

THÈSE

Pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ GRENOBLE ALPES

Spécialité : **Océan, Atmosphère, Hydrologie (CEOAH)**

Arrêté ministériel : 25 mai 2016

Présentée par

Frédéric Cazenave

préparée au sein de

l'Institut des Géosciences de l'Environnement

dans **l'École Doctorale Terre Univers Environnement**

Variabilité et structure des précipitations au Sahel, apport des radars météorologiques et des réseaux hertziens commerciaux.

Thèse soutenue publiquement le **3 décembre 2020**,
devant le jury composé de :

Mr. Alfons Schwarzenboeck

Professeur à Université Blaise Pascal de Clermont-Ferrand, Président

Mr. Alexis Berne

Professeur Associé à l'EPFL (Suisse), Rapporteur

Mr. Remko Uijlenhoet

Professeur à Université de Wageningen (Pays Bas), Rapporteur

Mme Françoise Guichard

Chargée de Recherche CNRS au CNRM, Examinatrice

Mr. Abou Amani

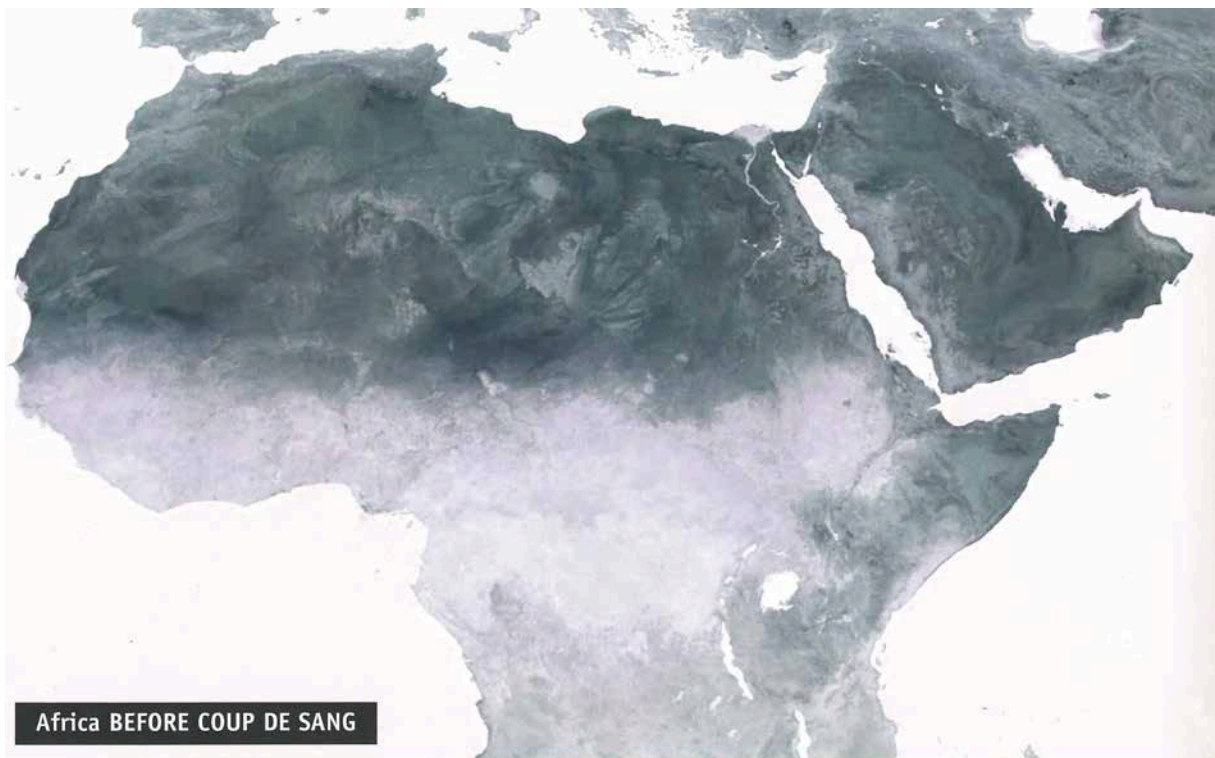
Docteur en sciences à l'UNESCO, Examineur

Mme Sandrine Anquetin

Directrice de Recherche CNRS à l'IGE, Référente Scientifique







Extrait de l'ouvrage " La couleur de l'air " d'Enki Bilal © Casterman
Avec l'aimable autorisation de l'auteur et des Éditions Casterman

Remerciements

Me voici au terme de la rédaction de ce mémoire. Je n'aurai pas pu réaliser ce travail sans la bienveillance et les encouragements de nombreuses personnes autour de moi. Je ne pourrai pas en quelques lignes tous vous citer, mais sachez que votre soutien a été pour moi d'une grande importance. Je vous en remercie grandement tous.

