter. Elle peut grossir soit par *coalescence/collection*, soit par *condensation/diffusion de vapeur*. La coalescence est une collision de deux gouttelettes d'eau qui a pour conséquence de former une particule plus grosse. Il est possible d'avoir un phénomène de "*Break up*" au moment où deux gouttes entrent en collision, la goutte résultante est trop grosse et se casse instantanément. L'une des gouttes aura un diamètre plus élevé. La condensation est un excès de vapeur d'eau qui se diffuse sur des gouttelettes d'eau préexistantes. Une fois le diamètre de $100\mu\text{m}$ dépassé, les gouttelettes deviennent des gouttes précipitantes (Glickman (2000)) dont la forme évolue avec sa taille. La figure 4 montre que la goutte d'eau a une forme de plus en plus aplatie jusque la limite de stabilité de 10mm. Ce phénomène est dû au fait que plus la taille augmente, plus son poids augmente et parallèlement sa vitesse, ce qui va induire un frottement de plus en plus important et donc changer la forme de la goutte.

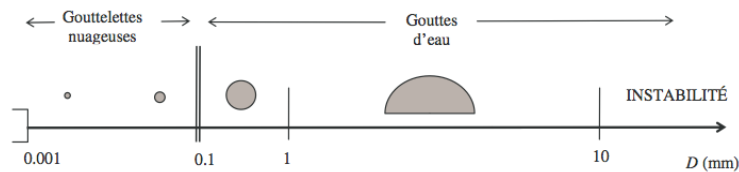


FIGURE 4 – Ordres de grandeurs des diamètres équivalents et des formes de goutte d'eau associées.

Une fois la vitesse limite atteinte, les précipitations se manifestent sous forme de pluie ou de bruine. Lorsque le diamètre est compris entre 100 et $500\mu\text{m}$, on parle de bruine ; au delà c'est de la pluie. Pour distinguer les zones de fortes précipitations, on utilise le taux de précipitation exprimé en mm.h^{-1} , il représente la hauteur d'eau tombée sur une surface unité en une heure.

2.3.2 — Hydrométéores en phase glace

Lorsque la température est assez faible, il y a formation de cristaux de glace. Ils ont généralement une faible densité, présentent des formes variées et leur taille est caractérisée par un diamètre équivalent D_e allant de 0,1 à 1mm. Les cristaux changent de forme, lorsqu'ils se

lient entre-eux (agrégation) d'une manière organisée. Lorsque le diamètre est plus important, selon le mécanisme de croissance, les cristaux deviennent de la neige ou des agrégats (ou flocons de neiges). La neige résulte d'un assemblage désorganisé de cristaux de glace s'effectuant par agrégation ou bien par un dépôt (diffusion) de vapeur. La diffusion de vapeur vient du fait que la pression de vapeur saturante par rapport à la glace est inférieure à celle de l'eau liquide surfondue ce qui a pour conséquence que la condensation de la vapeur d'eau ambiante s'effectue préférentiellement sur des cristaux ; ainsi l'eau liquide des gouttelettes en surfusion migre (évaporation puis condensation) vers les cristaux qui grossissent (phénomène appelé *l'effet Bergeron*). En ce qui concerne les agrégats, ils résultent de la collision de cristaux ou de neiges et ont une taille D_e comprise entre 1 à 5mm.

2.3.3 — Hydrométéores en phases mixtes

Le terme mixte signifie qu'il y a une coexistence de la phase liquide avec celle solide. Les graupels et la grêle sont en phases mixtes et ont des caractéristiques bien distinctes. Les graupels, d'aspect plutôt cotonneux, ont une densité intermédiaire et proviennent d'une collision de neige ou de cristaux avec des gouttes d'eau surfondue (c'est le processus de *givrage*). La grêle a une densité beaucoup plus importante et se développe soit par le même procédé que les graupels, soit par solidification de gouttes d'eau portées en altitude par des vents ascendants importants. Une fois formés, les grêlons retombent et sont repris dans des ascendances qui les ramènent en altitude. Les gouttes qu'ils rencontrent à nouveau contribuent à leur croissance. Au bout de quelques cycles, on obtient des grosses particules glacées, dures et compactes qui précipitent au sol.

Le tableau suivant résume quelques propriétés des précipitations solides et mixtes :

	Diamètre équivalent maximum (mm)	Masse volumique (g.cm ⁻³)	Vitesse limite de chute (m.s ⁻¹)
Flocon de neige	~ 1 à 5	~ 0,01 à 0,2	~ 1
Graupel	~ 0,5 à 10	~ 0,05 à 0,9	~ 1 à 5
Grêlons - grêle	> 5	> 0.8	> 5

FIGURE 5 — Ordres de grandeur relatifs à quelques propriétés physiques des précipitations solides (Pruppacher et Klett (1997))

2.4 Nuages de types stratiformes et convectifs

* *Nuages stratiformes*

Les nuages stratiformes sont des nuages à caractère stable et à développement horizontal. Ils se forment par soulèvement progressif d'une grande masse d'air avec une vitesse d'ascendance assez faible comprise entre 1 et 2 m.s⁻¹ (Houze Jr. (2004)). Un exemple est le nimbostratus qui s'étend horizontalement sur plusieurs milliers de kilomètres carrés et, verticalement, sur plusieurs kilomètres.

* *Nuages convectifs*

Un nuage convectif se forme par soulèvement local et brutal (vitesse d'ascendance allant de 2 à plus de 20 m.s⁻¹ ; Houze Jr. (2004)) d'une masse d'air instable, notamment en été lorsque le Soleil réchauffe le sol. L'exemple le plus connu est le Cumulonimbus qui peut atteindre 16 km d'altitude pour une étendue horizontale d'environ 100 km². Il est caractérisé par une tour convective avec un sommet en forme d'enclume ou de vastes

panaches. Les cumulonimbus peuvent donner d'intenses précipitations ainsi que des orages.

Si un cisaillement horizontal du vent est présent, il peut y avoir une grande différence tant sur le plan de la forme que sur celui de la durée de vie du nuage. Quand un nuage est stationnaire, le contenu en eau du nuage diminue rapidement et le nuage a une durée de vie assez courte. L'évaporation causée par les précipitations diminue la température qui induit une subsidence de l'air et stoppe l'apport de vapeur qui alimente le nuage.

S'il y a un cisaillement au sommet du nuage, ce dernier est dit mobile. Dans ce cas, l'air ascendant se renouvelle continuellement car la zone de précipitation est décalée par le cisaillement du vent. Avec un apport constant en air humide, la durée de vie du nuage augmente.

2.5 Introduction aux MCS

La mousson est un système dynamique couplé océan-Atmosphère. Les précipitations associées à la dynamique de mousson proviennent principalement des MCS. Les MCS sont formés de plusieurs cumulonimbus reliés entre-eux par une partie stratiforme se déplaçant d'Est en Ouest. On utilise le terme MCS lorsque les précipitations s'étendent sur environ 100 km et ont une durée de vie pouvant aller jusqu'à plusieurs jours.

Les MCS sont classés en deux groupes : les lignes de grains et les amas nuageux. Les amas nuageux se déplacent lentement (quelques m.s^{-1}) et possèdent des formes variées. En ce qui concerne les lignes de grains, elles possèdent une vitesse plus importante de l'ordre de 10 à 15 m.s^{-1} et sont plus organisées. En effet, elles résultent d'une instabilité à plus grande échelle qui engendre une organisation de cumulonimbus formant une ligne ou un arc de cercle plus ou moins convexe suivi de la partie stratiforme. Les lignes de grains sont facilement détectables par satellite où on distingue la partie convective qui atteint voire dépasse la tropopause (>16 km), correspondant au phénomène de pénétration dans la stratosphère : "overshoot".

La figure 6 représente conceptuellement la dynamique d'un MCS mettant en évidence les différences entre la partie convective et stratiforme. Dans la partie convective (zone de forte ascendance : 2 à plus de 20 m.s^{-1} ; Houze Jr. (2004)), les particules nuageuses grossissent par coalescence et/ou givrage. La partie stratiforme fait référence à d'anciennes cellules moins convectives où le principal mode de croissance des particules est la déposition de vapeur et l'agrégation. Les vents y sont plus faibles et l'un des signes propres aux nuages stratiformes est la présence d'une *bande brillante* observée au radar : située à une altitude d'environ 4 km dans les tropiques avec une épaisseur de 500m à partir de l'isotherme à 0°C. Cette appellation vient du fait qu'à partir de cette isotherme, la neige et les agrégats fondent, en s'entourant d'une pellicule d'eau liquide qui grossit au cours de la chute. Au radar cela apparaît comme une zone de réflectivité très élevée quelle que soit la longueur d'onde, car la cible n'est plus un simple flocon mais apparaît comme une grosse goutte d'eau. Juste au dessus de la bande brillante, la condensation libère de la chaleur qui provoque une ascendance de l'air. Tandis qu'en dessous de celle-ci, l'évaporation absorbe la chaleur ce qui engendre une subsidence. Au niveau de la bande brillante, de l'air sec vient combler le trou d'air induit par les mouvements opposés autour de celle-ci. La dynamique de la partie convective est représentée par une tour composée de forts vents verticaux. A l'avant et à l'arrière du système, une partie cirriforme se forme. A l'avant, deux processus vont former l'enclume : soit des masses d'air sont perturbées et s'élèvent en formant des cristaux en altitude soit, dans une zone plus proche de la convection, le flux TEJ va entraîner les particules au sommet de la tour convective vers l'Ouest. A l'arrière du système, un phénomène de déentraînement se produit, certaines particules sont

découplées du système qui forme la partie cirriforme.