En premier lieu, je souhaite exprimer toute ma gratitude et mon affection à Sandrine Anquetin qui a accepté d'être la référente scientifique de cette thèse en VAE. Son expertise précieuse, son soutien inestimable, sa gentillesse et son écoute m'ont permis d'aller au bout de ce projet et d'améliorer considérablement la qualité de ce travail. Je souhaite également la remercier pour la confiance qu'elle m'a témoignée en me proposant la direction du Service Technique du LTHE en juillet 2014.

Je souhaite exprimer à Thierry Lebel toute ma reconnaissance et mon amitié. Thierry m'a recruté à l'ORSTOM en 1989 comme volontaire internationale en charge du radar météorologique de l'aéroport de Niamey lors de l'expérience EPSAT-Niger. Il a nourri durant de nombreuses années mon activité et il m'a offert de nombreuses opportunités de développement professionnel.

L'essentiel de la rédaction de ce mémoire a été réalisé lorsque que j'étais en charge de l'animation et de l'encadrement de l'équipe « OSUG-B » du Service Technique de l'IGE. Durant ces 5 années, j'ai pris un grand plaisir à partager le quotidien de mes collègues en charge du développement instrumental, de l'acquisition des données et des analyses de laboratoire pour les équipes de recherche de l'IGE. Je profite de cet espace d'expression qui m'est offert pour remercier sincèrement Armand, Armelle, Baptiste, Bernard, Catherine, Céline, Christophe, Clovis, Davy, Erwan, Guilhem, Hélène, Henri, Hervé, Jean-Marc, Jean-Marie, Laure, Lucas, Marc, Romain, Stéphane, Valérie, Yoann ainsi qu'Olivier pour l'ensemble des moments que nous avons partagés et pour m'avoir permis de m'isoler régulièrement pour avancer dans mon exercice d'écriture.

Je souhaite également exprimer mes remerciements à l'ensemble de mes collègues du LTHE et de l'IGE et tout particulièrement à mon équipe de recherche HMCIS m'offrant, depuis près de 30 ans, un environnement intellectuel riche et un cadre convivial qui contribuent à mon épanouissement professionnel et personnel.

Que mes collègues, partenaires et amis en Afrique de l'Ouest, au Bénin, au Burkina Faso, en Côte d'Ivoire, au Mali et au Niger, trouvent ici l'expression de ma gratitude pour la richesse de nos échanges, la confiance et le respect que nous partageons, ciment de nos projets de recherche.

Je souhaite également remercier Richard Ney, ingénieur radariste au CETP-IPSL à Saint-Maur-des-Fosses et j'ai une pensée pour Gilbert Despaux, ingénieur radariste au Laboratoire d'Aérodynamique à Lannemezan, qui nous a quitté, aux cotés desquels j'ai découvert l'ingénierie radar.

Je tiens à exprimer ma reconnaissance envers Alexis Berne et Remko Uijlenhoet qui m'ont fait l'honneur de rapporter ce mémoire et aussi envers les membres du jury, Françoise Guichard,

Sandrine Anquetin, Alfons Schwarzenboeck et Abou Amani qui ont accepté d'évaluer mon travail. Qu'ils soient tous remerciés pour la pertinence de leurs questions et leurs remarques bienveillantes.

Je souhaite dédier ce manuscrit à Françoise Guichard, décédée deux jours après ma soutenance. Je m'associe pleinement à la douleur de Laurent et de ses proches, à qui je présente mes plus sincères condoléances. Ce fût un honneur et un privilège d'accueillir Françoise Guichard dans mon jury de thèse. Lors de son intervention, nous nous sommes remémorés notre rencontre à Djougou durant la saison des pluies 2006, lors d'un orage ayant produit quelques grêlons sur le radar Xport. Nous avons échangé sur la rareté de ces événements en Afrique de l'Ouest. Je garderai en mémoire le sourire et la gentillesse de Françoise.

Enfin, je n'aurai pas su trouver la motivation pour conduire à son terme ce projet de thèse sans le soutien indéfectible de ceux qui me portent et me supportent depuis de nombreuses années et que j'appelle ici mes quatre fantastiques : Emmanuelle mon épouse et Tom, Léanna et Louisia mes enfants.

TABLE DES MATIERES

PREAMBULE	10
INTRODUCTION	12
PARTIE I : ACQUISITION DE COMPETENCES AU FILS DU PARCOURS PROFESSIONNEL	15
1 - Parcours de formation	15
2 - Curriculum vitae	17
3 - Introduction	20
4 - Exploitation et maintenance du radar météorologique de l'expérience EPSAT-NIGER (1988-1993)	20
Contexte scientifique de l'expérience EPSAT-NIGER	20
Formation technique à l'exploitation et à la maintenance des radars météorologiques	22
Bilan des compétences acquises ou mobilisées	24
5 - XNT : le radar du LTHE – mémoire d'ingénieur CNAM	25
Contexte de l'étude	25
Bilan des compétences acquises ou mobilisées	28
6 - Xpolito : une formation par la pratique dans un des grands centres mondiaux sur l'étude des précipitations vues par radar météorologique	29
Bilan des compétences acquises ou mobilisées	31
7 - Xport : un outil de recherche pour caractériser la variabilité des précipitations.	32
Genèse de la conception du radar Xport	32
Bilan des compétences acquises ou mobilisées	37
8 - Expertises nationales et internationales	38
Bilan des compétences acquises ou mobilisées	39
9 - Coordination de campagnes d'observations	40
Période d'Observations Renforcées AMMA au Bénin (2005-2007)	40
Pré-campagne Mégha-Tropiques 2010 au Niger	40
Campagnes Mégha-Tropiques au Burkina Faso	42
Bilan des compétences acquises ou mobilisées	45
10 - Pilotage de projets scientifiques	46
Rain Cell Africa : estimer les précipitations à l'aide de la téléphonie mobile	46
Le projet Rain Cell app Bamako	49
Le projet Rain Cell app Ouaga	51
Organisation du 1 ^{er} Colloque Rain Cell Africa	52
Le trophée de la recherche publique Énergie Environnement Climat	53
Bilan des compétences acquises ou mobilisées	55
11 - Transferts de compétences	56
Bilan des compétences acquises ou mobilisées	58
12 - Animation scientifique et vulgarisation de la recherche	59
Ma thèse en 180 secondes au Burkina Faso	59
Conseiller scientifique du film « Rain Cell Africa : Signal d'Alerte »	60
Corner Cop 21	61
Bilan des compétences acquises ou mobilisées	61

13 - Direction Technique de laboratoire	62
Bilan des compétences acquises ou mobilisées	66
	66
PARTIE 2 : QUESTIONS DE RECHERCHE	67
Chapitre I : Introduction au climat d'Afrique de l'Ouest	69
I.1 - Circulation générale de l'atmosphère : les cellules de Hadley et de Walker	69
I.2 - La Mousson Ouest Africaine	71
Cycle saisonnier de la MOA	77
Variabilité interannuelle de la MOA	78
I.3 - Les précipitations en Afrique de l'Ouest	79
Variabilité interannuelle des précipitations	79
Introduction aux systèmes convectifs en AO	80
Climatologie des SCM	81
Cycle de vie des lignes de grains	82
Modèle conceptuel des lignes de grains	84
I.4 - Conclusion	86
Chapitre II : Principe de fonctionnement et équations du radar météorologique	87
II.1 - Le radar météorologique	87
II.2 - Principes de la mesure d'un radar pulsé	92
II.3 - Le facteur de réflectivité équivalent	94
La réflectivité radar	96
II.4 - L'équation radar	97
II.5 - La distribution granulométrique des gouttes de pluie	98
II.6 - Les moments de la DSD	102
II.7 - Les différentes sources d'erreur	103
Le volume d'échantillonnage	104
La bande brillante	105
La calibration	105
L'atténuation	106
Le choix de la relation Z-R	110
II.8 - Les radars polarimétriques	112
Les variables polarimétriques	113
La réflectivité différentielle	114
La phase différentielle	115
La phase différentielle spécifique	118
Le coefficient de corrélation	119
II.9 - Conclusion	119
Chapitre III : Estimer les précipitations au Sahel à l'aide d'un radar à fréquence atténuée	121
III.1 - Introduction	121
III.2 - Le jeu de données	121
Le radar météorologique du MIT	123
III.3 - Détermination des paramètres débiaisés de la relation Z-R pour quelques événements significatifs des campagnes AMMA 2006 et 2007 pour le radar du MIT.	126
Réduction du jeu de données	127
Classification des pixels radar	127
Traitement des données radar	127
Calcul de paramètres des lois ZR	129
Résultats et discussion	131
Conclusion	133
III.4 - Étude comparative des cumuls de précipitations mesurés à l'aide du radar Doppler du MIT et du réseau dense de pluviographes du degré carré de Niamey.	133
Analyse comparative des cumuls de précipitation au sol et radar	134
Stabilité du radar au cours de la saison des pluies 2006	135
Correction de l'atténuation des réflectivités radar	138
Détermination d'une relation ZR climatologique	141
Influence de la fluctuation du signal radar et de l'angle d'élévation de l'antenne	148