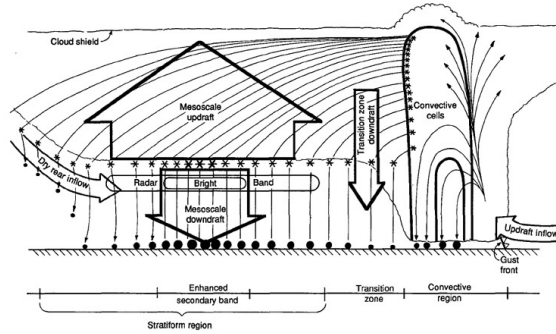


FIGURE 6 – Modèle conceptuel à deux dimensions de la trajectoire des hydrométéores à l'intérieur d'un MCS. Biggerstaff et Houze Jr (1991)

2.5.1 — Cycle de vie du MCS

* *Phase d'initiation*

Dans la section 1.2, on a pu voir que de nombreux facteurs (air sec, subsidence, cisaillement, etc.) contribuent à inhiber la formation de la convection. Cette inhibition permet d'accumuler l'énergie (grâce au rayonnement solaire), qui une fois un certain seuil atteint (généralement atteint en fin d'après midi; Mathon et Laurent (2001)), relâche l'excédant d'énergie sous une forme de convection profonde très organisée. Ce phénomène à seuil confère à la convection profonde un caractère instable et peu prévisible.

* *Phase d'intensification*

Les cumulonimbus se développent verticalement jusqu'à des altitudes supérieures à 16km. Ils sont le siège de fortes précipitations ($10-100 \text{ mm.h}^{-1}$) et d'évaporation ce qui provoque une diminution de la température. Ce refroidissement conduit à une subsidence de la masse d'air appelée *courant de densité*, qui favorise le soulèvement de masse d'air située l'avant du système. Ce courant alimente la cellule convective et permet le maintien de celle-ci (Lafore et Moncrieff (1989)).

* *Phase de maturité*

La maturité s'établit lorsque la partie stratiforme du MCS est présente. Cette partie est entretenue par d'anciennes cellules convectives entraînées ayant perdu de leur intensité. Aussi longtemps que des cellules convectives se développent, le MCS reste dans cette phase de maturité.

* *Phase de décroissance*

Elle correspond à la fin du cycle de vie du MCS. Les cellules convectives (avant du système) sont de moins en moins actives (diminution du flux de mousson, de l'instabilité de l'atmosphère), la région stratiforme n'est plus alimentée par les cellules, elle se dissipe quelques heures après la disparition de la partie convective.

3

Outils utilisés

3.1 Modèle numérique

Le modèle numérique BRAMS v3.2 (*Brazilian developments on the Regional Atmospheric Modelling System*) est adapté à l'étude météorologique. C'est une adaptation de RAMS qui prend mieux en compte la végétation, l'humidité des sols et la convection profonde ce qui est préférable dans l'étude de la MAO. Les données initiales et le nudging du modèle sont faits par le biais de l'ECMWF (*European Centre for Medium-Range Weather Forecasts*). Il fournit les données toutes les 6h avec une résolution de $0,5^\circ$ jusqu'aux limites de la grille 1. Dans le modèle, on utilise 3 grilles imbriquées qui communiquent entre-elles. La première, a une taille de $3325 \times 2725 \text{ km}^2$ avec une résolution de 25km. La deuxième a une superficie de $1035 \times 1035 \text{ km}^2$ et une résolution plus fine de 5km. Enfin la 3ème grille a une résolution de 1km sur $207 \times 207 \text{ km}^2$. La figure 7 représente la topographie utilisée dans le modèle ainsi que les limites des grilles 2 et 3.

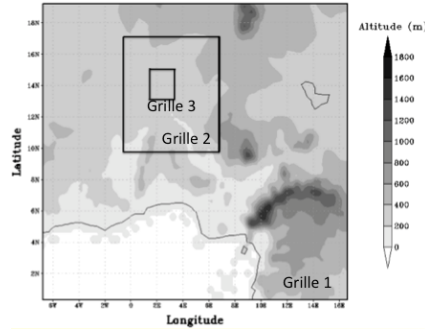


FIGURE 7 – Représentation de la topographie utilisée en entrée de BRAMS pour la grille 1 ainsi que les limites des grilles 2 et 3

Pour faciliter la mise en place du système, on a lancé le modèle le 18 juillet à 1200 UTC avec une *cold pool* (front froid) située entre $10,5^\circ$ et $12,5^\circ \text{N}$ de latitude et $3,5^\circ$ - $5,5^\circ \text{E}$ de longitude. Cette *cold pool* permet au flux plus chaud qui arrive de passer au dessus (car moins dense) et donc de former des systèmes convectifs.

3.2 Observations

3.2.1 — Les données radars

L'objectif premier d'un radar (*RAdio Detection And Ranging*) est de détecter la présence d'objets (dans notre cas des hydrométéores) à grande distance, via des ondes radio. Pour effectuer des mesures, l'antenne parabolique émet un pulse d'énergie électromagnétique et lorsque l'énergie transmise rencontre une particule, une part de cette énergie est rétrodiffusée vers la même antenne émetrice. Le temps écoulé entre l'émission et la réception est utilisé pour calculer la distance de l'objet. La puissance rétrodiffusée par les hydrométéores permet de calculer le facteur de réflectivité radar Z :

$$Z(mm^6.m^{-3}) = \frac{\lambda_0^4}{|K|^2.\pi^5} 10^{12}.\eta \quad \text{où} \quad \eta(cm^{-1}) = \int_{D_{min}}^{D_{max}} \sigma(D)N(D)dD = \sum_{Vol} \sigma(D) \quad (3)$$

Avec $\sigma(D)$ la section de rétrodiffusion et $N(D)$ la distribution en taille des particules, K la constante diélectrique de la cible et λ_0 la longueur d'onde de l'onde émise par le radar. La réflectivité η caractérise la cible. A partir de l'équation (3) il reste à caractériser η qui utilise en fonction de la longueur d'onde soit l'approximation de Rayleigh, soit la théorie de Mie.

Lorsque la condition $D \leq \lambda/16$, l'approximation de Rayleigh est employée. Dans le cas où le diamètre de la cible est trop élevé par rapport à la longueur d'onde de l'onde émise, la théorie de Mie appliquée. Comme la phase des l'hydrométéores est inconnue, on se ramène à un facteur de réflectivité équivalent Z_e , c'est-à-dire au facteur de réflectivité d'une population d'hydrométéores liquides.

Les fréquences d'émission sont comprises entre 1 et 100GHz, soit une longueur d'onde (λ_0) entre 0,3 et 10 cm environ. Cet intervalle est découpé en domaines de fréquences ou *bandes*. Le choix de la bande est important car selon la fréquence utilisée, différentes caractéristiques des nuages et des précipitations peuvent être mesurées. Certains radars dits *Doppler* sont capables de détecter le changement de fréquence causé par le déplacement de la cible par rapport au radar (*effet Doppler-Fizeau*) permettant d'étudier la dynamique des systèmes précipitants. Enfin, les radars *polarimétriques* utilisent la polarisation pour obtenir des informations sur les propriétés microphysiques des hydrométéores (taille, forme, orientation, nature, ...).

Pour effectuer l'étude du système, on a utilisé des radars en bandes W (radar ARM à 95 GHz, que l'on simule grâce à la théorie de Mie) et C (radar MIT à 5 GHz, que l'on simule grâce à l'approximation de Rayleigh).

Si l'on veut rester proche de la réalité, il faut tenir compte de l'atténuation (A en m^{-1}) de l'onde par les hydrométéores. Gosset et Sauvageot (1992) définissent le facteur d'atténuation tel que :

$$A(m^{-1}) = \int_0^{D_{max}} \sigma_{ext}(D).n(D).dD \quad \text{où} \quad \sigma_{ext}(D) = \sigma_{diff} + \sigma_{abs} \quad (4)$$

Avec σ_{ext} , σ_{abs} et σ_{diff} les sections efficaces d'extinction, de diffusion et d'absorption. L'atténuation est l'intégration du facteur d'atténuation le long du trajet aller-retour entre radar et la cible.

3.2.2 — Les différents outils

A partir de janvier 2006, la station mobile Américaine ARM¹ Mobile Facility (AMF) a été déployée sur le site de l'aéroport international de Niamey. Ce déploiement a permis d'effectuer des profils de la réflectivité par le biais d'un radar Doppler en Bande W (95 GHz) avec une résolution spatiale de 60m et une résolution temporelle de 5s. De plus, la station ARM effectue des radiosondages toutes les 6h, afin de connaître l'état thermodynamique de l'atmosphère. Ce type de données est utile pour la validation des conditions initiales traitées dans la section 3.2.

Parallèlement à l'exploitation du radar en bande W, on utilise un radar Doppler volumétrique en bande C (5 GHz) du MIT (*Massachusetts Institute of Technology*) qui effectue des mesures dans un rayon de 150km autour de Niamey. Les mesures du radar en bande C permettent d'extraire après traitement une image horizontale appelée CAPPI (*Constant Altitude Plan Position Indicator*) à une altitude de 3 km (pour ne pas avoir l'influence de la bande brillante

1. Atmospheric Radiation Measurement

difficile située à 4km) avec une résolution spatiale de 1km et temporelle de 10 minutes, ainsi qu'occasionnellement des RHI (*Range Height Indicator* : une coupe verticale).

3.2.3 — La méthode de Steiner et al. (1995)

La figure 8 est un exemple d'utilisation de la méthode de Steiner *et al.* (1995) : classification des précipitations de types convectives et stratiformes par le biais de mesures radar. Les mesures ont été faites le 19 juillet 2006 (journée de notre cas d'étude) à différentes heures représentatives du passage du MCS.

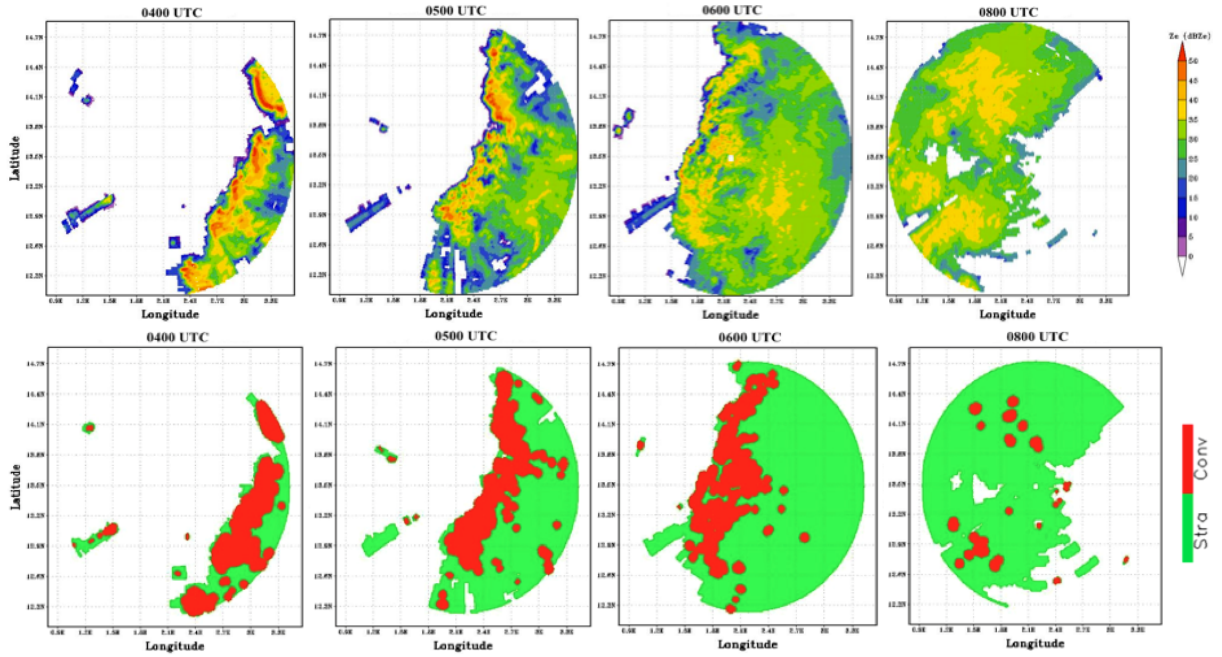


FIGURE 8 – (haut) CAPPI à 3km d'altitude obtenus par le radar Doppler en bande C du MIT.(bas) Résultats de la séparation des régimes convectifs (rouge) et stratiformes (vert) selon Steiner *et al.* (1995).

A 0400 et 0500 UTC, que ce soit sur l'observation radar ou la classification de Steiner *et al.* (1995), on observe l'arrivée du MCS constitué de cellules convectives à l'avant du système s'organisant en ligne de grains. A 0600 UTC, c'est la phase mature du système où les centres convectifs sont très nombreux formant un front convectif suivi d'une partie stratiforme. Enfin, à 0800 UTC, l'arrière du système est représenté par une grande partie stratiforme ponctuée de quelques centres convectifs mis en évidence par l'image retraitée par l'algorithme. Pour vérifier la méthode de Steiner *et al.* (1995), on superpose la classification avec la réflectivité radar cross-polarisée en bande W (95GHz) au cours de la journée du 19 juillet 2006 au point [13,5°N, 2,1°E] :

On utilise la partie cross polarisée car elle met en évidence la bande brillante (à 4km d'altitude). En effet, la bande brillante est composée de grosses particules, la polarisation de l'onde est donc différente entre l'émission/réception ce qui permet de la détecter plus facilement.

La figure 9 compare la réflectivité radar cross-polarisée en bande W effectuant des mesures à la verticale de Niamey à la classification de Steiner *et al.* (1995). De 0530 à 0700 UTC, l'algorithme de Steiner *et al.* (1995) classe la zone comme une partie convective.

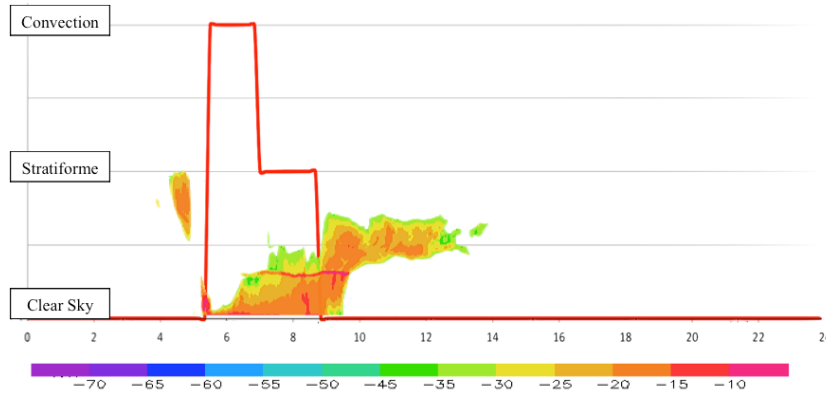


FIGURE 9 – Réflectivité radar en bande W (dBZ) sur la journée du 19/07/2006 pointant à la verticale de Niamey et en rouge, évolution temporelle de la classification de Steiner et al. (1995)

Il est possible de le vérifier par l'image radar en bande W car l'atténuation est très importante est synonyme du passage de grosse particules (agrégats, graupels, grêle et pluie). De plus, les résultats précédents montrent bien le passage d'une ligne de grains. De 0700 à 0830 UTC, l'algorithme de Steiner *et al.* (1995) considère cette partie comme stratiforme. En effet, on observe une bande brillante mais une forte atténuation de la réflectivité (au dessus de la bande brillante) entre 0700 et 0730 UTC indique que la partie n'est pas purement stratiforme, mais est plutôt une zone de transition entre la partie convective et stratiforme. Par contre, la partie purement stratiforme allant de 0910 à 0945 UTC n'est pas prise en compte par l'algorithme. En effet, durant cette période, l'image radar montre une baisse de la réflectivité entre 0910 et 0945 UTC en basse altitude, causée par l'évaporation de certaines gouttes de pluie qui sont devenues trop petites pour être détectées par le radar en bande C et donc non classées. Enfin, la partie cirriforme n'est pas détectée non plus car les CAPPI sont effectués à une altitude de 3km, ce qui est une altitude inférieure par rapport à la base du nuage.

Pour conclure, la méthode de Steiner (1995) est très bien pour détecter les parties convectives mais mérite d'être améliorée pour la partie stratiforme et il faudrait ajouter une zone de transition plus réaliste qu'une conceptualisation binaire. En effet, la partie stratiforme est alimentée par d'anciennes cellules convective (Houze Jr. (2004)) mais ces cellules ne passent pas d'un régime convectif à stratiforme de manière instantanée. Le fait d'ajouter une zone de transition à la classification de Steiner *et al.* (1995) représenterait mieux les différentes parties du système.

3.3 Les données SEVIRI

Toutes les images du satellite Meteosat sont obtenues par le biais du capteur SEVIRI. C'est un radiomètre à balayage, il effectue des rotations sur lui-même pour acquérir les images. Le radiomètre capte à chaque longueur d'onde la luminance et les retranscrit en températures de brillance par le biais d'un code de transfert radiatif. La température de brillance (*Brightness Temperature*, BT) est la température qu'émettrait un objet s'il était considéré comme un corps noir.

La figure 10 (Fauchez *et al.*, à venir 2013), est un exemple de simulation d'arches de cirrus pour 3 couples de BTD (*Brightness Temperatures Differences*, différence de température de brillance en français) en fonction de la BT dans les canaux 8,65, 10,6 et 12,05 μm et pour différents diamètres effectifs D_{eff} (diamètre d'une sphère de même volume que la particule

considérée). La bande $8,7\mu\text{m}$ est respectivement plus diffusante (on voit donc plus facilement la température au sol) que les bandes $10,60\mu\text{m}$ et $12,05\mu\text{m}$, ce qui engendre une plus grande BTD avec la bande $12,05\mu\text{m}$ (les écarts de BT sont plus importants à cause des différences des propriétés de diffusions). De plus, les petits cristaux sont moins diffusants dans la bande $12,05\mu\text{m}$, l'amplitude de l'arche est donc plus élevée. Ceci vient du fait que plus la taille des cristaux augmente, plus leurs propriétés convergent (qu'importe la bande utilisée). Les deux points fixes situés à des $BT_{12,05\mu\text{m}}$ minimales et maximales et des BTD minimales sont nommés respectivement pied froid et pied chaud. Le pied froid est dû à une épaisseur optique (τ) élevée, on voit donc le sommet du nuage qui est froid. Quant au pied chaud, l'épaisseur optique (τ) est minimale, on voit donc le sol. L'épaisseur optique doit être comprise entre 0,5 et 3 afin que l'on puisse différencier les D_{eff} de chaque arche (Cooper *et al.* (2007)). De même, sur chaque image de la figure 10, plus le diamètre augmente et plus l'arche se rapproche d'une droite. La limite de diamètre effectif est de $80\mu\text{m}$ pour que les D_{eff} soient différenciables. Si on veut étudier la microphysique d'un MCS, l'utilisation de la $BTD_{8,7\mu\text{m}-12,05\mu\text{m}}$ permet d'avoir une bonne différenciation des arches en fonction du D_{eff} comme on peut le voir sur la figure 10. Pour notre étude, on utilise donc les bandes $8,7\mu\text{m}$ et $12\mu\text{m}$.

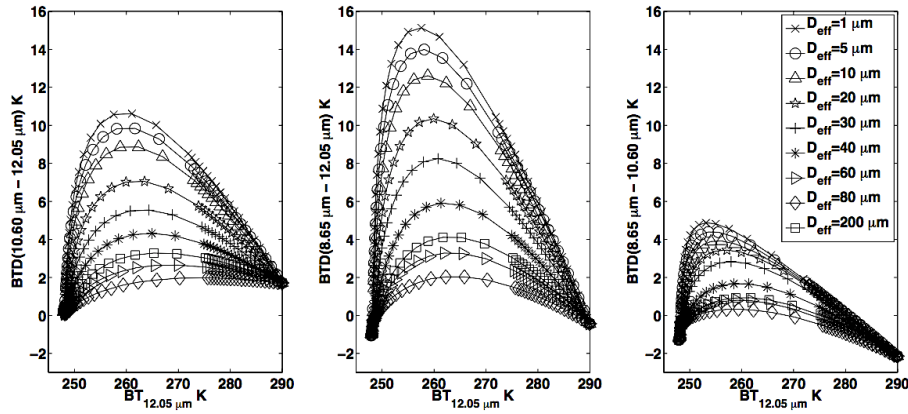


FIGURE 10 – Différence de températures de brillance pour trois couples de BTD ($BTD_{10,60\mu\text{m}-12,05\mu\text{m}}$, $BTD_{8,65\mu\text{m}-12,05\mu\text{m}}$ et $BTD_{8,65\mu\text{m}-10,60\mu\text{m}}$) en fonction de la température de brillance de la bande $12,05\mu\text{m}$ ($BT_{12,05\mu\text{m}}$) pour 9 valeurs différentes de diamètre effectif D_{eff} (Fauchez *et al.*, à venir 2013).