Intégration radiale et multi-sites	149
Validité de la méthode appliquée à différents événements	151
Comparaison des patterns de cumul horaire	153
Conclusions	155
III.5 - Conclusions du chapitre et perspectives	156
Chapitre IV : Utilisation des liens de télécommunication commerciaux pour l'estimation quantitative des pluies en zone peu instrumentée :	159
IV.1 - Introduction	159
IV.2 - Fondements théoriques	161
Détection de la ligne de base (A_{base})	162
De l'atténuation à l'intensité de la pluie (A_{rain})	165
Effet de la pluie sur les antennes (A_{wa})	170
Autres sources d'atténuation (A_{others})	173
IV.3 - Apport des réseaux de téléphonie mobile pour estimer les précipitations au sol : première étude en Afrique de l'Ouest.	176
Le dispositif de mesure	176
Discussion	177
Résumé des principaux résultats	178
IV.4 - Conclusion et perspectives	181
IV.5 - Article	183
Chapitre V : Structure verticale des hydrométéores au sein des systèmes convectifs de méso-échelle sahéliens	193
V.1 - Introduction	193
V.2 - Les campagnes de pré-validation et de validation Mégha-Tropiques	195
V.3 - Apports du radar polarimétrique bande X pour l'identification des hydrométéores au sein des systèmes précipitants sahéliens	197
V.4 - Synthèse des principaux résultats	199
V.5 - Conclusion et perspectives	202
V.6 - Article	203
Conclusion générale et perspectives	223
Bibliographie	233

Préambule

« La pluie tombe, toutes les maisons en banco succombent dans mon pays natal le Niger ». C'est par ces mots que débute le texte de la chanson « la pluie tombe » composée en 1990 par le rappeur nigérien Lakal Kaney. Ce texte résume la situation à laquelle est confrontée la population la plus vulnérable des pays du Sahel lors de forts événements pluvieux.

Dans les grandes villes du Sahel, où se concentre une population de plus en plus importante, sans réel développement de plan d'urbanisation, les fortes précipitations engendrent régulièrement des inondations dévastatrices tant sur le plan humain qu'économique.

En Afrique de l'Ouest la pluie est un élément naturel paradoxal. Dans cette région, l'agriculture pluviale est présente sur plus de 95 % des terres cultivées. La pluie est dès lors un facteur de développement essentiel. Lorsqu'elle tombe en quantité suffisante elle est synonyme d'essor, mais quand elle dépasse un certain seuil ou qu'elle se fait rare, cela peut s'avérer dévastateur, pour les populations et l'économie agricole. La variabilité des précipitations impacte les ressources en eau, les régimes hydrologiques, et les productions agricoles.

Les experts du GIEC s'accordent à dire que ce sont bien les régions économiquement pauvres telles que l'Afrique, et particulièrement l'Afrique de l'Ouest, qui subiront le plus fortement les conséquences des changements climatiques du fait de la grande vulnérabilité de leur population (Barros et al. 2014; Niang et al. 2014). L'Afrique subsaharienne est marquée par une variabilité accrue de la pluviométrie, une augmentation de la température et vraisemblablement par un accroissement de la fréquence et de l'ampleur des phénomènes météorologiques extrêmes, comme les sécheresses, les inondations ou les coups de vent violents. Depuis 35 ans, l'occurrence des événements de précipitations extrêmes a triplé (Taylor et al. 2017a; Panthou et al. 2018). Associé à du déboisement à usage domestique (Descroix et al. 2018), il en résulte un accroissement significatif des cas d'inondation qui engendre de nombreuses victimes et entraîne la destruction des biens et des habitats dans les villes et les campagnes. Ces phénomènes favorisent également l'érosion des sols qui conduit à une baisse significative des rendements agricoles.

D'ici 2050, la population de l'Afrique subsaharienne devrait avoisiner les 2 milliards d'habitants, un chiffre qui s'élèvera à près de 4 milliards d'ici 2100 (Département des affaires économiques et sociales de l'ONU 2013).

Il est essentiel et urgent, aujourd'hui, de quantifier avec précision les précipitations à des échelles spatiales et temporelles adaptées afin de mieux appréhender et anticiper les conséquences des événements extrêmes et tenter de réduire leur impact sur ces régions du monde extrêmement vulnérables.

Introduction

Ma première rencontre avec le milieu scientifique s'est produite à l'automne 1988 au laboratoire d'hydrologie de l'ORSTOM à Montpellier. Je venais d'obtenir un poste de Volontaire International en Afrique sub-saharienne pour participer à l'expérience EPSAT-Niger en tant que responsable technique d'un radar météorologique. Ce poste sera décisif pour la suite de mon parcours professionnel qui s'est construit principalement sur **l'étude des pluies africaines et le développement de radars météorologiques** comme moyen d'observation.