La figure 11a, est un exemple d'utilisation de la $BTD_{8,7\mu\text{m}-12\mu\text{m}}$ en fonction de $BT_{12\mu\text{m}}$ appliquée à un cercle de $0,03^\circ$ ($3,32\text{km}$) autour du site de Niamey pour la journée du 19 juillet 2006. On retrouve deux arches, l'une significative du passage d'un MCS (la plus grande) et l'autre (entre le label 3 et 4 : nuage 1) d'un cirrus de déentraînement (constitué de cristaux de glace). Le nuage 2 est la trace d'un autre cirrus fin, constitué de petites particules. L'analyse porte sur l'arche 1 du MCS. La classification du MCS s'effectue à l'aide de seuils de températures de brillance. Les seuils sont établis en utilisant l'algorithme de Steiner *et al.* (1995) pour les parties convectives et stratiformes et visuelle pour la partie cirriforme, l'enclume avant et les deux nuages) Penide *et al.* (2010)). La signature entre le label 0 et 1 représente la partie cirriforme (en bleu) du système. Tout d'abord on observe la BT du sol, puis celle-ci diminue en même temps que la BTD augmente ($>14\text{K}$). Cette association d'augmentation de BTD et de diminution de BT est typique du passage de la partie purement cirriforme où l'épaisseur optique augmente avec des petit hydrométéores (cristaux de glace). Ensuite les BTD diminuent en même temps que les BT (jusqu'au pied froid), ce qui signifie une augmentation de l'épaisseur optique et la présence d'hydrométéores plus gros. C'est l'émergence de la partie convective qui forme des hydrométéores plus gros qui sont entraînés (par le TEJ) ou expulsés de la partie convective vers l'avant du système. Au radar en bande W, la partie purement cirriforme située à l'avant du MCS est identifiable par sa forte réflectivité entre 6 et 10km .

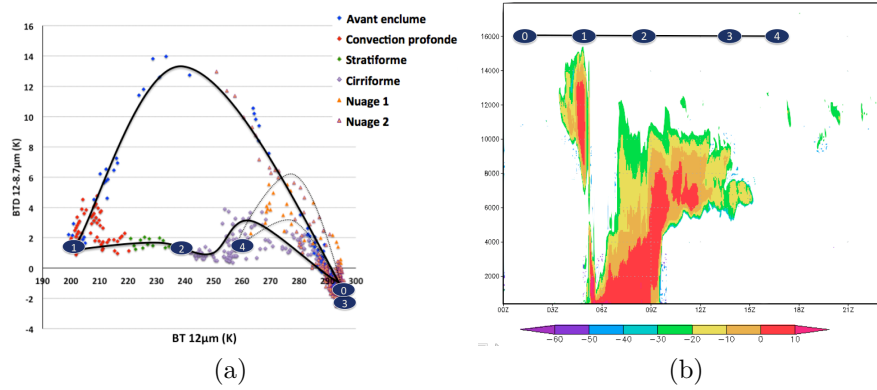


FIGURE 11 – (a) Evolution des températures de brillance SEVIRI dans un cercle de 3,32km autour du site de Niamey présentée sous la forme $BT_{D8.7\mu m}-12\mu m=f(BT_{12\mu m})$. Les couleurs représentent les différentes parties du MCS : grâce à une classification de Steiner *et al.* (1995) (régimes convectifs et stratiformes) et visuelle (régimes cirriformes, enclume avant et les 2 nuages). (b) Mesures réalisées par le radar ARM pointant à la verticale de Niamey. Les labels bleus disposés sur l’image radar permettent de suivre l’évolution temporelle des arches.

Les composantes précipitantes du MCS (convective et stratiforme) sont comprises entre le label 1 et 2. En rouge, les BT D et BT sont faibles (seuil à 220K), c’est la partie purement convective constituée d’hydrométéores plus gros (agrégats, graupel, grêle et pluie). La partie stratiforme représentée par les points verts est caractérisée par des BT comprises entre 220 et 240 Kelvin (l’épaisseur optique diminue). Sur l’image du radar en bande W, comme décrit précédemment, la forte atténuation présente après la partie convective induirait une zone de transition qu’il faudrait intégrer entre la partie convective et la partie stratiforme. Pour séparer la partie cirriforme de la partie stratiforme, un seuil à 240K est défini de manière visuelle à partir des images satellitaires. Tout d’abord, les BT D sont assez stables entre des BT de 240 et 250K, ce qui met en évidence des hydrométéores de mêmes tailles que dans la partie stratiforme (classée par le seuil de BT). Ensuite, les BT D augmentent (entre des BT de 250 et 270K) jusque 4K puis rediminuent (entre des BT de 270K à 290K) avec des valeurs négatives ($\sim -0,5$). Cette forme est représentative de la partie cirriforme située à l’arrière du système. En ce qui concerne le signal radar, entre le label 2 et 3, la partie cirriforme est repérable par l’altitude élevée de la base du nuage (~ 6 km). Cette partie stratiforme apparaît au radar à 0930 UTC, alors que le label est situé avant ; ce qui signifie que la méthode à seuil considère une partie de la zone stratiforme comme cirriforme. Cette analyse radar expliquerait le fait que les BT D restent stables un moment avant d’augmenter. Au radar, entre 0900 et 0930 UTC, la partie purement stratiforme est détectable par l’évaporation des gouttes de pluie qui se traduit par une diminution de la réflectivité en basse altitude. Par contre sur l’image satellite, la température correspond au sommet du nuage qui lui a une altitude de 10km et diminue donc les BT.

Pour conclure, l’utilisation de seuils entre la partie convective et stratiforme est très utile conceptuellement mais, délicate en réalité, à cause d’une zone de transition plus marquée sur le radar en bande W. On retrouve donc le même problème qu’avec la méthode de Steiner *et al* (1995) où une visualisation binaire n’est pas assez précise.

A une échelle plus importante (zone de 442 km² afin d’isoler le passage du MCS sans température de brillance venant d’autre système ou du sol), il est aussi possible de retrouver la trace du passage du MCS en effectuant à chaque temps la densité de probabilité du champ de $BT_{12\mu m}$ (figure 12a). Cette étude permet de suivre l’évolution de l’épaisseur optique au

sein du MCS.

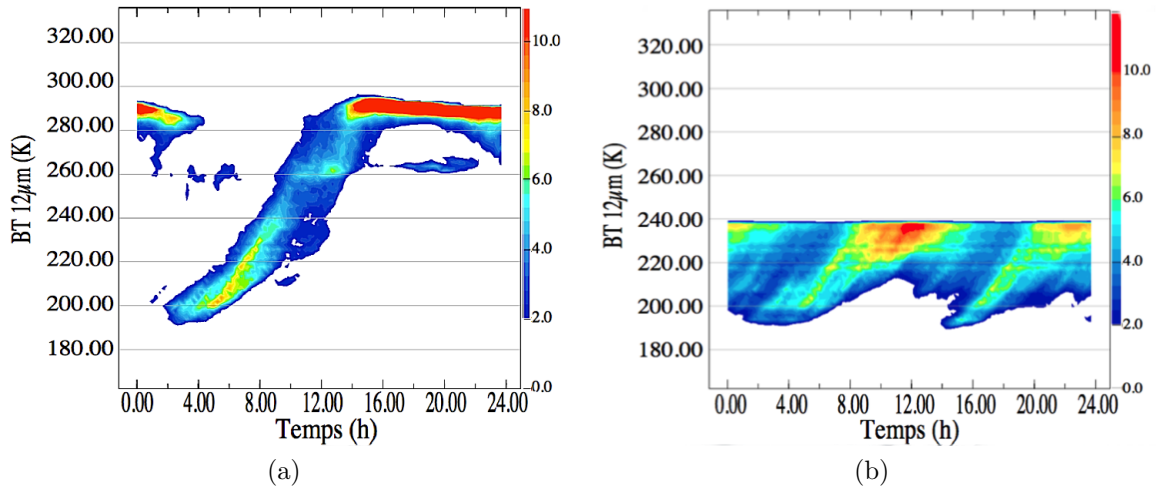


FIGURE 12 – Evolution des variations temporelle de la densité de probabilité du champ de température de brillance à $12\mu\text{m}$ au cours de la journée du 19/07/2006 (a) dans une grille comprise entre $[10;14]^\circ\text{N}$ et $[1;4]^\circ\text{E}$ (b) sur l'ensemble de l'image SEVIRI en utilisant un seuil de température de brillance à 240K.

Le passage du MCS est marqué par une augmentation des densités de probabilité des températures de brillance jusqu'à la visualisation du sol où les densités stagnent. La pente de cette augmentation est d'approximativement $9,26\text{K/h}$.

Dans un premier temps, les $\text{BT}_{12\mu\text{m}}$ sont concentrées entre 280 et 295K, ce qui signifie que l'on voit le sol. Ensuite, une chute brutale des BT se produit à partir de 3h30 jusque 5h30 mettant en évidence le passage de la partie convective. La suite est une remontée progressive des maximums de densité de probabilité à des BT plus élevées jusqu'à la valeur de 290K à 13h30 où l'on voit de nouveau le sol.