Au fil des années, par le biais de formations continues, d'apprentissages auprès de mes pairs et de prises de responsabilités, le champ de mes compétences a évolué et j'ai exercé plusieurs activités en lien avec la thématique scientifique de mon équipe de recherche HMCIS (HydroMétéorologie, Climat et Interactions avec les Sociétés) et/ou de mon laboratoire, l'Institut des Géosciences et de l'Environnement (IGE), anciennement Laboratoire d'étude des Transferts en Hydrologie et Environnement (LTHE). J'ai conçu tout ou partie de 3 radars de recherche, j'ai coordonné des sites d'observations instrumentés en Afrique de l'Ouest, j'ai développé des axes de recherche en hydrométéorologie et j'ai également encadré et animé l'équipe technique en appui aux équipes de recherche du laboratoire.

Ces multiples activités m'ont conduit à plusieurs reprises à séjourner durablement auprès de mes partenaires des pays du Sud et du Nord. Je suis parti en affectation en Afrique de l'Ouest, au cours de 4 séjours pour une durée cumulée de plus de 11 années et j'ai également rejoint durant deux ans l'équipe de l'Observatoire radar de l'Université McGill à Montréal. La Figure 1 résume les principales activités qui ont structuré mon parcours professionnel au cours de mes différentes affectations.

Mon parcours a été régulièrement associé à celui de Marielle Gosset, chargée de recherche en hydrologie radar, sur la période 1995 à 2018. Nous avons été recrutés simultanément par l'IRD, en mai 1995, en vue de renforcer le groupe « hydrologie radar » au LTHE. En 2007, Marielle Gosset a quitté le LTHE pour rejoindre le laboratoire GET à Toulouse. Notre collaboration scientifique s'est poursuivie durant plusieurs années et nous avons partagé le leadership de plusieurs projets.

La première partie de ce document est consacrée à la présentation de mes activités liées à ma participation à des programmes ou des projets de recherche :

- l'ingénierie radar ;
- le montage et la gestion de projets scientifiques ;
- le développement du partenariat au nord et au sud ;
- la direction et la coordination de l'équipe technique du laboratoire.

Ces actions ayant eu lieu tout au long de ma carrière, le contexte scientifique du moment est précisé pour faciliter la compréhension des choix et des orientations que j'ai pris. Pour chacune de ces activités, les compétences développées et mobilisées sont mises en regards des six blocs de compétences inscrits dans l'arrêté du 22 février 2019 (NOR : ESRS1901898A, JORF n°0055 du 6 mars 2019) définissant les compétences des diplômés du doctorat et inscrivant le doctorat au répertoire national de la certification professionnelle :

- Conception et élaboration d'une démarche de recherche et développement, d'études et prospective ;
- Mise en œuvre d'une démarche de recherche et développement, d'études et prospective ;
- Valorisation et transfert des résultats d'une démarche recherche et développement d'études et prospective ;
- Veille scientifique et technologique à l'échelle internationale ;
- Formation et diffusion de la culture scientifique et technique ;
- Encadrement d'équipes dédiées à des activités de recherche et développement, d'études et prospective.

Dans une seconde partie sont présentés mes trois principaux travaux de recherches en hydrométéorologie concernant :

- l'estimation des précipitations (Quantitative Precipitation Estimation, QPE) par un radar conventionnel Bande C lors de la campagne AMMA-CATCH ;
- l'identification des hydrométéores au sein des systèmes précipitants sahéliens à partir des acquisitions du radar Xport au cours de la campagne Mégha-Tropiques.
- la description d'une méthode innovante d'estimation des précipitations à l'aide des réseaux de téléphonie mobile, Rain Cell Africa;

Tout au long du document, les références aux articles scientifiques et aux présentations lors de conférences ou de colloques pour lesquels j'ai contribué sont soulignées.

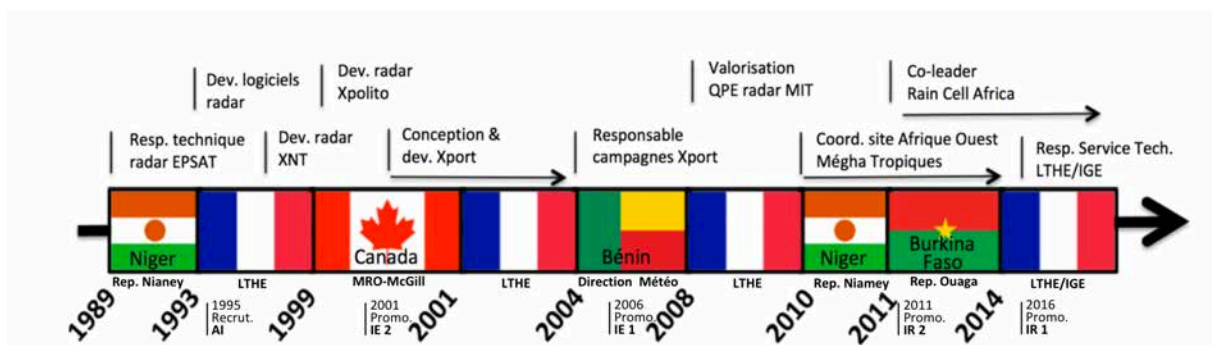


Figure 1 : Frise chronologique de mes principales activités au cours mes affectations.