La figure 12b, représente les densités de probabilité sur l'ensemble de l'image SEVIRI (de même taille que la grille 2). On utilise un seuil à 240K pour ne prendre que la partie convective et stratiforme du système et observer le cycle de vie du MCS. L'image met en évidence deux chutes et deux augmentations des densités de probabilité des températures de brillance. La deuxième augmentation traduit une réactivation du système. Les deux remontées de température ont la même pente d'environ $7,6\text{K/h}$.

En effet, dans un premier temps les densités de probabilité diminuent c'est la phase d'intensification. Ensuite, entre 3h30 et 6h00 on a des minimums de densité à des températures très basses, c'est la phase mature du système. Enfin une remontée progressive met en évidence de la décroissance. Aux alentours de 13h une réactivation du système est identifiable par la diminution des températures de brillance. Un nouveau cycle est présent qui se termine vers 22h00. Cette méthode est utile dans la mesure où aucune zone géographique ne doit-être délimitée pour suivre l'ensemble du cycle de vie du MCS.

Simulations numériques

4.1 Validation de la dynamique

Pour valider la dynamique de BRAMS à l'échelle synoptique (de 100 à 1000km), les figures 13a et 13b ont été construites afin de vérifier que les principaux flux sont présents et bien positionnés comme dans la figure 2 de la section 1.2. Elles représentent respectivement les vents zonaux et méridiens moyennés sur la journée du 19/07/2006 et sur les longitudes allant de 6°Ouest à 9°Est (l'humidité relative a été superposée en trait noir) en fonction de la latitude.

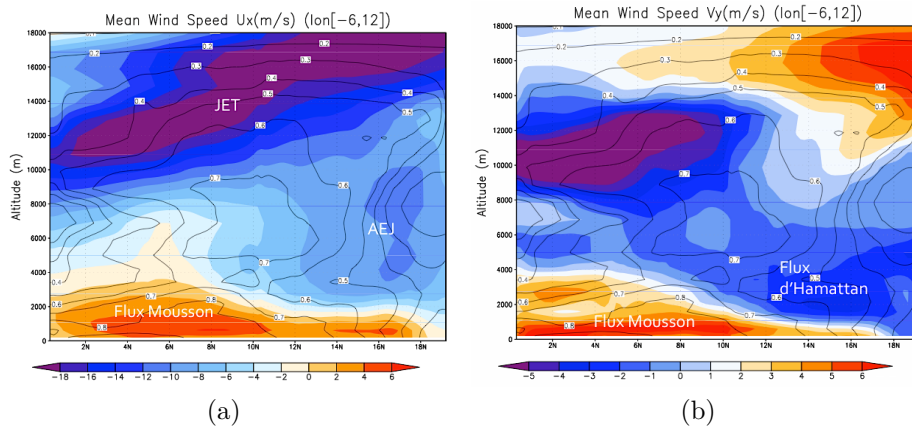


FIGURE 13 – Visualisation des composantes (a) U_x et (b) V_y , simulées par BRAMS et moyennées sur la journée du 19/07/2006 et sur les longitudes allant de 6°O et 12°E en fonction de la latitude.

Sur la figure 13a, en haute altitude, le flux Jet Est Tropical est identifiable par les forts vents ($> 18\text{m.s}^{-1}$) allant d'Est en Ouest à une altitude supérieure à 10km. À des altitudes moins élevées (entre 3 et 9 km), le Jet d'Est Africain est mis en évidence par des vents d'Est (allant de 6 à 12 m.s^{-1}) et par une humidité relative d'environ 50% ce qui est représentatif d'un air sec (détails de l'AEJ dans la section 1.2). Enfin, le flux de mousson est représenté par une importante humidité relative allant jusqu'à 80%.

Sur la figure 13b, on observe en basse couche, la convergence des flux de mousson et d'Harmattan. Le flux de mousson venant du Sud est humide ($\sim 80\%$), alors que le flux d'Harmattan provenant du Nord (du Sahara plus précisément) est sec ($\sim 50\%$).

4.2 Etude des conditions initiales locales

La comparaison des conditions initiales locales simulées et celles observées au dessus de Niamey permet de vérifier la dynamique et la thermodynamique de l'atmosphère. La figure 14, représente : la température (figure 14a), le vent (figure 14b) et l'humidité relative (figure 14c) simulés par BRAMS (en bleu) et provenant du radiosondage (en rouge).

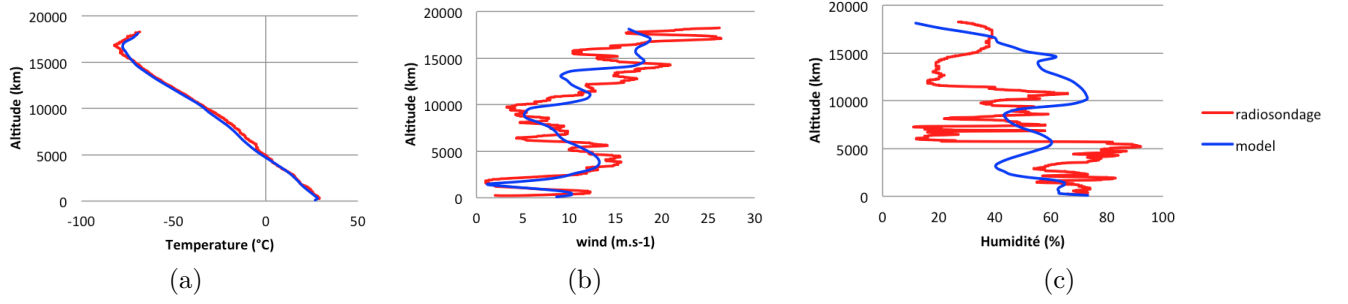


FIGURE 14 – Comparaison des profils de (a) température, (b) vitesse du vent horizontal et (c) humidité relative simulés par BRAMS (en bleu) et mesurés par radiosondage (en rouge) le 19 juillet 2006 à 00h00 UTC.

On peut voir sur la figure 14b et 14a que la composante totale du vent et le profil de température simulé correspondent assez bien aux observations. A l'inverse, l'humidité relative simulée n'est pas en accord avec les observations. Dans le modèle, entre 0 et 6 km, l'humidité est sous-estimée ; ce qui a pour impact de retarder la formation de cellules nuageuses. A contrario, au dessus de 6 km, l'humidité est surestimée. La surestimation de l'humidité relative à ces niveaux surestimation engendre dans nos simulations la présence d'une couverture nuageuse trop importante dans les simulations via la formation et le maintien de nuages non présents dans les observations. Sur ce constat, on a décidé de déclencher artificiellement la formation du MCS via l'introduction d'une perturbation de type cold pool (masse d'air froide).

4.3 Etude de la température de brillance

Pour comparer les résultats obtenus par l'analyse des données SEVIRI effectuée dans la section 3.3 et pour analyser les caractéristiques macrophysiques telles que le cycle de vie et la différenciation de chaque partie du système, on utilise le code de transfert radiatif FASDOM (*FAst Discrete Ordinate Method* : Dubuisson et al. (2005)). FASDOM se sert d'un modèle d'atmosphère absorbante et diffusante. De plus, FASDOM utilise le code DISORT (DIScrete Ordinates Radiative Transfer code : Stamnes et al., 1988) qui permet de prendre en compte les effets de la diffusion multiple. Les sorties du modèle ont été couplées à FASDOM afin de simuler les températures de brillance des canaux 8.70, 10.60 et $12\mu\text{m}$. Il est intéressant d'étudier la dissipation du MCS par la même méthode à seuil déjà utilisée dans la section 3.3. La figure 15a est une représentation de la variation temporelle des densités de probabilité (TPDF) du champ de $BT_{12\mu\text{m}}$ sur la grille 2. Pour ne visualiser que la signature du MCS, les données ont été filtrées par un seuil à 240K.

On distingue deux signatures de MCS qui se suivent : entre 0000 et 1330 UTC et entre 1330 à 2400 UTC. Il ne s'agit pas d'une réactivation comme c'est le cas dans les observations car ici il n'y a aucune liaison entre les deux signatures. Le système étudié est le second, car il se forme et se dissipe dans la deuxième grille ce qui permet une analyse du cycle de vie du MCS. Le MCS a une pente d'environ 6,5K/h, soit un écart de 1,1K/h (15,5%) par rapport aux observations ce qui montre que les cycles de vie sont cohérents. La pente des simulations est plus faible que celle observée à cause de l'humidité relative qui est plus élevée (section 4.2) ce qui induit une dissipation plus lente. De plus, les maximums de densités de probabilité sont plus froids dans la simulation que lors des observations (figure 12b).

En effet, le système est beaucoup plus actif avec une convection profonde importante, ce qui

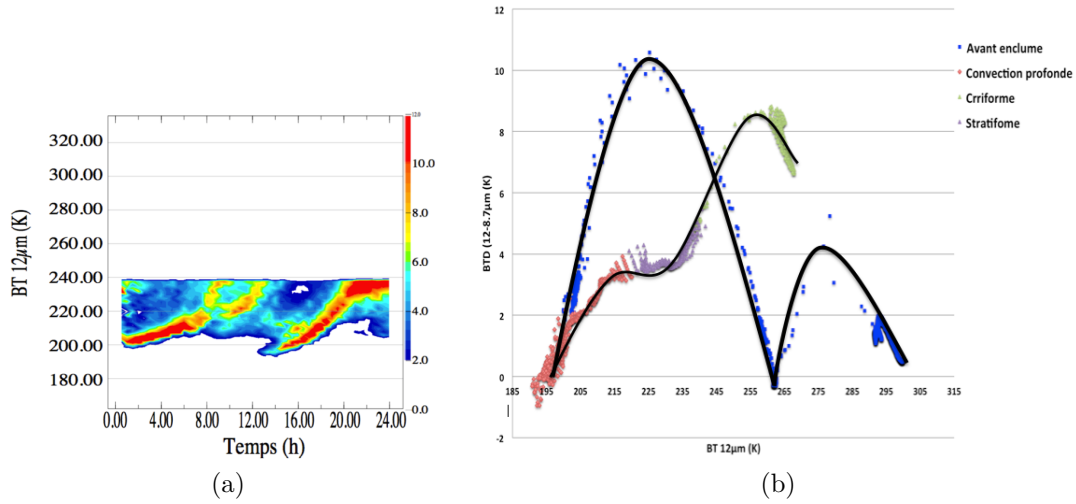


FIGURE 15 – (a) Evolution des variations temporelle de la densité de probabilité du champ de température de brillance à $12\mu\text{m}$ simulé au cours de la journée du 19/07/2006 sur l'ensemble de la grille 2 en utilisant un seuil de température de brillance à 240K. (b) Evolution des températures de brillance simulés dans un cercle de 3,32km autour du site de Niamey présentée sous la forme $\text{BTD}_{12\mu\text{m}-8,7\mu\text{m}} = f(\text{BT}_{12\mu\text{m}})$. Les couleurs représentent les différentes parties du MCS : grâce à une classification de Steiner *et al.* (1995) (régimes convectifs et stratiformes) et visuelle (régimes cirriformes, enclume avant et les 2 nuages).

augmente les altitudes d'émission des nuages et diminue donc les températures de brillance. A 1330 UTC, on retrouve un maximum de densité de probabilité à la température de 195K. Cette température est la plus basse du système, ce qui signifie que c'est la phase mature du MCS. Ensuite, la dissipation du MCS s'effectue entre 1400 et 2030 UTC. Enfin, de 2030 à 2400 UTC, l'arrière du système perdure avec des températures de brillance plus élevées.