Partie I : Acquisition de compétences au fil du parcours professionnel

1 - Parcours de formation

Formation initiale

Titulaire d'un baccalauréat en électronique délivré en 1986, j'ai obtenu en 1988 un Brevet de Technicien Supérieur en Informatique Industrielle. J'ai complété ma formation l'année suivante par la préparation d'un Diplôme Universitaire de Technologie en Génie Électrique et Informatique Industrielle option Électronique obtenu en année spéciale à l'IUT de Montpellier.

Formation continue

En 1994, après 5 années d'activités professionnelles, j'ai souhaité approfondir mes savoirs en préparant un Diplôme d'Études Supérieures Techniques (DEST), diplôme de niveau III, en informatique décerné par le centre du CNAM à Grenoble. En 1996, le DEST validé, j'ai poursuivi ma formation en vue de l'obtention d'un titre d'ingénieur en Informatique, dont le mémoire de travaux a été soutenu en juin 1998. Au cours de ma formation d'ingénieur, j'ai rédigé et présenté un rapport probatoire portant sur « les patterns orientés objet » et mon mémoire d'ingénieur est intitulé « Logiciel pilote d'un radar météorologique bande X » portant sur le développement du radar XNT.

Formation personnelle hors contexte professionnel (culturelles, artistiques, sportives) :

Joueur de rugby occasionnel, j'ai rejoint le Ouaga Rugby Club au printemps 2011 lors de mon affectation au Burkina Faso. L'année suivante, suite au renouvellement du bureau de la présidence de la Fédération Burkinabé de Rugby, j'ai proposé mes services pour accompagner le développement dans le pays de ce sport aux très hautes qualités éducatives.

J'ai travaillé avec la fédération burkinabé, pour l'équipe nationale, à la recherche de sponsors en sollicitant les grandes entreprises implantées dans le pays. J'ai participé à l'organisation de plusieurs événements internationaux : tournoi à XV de 2^{ème} division de la Confédération Africaine de Rugby (CAR) en 2013 à Ouagadougou, tournoi à VII de 2^{ème} division de la CAR en 2014, Rencontre internationale amicale Burkina Faso – Côte d'Ivoire en Février 2014. Durant 2 ans, j'ai été également l'entraîneur « physique » de l'équipe nationale du Burkina Faso¹.

¹ <https://fr.wikipedia.org/wiki/ÉquipeduBurkinaFasoderugbyàXV>

En 2014, j'ai initié la mise en place d'écoles de rugby pour les enfants de Ouagadougou. Dans le cadre d'un jumelage entre la ville de Grenoble et de Ouagadougou, j'ai sollicité des financements en vue de la création des structures d'accueil pour permettre aux enfants de se former et de pratiquer ce sport. Cette initiative a été reprise par l'association Grenoble-Gounghin et permet aujourd'hui à plusieurs centaines d'enfants des écoles de quartier de pratiquer le rugby, encadrés par des formateurs issus des clubs Ouagalais.

L'organisation d'événement sportif d'envergure est très similaire à l'organisation de campagne de mesures ou à la gestion de projets scientifiques ou techniques. Cela nécessite de l'organisation, de la planification pour mener à bien toutes les tâches qui bien souvent doivent être conduites en parallèle. Il est important de pouvoir compter sur un bon réseau relationnel pour faciliter les prises de contact et gagner rapidement la confiance de ses interlocuteurs.

Mon poste d'entraîneur « physique » de l'équipe nationale m'a permis d'aborder de façon naturelle et en autodidacte différentes facettes du management. Face à 35 rugbymen de haut niveau, le management doit être savamment dosé afin de gagner le respect et l'adhésion du groupe. Il faut faire preuve de persuasion pour amener le groupe à fournir plus d'efforts. Il est important de participer aux activités pour montrer que les objectifs sont atteignables. Il faut savoir déléguer une partie de l'entraînement à des leaders naturels, et si besoin être un peu directif pour maintenir un peu de discipline et demander d'aller plus loin.

Le projet des écoles de rugby à Ouagadougou m'a conduit à rencontrer différents acteurs politiques Grenoblois et Ouagalais lors de ses phases de construction. J'ai rédigé les propositions d'actions que nous souhaitions mettre en place, évalué les besoins financiers du projet ainsi que ses forces et ses faiblesses.