La figure 15b est une analogie à la figure 11a décrite dans la section 3.3. Elle représente la $\text{BTD}_{12\mu\text{m}-8,7\mu\text{m}}$ en fonction de $\text{BT}_{12\mu\text{m}}$ appliquée à un cercle de $0,05^\circ$ (5,53km) autour du point $[15.2^\circ\text{N}, 2^\circ\text{E}]$. La classification des différentes parties a été faite en utilisant les mêmes seuils que pour la figure 11a. Tout d'abord, on constate que la forme générale est une arche comme celle étudiée dans la section 3.3. Cette signature est intéressante car cela signifie que la simulation marque bien le passage d'un MCS où l'on retrouve chaque partie qui le compose. Dans un premier temps, une petite arche se dessine entre des BT de 295 et 265K, la partie cirriforme se "profile". Ensuite, une arche avec une amplitude plus importante se dessine entre des BT de 265 et 195K, la BTD augmente jusqu'à atteindre une valeur de 10K à une BT de 225K puis redescend. Cette arche représente l'enclume avant du système (située entre 10 et 15km d'altitude) avec une composition de petites particules telles que de la pristine (cristaux de glace, $0,09\text{g.kg}^{-1}$) et de la neige ($0,3\text{g.kg}^{-1}$) dont les diamètres effectifs sont respectivement de $60\mu\text{m}$ et $0,4\text{mm}$. De plus, elle a une épaisseur optique élevée (les BT sont froides : 265K) dès l'arrivée du système. Lorsque la partie convective est présente, les BT sont comprises entre 195 et 220K, les BTD augmentent rapidement passant d'environ 0 K à 4K pour des BT de 195K à 220K. En effet, la partie convective forme de grosses particules telles que de la grêle ($2,2\text{g.kg}^{-1}$), des graupels ($0,8\text{g.kg}^{-1}$), des agrégats ($3,5\text{g.kg}^{-1}$) et de fortes pluies ($3,5\text{g.kg}^{-1}$) qui provoquent une augmentation de l'épaisseur optique (diminution BT) ainsi qu'une chute des BTD. Ensuite, la partie stratiforme est située entre 220 et 240K où la BTD augmente (de 3,5 à 5K). Il n'y a plus que des agrégats ($0,2\text{g.kg}^{-1}$), de la neige ($0,35\text{g.kg}^{-1}$), de la pristine ($0,09\text{g.kg}^{-1}$) et de la pluie ($1,5\text{g.kg}^{-1}$) ce qui montrent une diminution de la concentration des grosses particules et laissent place à des plus petites expliquant la remontée des BTD.

Effectivement le diamètre effectif de certaines particules diminue : la pluie passe de 0,9 à 0,5mm, les graupels passent de 5 à 3mm et les agrégats passent de 4 à 2mm.

Enfin, la partie cirriforme est composée en très grande majorité de pristine ($0,03\text{g.kg}^{-1}$) ce qui explique la baisse des BT et l'augmentation des BTD (petites particules). En effet, la pristine a un petit diamètre effectif (environ $60\mu\text{m}$) ce qui a pour conséquence d'augmenter les BTD. De plus, l'épaisseur optique diminue, ce qui provoque une augmentation des BT. En fin de cycle, la BTD rediminue à cause de la présence de neige ($0,15\text{g.kg}^{-1}$) qui s'est formée par agrégation de la pristine et par déposition de vapeur. Pour conclure, on retrouve approximativement la même forme que la figure 11a (correspondant aux observations). Cependant, on a une épaisseur optique trop élevée et des tailles hydrométéores trop petites.

4.4 Etude de la microphysique par analyse radar

Dans un premier temps, l'objectif de cette partie est de comparer la réflectivité radar mesurée en bande W (figure 16a) avec celle simulée (figure 16b) lors du passage du MCS et de relier certaines signatures radar à une concentration d'hydrométéore (figure 17). Dans un deuxième temps, on effectue une analyse statistique des résultats par le biais de CFAD (*Contoured Frequency by Altitude Diagrams*; Yuter and Houze, 1995).

La réflectivité radar est simulée au point $[14.6^\circ\text{N}, 2.49^\circ]$ et la réflectivité est mesurée au point $[13.5^\circ\text{N}, 2.1^\circ]$.

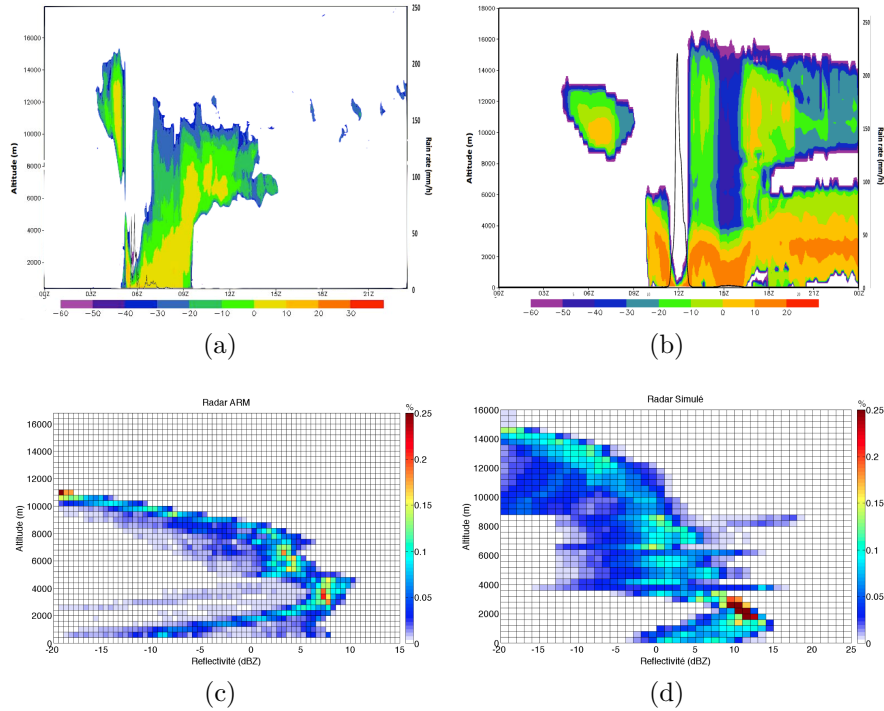


FIGURE 16 – Evolution temporelle des réflectivités radar en bande W le 19/07/2006 a) observées et b) simulées de manière atténuée. Comparaison entre les CFADs (*Contoured Frequency by Altitude Diagrams*) des réflectivités c) mesurées par le radar ARM entre 0900 UTC et 1000UTC; d) simulées en prenant en compte l'atténuation entre 1500 et 1700 UTC.

La figure 17 est une représentation de l'évolution temporelle du rapport de mélange (en g.kg^{-1}) des différents hydrométéores lors de la journée de 19 juillet 2006 (à la même position que le radar simulé). Cette figure permet d'obtenir des informations plus précises de la microphysique utilisée dans le calcul de la réflectivité radar.

De manière générale, il y a de grosses différences entre les observations du radar en bande W et celui du radar simulé. Tout d'abord, entre 0530 et 1130 UTC, l'altitude de la partie cirriforme située à l'avant du système est plus basse (entre 8 et 13km) que dans les observations (entre 8 et 15 km). Entre 8 et 13 km d'altitude, le modèle simule la présence de pristine et de neige (figure 17a et 17b). Le passage du premier MCS (présenté dans la section 5.2) a modifié les conditions dynamiques et thermodynamiques en altitude ce qui explique l'altitude de l'enclume moins élevée. Ensuite entre 1130 et 1250 UTC la partie convective simulée passe au dessus du radar et se traduit par de fortes précipitations et une chute de la réflectivité. En effet, l'intensité des précipitations convectives (maximum de 220 mm.h^{-1} dans la simulation contre 67 mm.h^{-1} mesurés à Niamey) engendre une forte atténuation du signal radar et donc une chute brutale des réflectivités. La figure 17 indique l'origine de cette atténuation : de grosses concentrations d'eau entre le sol et 4km (jusqu'à 14 g.kg^{-1}), de grêle (maximum de 6 g.kg^{-1}) entre 4 et 10km et entre 8 et 16km principalement des de graupels et des agrégats (respectivement des maximum à $1,3 \text{ g.kg}^{-1}$ et $2,7 \text{ g.kg}^{-1}$). La différence entre le taux de précipitation simulé et mesuré met en évidence une convection plus intense lors de la simulation avec des vitesses verticales des masses d'air allant jusque 24 m.s^{-1} (figure 17g). En ce qui concerne la partie stratiforme (entre 1250 et 1800 UTC), on retrouve bien une augmentation de la réflectivité à partir d'environ 4km qui traduit l'altitude de la bande brillante (niveau de fonte) qui est bien placée. La figure 17 confirme le passage à l'état liquide à un niveau de 3,5km car il n'y a pas de particule en phase glace en dessous d'environ 4km. De plus, que ce soit dans les observations (entre 0900 et 0930 UTC) ou dans la simulation (entre 1630 et 1800 UTC), il y a une zone où la réflectivité baisse au niveau du sol. Cette baisse de réflectivité est due à l'évaporation des petites gouttes de pluie provenant de la partie purement stratiforme. A l'intérieur de cette zone purement stratiforme (entre 1630 et 1800 UTC), le modèle simule la présence de pluie et en dessous de 3.5km (après la fonte) et au dessus de 4km de la pristine et de la neige. La figure 17h montre l'évaporation des gouttes par une diminution du diamètre entre 1730 et 1900 UTC mais l'augmentation du diamètre entre 1450 et 1700 UTC peut mettre en doute la bonne simulation du phénomène. Enfin entre 1800 et 2400 UTC, la partie cirriforme est simulée plus haute en altitude (entre 8 et 15,5km) que celle observée (6 et 11km). De plus, en plus basse altitude (0 et 6km), un nuage s'est formé à cause d'une trop forte humidité. La figure 17 montre que la partie cirriforme simulée entre 8 et 15,5km est composée de pristine et de neige. Par contre le nuage bas est composé exclusivement de pristine et d'eau.