Que ce soit pour obtenir le financement d'une démarche à destination des enfants des quartiers ou pour répondre à des questions scientifiques à travers l'écriture d'un projet de recherche, la démarche est très similaire et s'appuie sur des qualités d'organisation, de structuration et de rigueur.

2 - Curriculum vitae

Frédéric Cazenave, Ingénieur de Recherche IRD (Grade IR1)

UMR IGE (UGA / IRD / CNRS / G-INP)

Domaine de compétences scientifiques

Mesure de la pluviométrie par télédétection au sol et étude de la microphysique des systèmes précipitants par radar météorologique

Domaine de compétences opérationnelles

Responsable et animation d'équipe technique

Responsable et animation de projets scientifiques et de sites instrumentés

Gestion de projets de développement instrumental

Expériences professionnelles

Depuis sept 2015 **Responsable du Service Technique** du LTHE puis de l'IGE, animation et encadrement d'une équipe de 15 ingénieurs et techniciens

Depuis 2013 **Co-responsable des projets Rain Cell Africa** sur l'estimation des précipitations à l'aide des réseaux de télécommunication mobile (Burkina Faso, Mali). Projets financés par le Banque Mondiale

Depuis 2010 **Travaux de recherche** sur la microphysique des systèmes précipitants sahéliens pour la validation du satellite Mégha Tropiques et sur la caractérisation des pluies en Afrique de l'Ouest à l'aide des réseaux de téléphonie mobile

2010 - 2014 **Coordinateur du Super Site de Validation** du satellite Mégha Tropiques en Afrique de l'Ouest, Niger et Burkina Faso, **Responsable technique** du radar Xport

2008 -2010 **Travaux de recherche** sur l'estimation quantitative des précipitations à l'aide d'un radar météorologique

Depuis 2004 **Responsable technique** du radar Xport durant la SOP AMMA (2004-2007) au Bénin et les campagnes CalVal Mégha Tropiques (2010-2012), Niger et Burkina Faso

- 2000-2004 **Chef de projet, concepteur et développeur du radar Xport** de l'IRD, Université McGill Montréal, Canada puis à partir de sept. 2001 au LTHE à Grenoble
- 1993-1999 **Développeur du prototype Xpolito, radar polarimétrique**, à l'Université McGill Montréal, Canada
- 1996-1998 **Concepteur et Développeur de l'évolution technique du radar XNT** au LTHE à Grenoble
- 1993-1999 **Développeur logiciel** pour le traitement des données radar du programme EPSAT, au LTHE à Grenoble
- 1990-1993 **Technicien responsable des acquisitions radar** des campagnes EPSAT et HAPEX, au Niger

Formation

- Diplôme d'Ingénieur du CNAM spécialité Informatique, Grenoble 1998
- DEST en Informatique industrielle, Grenoble 1996
- DUT Génie Électrique et Informatique Industrielle, Montpellier 1989
- BTS Informatique Industrielle, Montpellier 1988
- Baccalauréat F2 (option électronique) Perpignan, 1986

Compétences

Management d'équipe technique

- Animation d'équipe
- Gestion RH (recrutement, entretien annuel, suivi des carrières)
- Suivi de projets instrumentaux
- Interaction avec les équipes scientifiques et direction

Ingénierie instrumentale et logicielle

- Élaboration de cahier des charges
- Conception et développement de radar météorologique
- Recherche de financements

Gestion de projet

- Recrutement et encadrement de personnel (formation, supervision)
- Animation d'équipe
- Planification des besoins et ressources
- Recherche de financements

Coordination de campagnes de mesures

Interface entre des équipes pluridisciplinaires et internationales
Obtention des autorisations de recherche auprès des autorités locales
Planification des missions et organisation de la logistique de terrain et du matériel

Animation de partenariat scientifique

Animation de réseau, de réunions interinstitutionnelles
Rédaction et suivi des conventions de recherche

Expertises et Enseignements

Plusieurs missions d'expertise et de conseil pour l'IRD auprès des partenaires du Sud et du Nord (IAG Université de Sao Paulo, MRO McGill, CETP Paris, appui MIT)
Enseignements et séminaires (Université Joseph Fourier et EnsE3 à Grenoble, Université Abomey Calavi, IUT Lokossa Bénin, UFR SEA Université de Ouagadougou)
Encadrement de stages et de PFE

Administration de la recherche

Membre élu de la Commission Scientifique Sectorielle n°1 de l'IRD (2001-2003)
Membre suppléant nommé de la CAP des IE (depuis 2009)
Membre élu du collège des ITA au conseil de laboratoire du LTHE (2009-2010)
Membre élu du collège des ITA au Conseil de l'OSUG (depuis 2017)