Enfin, on voit bien un écart lorsqu'on observe la structure verticale (la microphysique) entre les observations et la simulation. En outre, le modèle simule un nuage constitué exclusivement d'eau entre 0 et 4km et d'agrégats, de graupels, d'eau, de pristine et de neige entre 4 et 6km qui n'est pas présent dans les observations. La présence de ce nuage met en évidence que le modèle a tendance à former une trop grande couverture nuageuse. La figure 17g ne montre aucune ascendance qui pourrait expliquer la formation des ces hydrométéores. Le modèle simule taux de précipitations supérieurs à ceux observés qui signifie que la convection simulée est plus intense.

Afin d'analyser de manière statistique les résultats précédents, on utilise une représentation sous la forme de CFAD (*Contoured Frequency by Altitude Diagrams*; Yuter et Houze Jr. (1995)) qui représentent l'évolution verticale des densités de probabilité des réflectivités radar en fonction de l'altitude. Les figures 16c et 16d représentent respectivement les CFAD du radar ARM en bande W entre 0900 et 1000 UTC et celui simulé (en prenant en compte l'atténuation) entre 1500 et 1700 UTC. Ces temps ont été choisis afin d'étudier et de comparer uniquement les parties purement stratiformes des systèmes observés et simulés. Les altitudes sont discrétisées en classes de 400m (de 0 à 16km) et les réflectivités en classes de 0,5 dBZ

pour le radar ARM et 1dBZ pour le radar simulé.

Avant toute chose, l'aspect général des deux CFAD est bien différent. A partir de 4km, il y a un étalement beaucoup plus important des densités de probabilité (augmentation de la variabilité) dans les observations que dans le modèle. En effet, dans la simulation il y a un plus grand nombre de classes de réflectivité avec des probabilités de présence inférieures à 5% (en bleu sur la figure 16d). Par contre à des altitudes inférieures à 4km (zone de précipitation), il y a deux modes distincts dans les observations et un seul mode dans la simulation associé à des valeurs de densités de probabilités plus élevées. En ce qui concerne les observations, l'un des modes est représentatif de la partie stratiforme : il est dû à l'évaporation des gouttes (en dessous du niveau de fonte) qui induit une diminution de leurs tailles faisant baisser la réflectivité progressivement jusqu'au sol (de -12 à 10dBZ entre 400m et 4km d'altitude). Quant à la simulation, les réflectivités sont plus importantes (maximum à 15dBZ) que les observations (maximum à 10dBZ) mais ont une évolution différente. En effet, après un maximum de réflectivité à 4km d'altitude (15dBZ), la réflectivité passe à une valeur de 10dBZ à 3.6km et augmente jusqu'à 15dBZ à 1.6km d'altitude avant de diminuer jusqu'au sol. Cette diminution met en évidence que le modèle ne simule pas correctement l'évolution de la taille et de la phase des hydrométéores au niveau de l'isotherme. En effet, le niveau de fonte devrait marquer le début de la diminution des réflectivités à cause de l'évaporation comme c'est le cas dans les observations. Cette erreur vient du fait que le modèle ne simule pas le niveau de fonte, il utilise un système binaire où l'hydrométéore est soit en phase glace (graupel ou grêle par exemple) soit en phase liquide (goutte de pluie). De plus les réflectivités simulées étant plus importantes dans la zone de précipitations, le modèle simule donc de plus gros hydrométéores en basse couche et plus de précipitations. L'atténuation provoquée par ces plus grosses gouttes contrebalance l'évaporation et induit une augmentation de la réflectivité beaucoup moins marquée que dans les observations. De plus, dans les observations l'évaporation est beaucoup plus marquée, ce qui se traduit par un faible pourcentage du mode des réflectivités observé atteint le sol. En effet, dans l'étude précédente, on a vu que la simulation a un taux de précipitation plus important ce qui provoque une forte atténuation. La forte atténuation peut aussi expliquer l'étalement cité précédemment car la phase glace sera moins bien représentée à cause de la perte du signal. Enfin, à des altitudes plus élevées, on retrouve dans la simulation et dans les observations un mode de réflectivité avec un étalement important. En effet, un mode grossier apparaît entre 5 et 11km dans les observations et entre 4,5 et 14km dans la simulation. Cette étalement souligne qu'il n'y a pas un mode de grossissement préférentiel mais plutôt un mélange de plusieurs processus de croissance en fonction du type d'hydrométéore présent. La figure 17 met en évidence entre 4 et 6km la présence de graupel ($0,4\text{g.kg}^{-1}$), entre 6 et 8km des agrégats ($1,5\text{g.kg}^{-1}$) et entre 8 et 14km de la neige ($0,3\text{g.kg}^{-1}$) et de la pristine ($0,1\text{g.kg}^{-1}$). Ces présences soulignent un phénomène de givrage pour les graupels, d'agrégation pour les agrégats et de diffusion de vapeur pour la pristine et la neige. Le phénomène de givrage est dû à la présence d'eau surfondue au dessus du niveau de fonte (2 g.kg^{-1}). Ce phénomène est la cause de la présence de gros hydrométéores en basses couches. Mais le mode de grossissement prépondérant est la diffusion de vapeur car il y a un étalement important. L'étalement des réflectivités de la simulation est plus important que sur les observations ce qui signifie qu'il y a plus de diffusion de vapeur dans la simulation que dans les observations.

Pour conclure, l'analyse montre bien qu'il existe des disparités entre les observations et la simulation au niveau microphysique dans la partie stratiforme. En effet, il existe un écart entre les observations et la simulation au niveau de fonte où l'évolution des hydrométéores n'est pas très bien représentée. De plus, la simulation forme des hydrométéores de tailles

trop importantes en basses couches. Malgré ces disparités, un étalement des réflectivités est présent en altitude sur les CFAD (dans les observations et dans la simulation) qui montre que le phénomène de diffusion de vapeur est prépondérant.

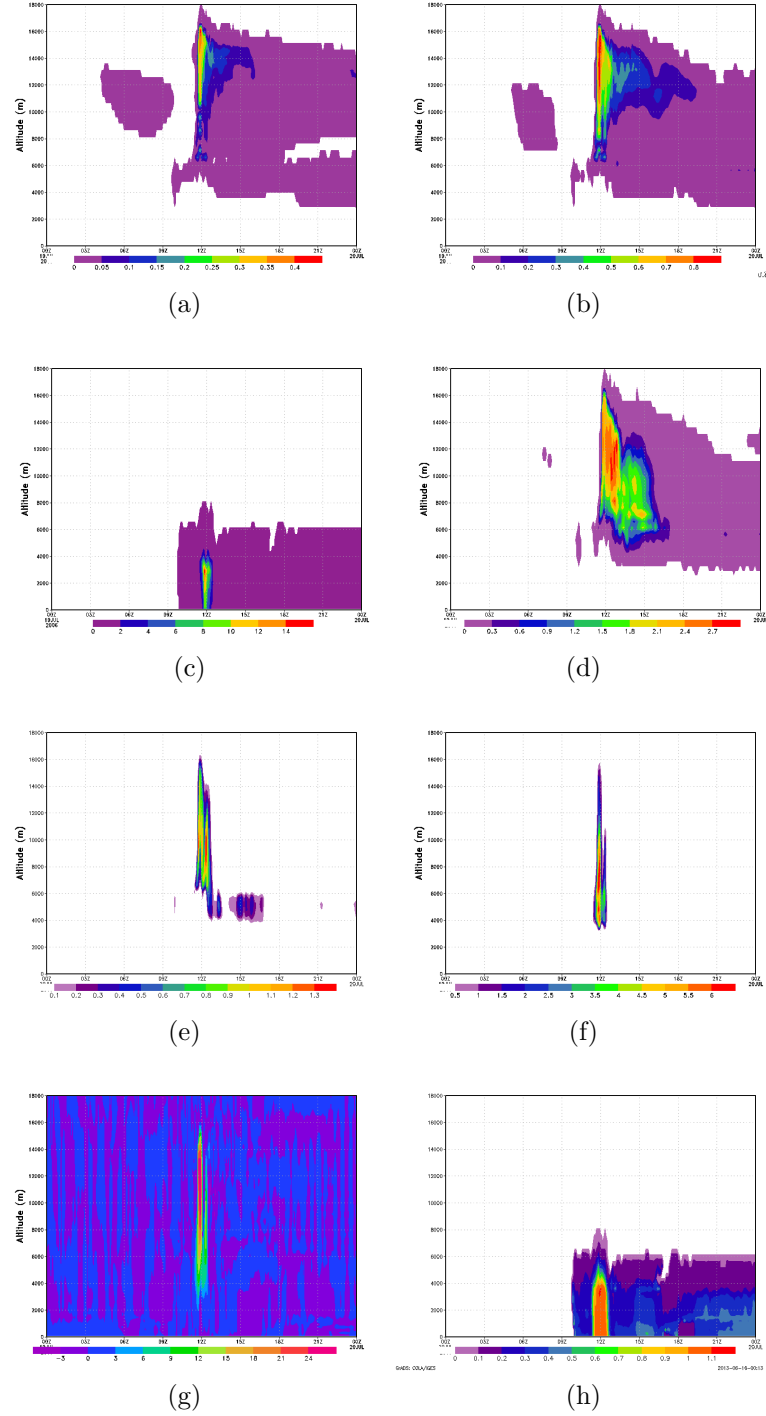


FIGURE 17 – Evolution temporelle des rapports de mélange (g.kg^{-1}) des différents hydrométéores au point $[14.6^\circ\text{N}, 2.5^\circ\text{E}]$ le 19 juillet 2006 : a) Pristine ; b) Neige ; c) Pluie ; d) Agrégat ; e) Graupel ; f) Grêle ; g) Vitesse verticale W ; h) Diamètre des gouttes d'eau (en mm).

Conclusions et perspectives

L'étude réalisée lors de ce stage s'est portée sur le cas typique d'un MCS passant au dessus de Niamey le 19 juillet 2006 durant la campagne AMMA. Tout d'abord, les objectifs de ce stage étaient de comparer des observations avec les simulations afin de comprendre et d'interpréter les mesures de télédétection actives ou passives disponibles et d'en extraire des signatures macro et microphysiques. En ce qui concerne les observations, une classification des régimes stratiformes et convectifs a été effectuée par la méthode de Steiner *et al.* (1995). Elle a montré certaines limites en la comparant au radar vertical en bande W où la partie cirriforme n'est pas représentée. De plus, en utilisant les données SEVIRI, on a tracé la $BT_{D_{8,7\mu m-12\mu m}}$ en fonction des $BT_{12\mu m}$ en classant chaque partie du MCS par des seuils de $BT_{12\mu m}$. Cette étude a permis de mettre en évidence les variations de tailles des hydrométéores qui compose chaque partie du MCS. De plus, on a ajouté à cette étude une analyse du radar en bande W à la verticale de Niamey (où le MCS passe), ce qui a permis de suivre l'évolution du système au cours du temps et de vérifier la classification de chaque régime par seuil de $BT_{12\mu m}$. Une partie de la zone stratiforme est considérée comme cirriforme par la méthode à seuil et une importante atténuation est présente dans la partie stratiforme. Il a été conclu que cette atténuation serait dû à une zone de transition entre la partie convective et stratiforme. Une analyse statistique de la variation temporelle des densités de probabilité du champ $BT_{12\mu m}$ a permis (avec l'utilisation d'un seuil à 240K), d'observer la dissipation du système qui a une pente de $7,6K.h^{-1}$. Appliquée à la simulation, la pente de la dissipation est de $6,5K.h^{-1}$ ce qui représente un écart de 15,5% par rapport à celle observée et met en évidence des cycles de vie cohérents.

En ce qui concerne la modélisation, trois grilles imbriquées ont été utilisées (avec des résolutions de 25km, 5km et 1km), ce qui a permis d'étudier différentes caractéristiques (macro et microphysique) du MCS. La dynamique du système a été validée par le bon positionnement et par la présence des flux qui composent la MAO. Les données initiales ont été comparées avec un radiosondage, ce qui a mis en évidence une sous-estimation de l'humidité relative en basse couche et une surestimation en haute altitude. Cela provoque un retard dans la formation du système et une importante couverture nuageuse. A la suite de ce constat, une cold pool a été introduite afin d'améliorer la modélisation du système. On a retrouvé une arche représentant les différentes parties du MCS en analysant les $BT_{D_{8,7\mu m-12\mu m}}$ en fonction des $BT_{12\mu m}$. On a pu observer une épaisseur optique importante et la présence de petites particules. Enfin, la comparaison des profils verticaux mesurés par le radar en bande W avec ceux simulés a mis en évidence les différences entre le modèle et les observations au niveau microphysique. Il y a un nuage en basse couche qui n'est pas présent sur les observations. On a déterminé de manière précise la composition des différentes parties du système en confrontant les signatures radar au rapport de mélange de chaque hydrométéore. L'étude des CFAD dans la partie stratiforme a mis en évidence la présence de gros hydrométéores en basses couches formés par givrage et la difficulté qu'a le modèle à représenter l'évolution en tailles et de la phase des hydrométéores au niveau de la couche de fusion. Par contre, le modèle simule bien la formation par diffusion de vapeur où nous retrouvons sa trace en altitude.

Il serait intéressant d'effectuer des analyses statistiques sur une longue période afin d'observer les variations des pentes de dissipation du système. De plus une amélioration du modèle est nécessaire en ce qui concerne la simulation du niveau de fonte et de la formation par givrage qui est trop importante.

Bibliographie

- M. I. BIGGERSTAFF et R. A. HOUZE JR : Kinematic and precipitation structure of the 10-11 june 1985 squall line. *Monthly Weather Review*, 119(12):3034–3065, 1991.
- S. J. COOPER, T. S. L'ECUYER, P. GABRIEL, A. J. BARAN et G. L. STEPHENS : Performance assessment of a five-channel estimation-based ice cloud retrieval scheme for use over the global oceans. *Journal of Geophysical Research D : Atmospheres*, 112(4), 2007.
- W. R. COTTON, R. A. PIELKE SR., R. L. WALKO, G. E. LISTON, C. J. TREMBACK, H. JIANG, R. L. MCANALLY, J. Y. HARRINGTON, M. E. NICHOLLS, G. G. CARRIO et J. P. MCFADDEN : Rams 2001 : Current status and future directions. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 82(1-4):5–29, 2003.
- P. DUBUISSON, V. GIRAUD, O. CHOMETTE, H. CHEPFER et J. PELON : Fast radiative transfer modeling for infrared imaging radiometry. *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*, 95(2):201–220, 2005.
- A. H. FINK et A. REINER : Spatiotemporal variability of the relation between african easterly waves and west african squall lines in 1998 and 1999. *Journal of Geophysical Research D : Atmospheres*, 108(11):ACL 5–1 – ACL 5–17, 2003.
- T.S. GLICKMAN : *Glossary of meteorology*. American Meteorological Society, 2000.
- M. GOSSET et H. SAUVAGEOT : A dual-wavelength radar method for ice-water characterization in mixed-phase clouds. *Journal of Atmospheric et Oceanic Technology*, 9(5):538–547, 1992.
- R. A. HOUZE JR. : Mesoscale convective systems. *Reviews of Geophysics*, 42(4):1–43, 2004.
- M. KAJIKAWA : Measurement of falling velocity of individual snow crystals. *J. Meteor. Soc. Jap.*, 50:577–583, 1972.
- G. N. KILADIS, C. D. THORNCROFT et N. M. J. HALL : Three-dimensional structure and dynamics of african easterly waves. part i : Observations. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 63(9):2212–2230, 2006.
- J. . LAFORE, C. FLAMANT, V. GIRAUD, F. GUICHARD, P. KNIPPERTZ, J. . MAHFOUF, P. MASCART et E. R. WILLIAMS : Introduction to the amma special issue on 'advances in understanding atmospheric processes over west africa through the amma field campaign'. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 136(SUPPL. 1):2–7, 2010.
- J. . LAFORE et M. W. MONCRIEFF : A numerical investigation of the organization and interaction of the convective and stratiform regions of tropical squall lines. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 46(4):521–544, 1989.
- L. LE BARBÉ, T. LEBEL et D. TAPSOBA : Rainfall variability in west africa during the years 1950-90. *Journal of Climate*, 15(2):187–202, 2002.
- T. LEBEL, A. DIEDHIOU et H. LAURENT : Seasonal cycle and interannual variability of the Sahelian rainfall at hydrological scales. *Journal of Geophysical Research D : Atmospheres*, 108(8):CIP 14–1 – CIP 14–11, 2003.
- V. MATHON et H. LAURENT : Life cycle of sahelian mesoscale convective cloud systems. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 127(572):377–406, 2001.
- V. MATHON, H. LAURENT et T. LEBEL : Mesoscale convective system rainfall in the sahel. *Journal of Applied Meteorology*, 41(11):1081–1092, 2002.
- G. PENIDE, V. GIRAUD, D. BOUNIOL, P. DUBUISSON, C. DUROURE, A. PROTAT et S. CAUTENET : *Numerical simulation of the 7 to 9 September 2006 AMMA mesoscale convective system : Evaluation of the dynamics and cloud microphysics using synthetic observations*. Thèse de doctorat, Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand, France, 2010.
- P. PEYRILLÉ, J. . LAFORE et J. . REDELSPERGER : An idealized two-dimensional framework to study the west african monsoon. part i : Validation and key controlling factors. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 64(8):2765–2782, 2007.
- Ph. PEYRILLÉ : *Etude idealise de la mousson de l'Afrique de l'Ouest à partir d'un modèle numérique bidimensionnel*. Thèse de doctorat, Université Paul Sabatier, Toulouse, France, 2006.
- H. R. PRUPPACHER et J. D. KLETT : *Microphysics of clouds and precipitation*. Atmospheric and oceanographic sciences library. Kluwer Academic Publishers, 1997.
- C.S. RAMAGE : Monsoon meteorology. *New York and London : Academic*, 1971.
- M. STEINER, R. A. HOUZE JR et S. E. YUTER : Climatological characterization of three-dimensional storm structure from operational radar and rain gauge data. *Journal of Applied Meteorology*, 34(9):1978–2007, 1995.
- C. D. THORNCROFT et M. BLACKBURN : Maintenance of the african easterly jet. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 125(555):763–786, 1999.
- S. E. YUTER et R. A. HOUZE JR. : 3-dimensional kinematic and microphysical evolution of florida cumulonimbus : 2 frequency-distributions of vertical velocity, reflectivity, and differential reflectivity. *Mon. Weather Rev.*, (123):1941–1963, 1995.