Intérimaire de Représentant de l'IRD

oct. 2010 – juin 2011 Représentation du Niger
oct. 2012 – juillet 2015 Représentation du Burkina Faso
Collaboration avec les services de l'ambassade de France
Gestion des affaires courantes des centres IRD
Mise en place des missions de terrain sécurisées au Niger (2010)
Gestion de la crise sécuritaire au Niger (2011)

3 - Introduction

Mon parcours professionnel est structuré autour du radar météorologique, outil de télédétection au sol de la pluie. Chargé de maintenance et d'exploitation de l'instrument dans un premier temps lors de l'expérience EPSAT-Niger (Lebel 1991), l'évolution de mes compétences au fil du temps m'a conduit à proposer la réalisation de différentes parties de cet outil complexe, jusqu'à la conception et le développement d'un radar novateur, Xport, qui sera mis en œuvre lors de différentes campagnes de recherche internationales.

Le radar météorologique est un outil extrêmement précieux pour les sciences de l'hydrologie et la compréhension des processus internes au sein des systèmes précipitants. Il permet un suivi spatial et temporel des masses nuageuses et des précipitations associées ainsi que l'exploration tridimensionnelle de leurs structures. Il apporte une information quantitative sur les cumuls de pluie qui peut être assimilée par différents modèles hydrologiques, de croissance agricole ou météorologiques.

Le radar météorologique est un outil à la technicité complexe qui nécessite des compétences multiples en électronique hyperfréquence, en électronique numérique et analogique, en électrotechnique, en mécanique et également en informatique. Les ingénieurs radaristes, travaillant au sein d'équipe de recherche, doivent donc être capables d'intervenir sur tout ou partie de ces domaines pour assurer le fonctionnement optimal de l'instrument.

Dans les paragraphes qui suivent, je vous présente mon parcours de radariste et le contexte scientifique du moment qui l'a guidé.

4 - Exploitation et maintenance du radar météorologique de l'expérience EPSAT-NIGER (1988-1993)

Mes premiers travaux avec un radar météorologique ont été réalisés pour les besoins de l'expérience EPSAT-NIGER (Hoepffner et al. 1989; Lebel et al. 1992). Durant 4 ans, de 1990 à 1993, j'ai eu en charge l'exploitation et la maintenance du radar météorologique de la Direction National de Météorologie du Niger installé sur la tour de contrôle de l'aéroport de Niamey.

Contexte scientifique de l'expérience EPSAT-NIGER

En 1988, lorsque l'expérience EPSAT-Niger débute, l'Afrique de l'ouest et, principalement la zone soudano-sahélienne, subit depuis 20 ans une phase de sécheresse intense. Une grande variabilité temporelle des précipitations affecte à la fois la date de

démarrage de la saison des pluies et sa durée ainsi que l'espacement entre les événements précipitants. La région souffre d'un déficit d'études scientifiques sur sa pluviométrie et il n'existe que très peu de publications qui permettent de documenter les échelles spatiales et temporelles plus fines (quelques dizaines de milliers de kilomètres carrés et des pas de temps infra-saisonnier, événementiel ou horaire) (Hoepffner et al. 1989). Les réseaux de mesures dans la sous-région ne permettent pas de fournir les observations nécessaires pour documenter ces échelles. D'un point de vue spatial, les réseaux synoptiques régionaux ont permis de mettre en évidence une décroissance de la répartition latitudinale des cumuls précipités saisonniers du sud vers le nord mais ne sont pas suffisamment denses pour fournir des informations à méso-échelle.

Deux principaux objectifs scientifiques ont guidé l'expérience EPSAT-Niger : caractériser les précipitations au Sahel à des échelles spatiales de l'ordre de quelques kilomètres et à des pas de temps du cumul sur 5 minutes ou horaire ; fournir une « vérité » terrain capable de servir de jeu de validation aux études d'estimation des précipitations par satellite. Pour documenter les précipitations de la région, un dispositif instrumental important est déployé (Figure 2). A l'initiative de Thierry Lebel, chercheur au Laboratoire d'hydrologie de l'ORSTOM et responsable scientifique de l'expérience EPSAT-Niger, un réseau dense de pluviomètres à auget est installé sur le degré carré de Niamey. Il est composé d'une centaine d'appareils, sur une surface de 16 000km² (Lebel 1991; Lebel et al. 1992). L'équipe du Professeur Sauvageot du Laboratoire d'Aérodologie (LA) de Lannemezan modernise le radar météorologique simple polarisation Bande C de la météorologie nationale du Niger. L'instrument est équipé d'un système d'acquisition numérique et de visualisation des données radar dénommé SANAGA (Système d'Acquisition Numérique pour l'Analyse des Grains Africains) (Sauvageot and Despaux 1989).

Ce radar, une fois rénové par l'équipe technique du LA, permet l'acquisition d'images tridimensionnelles des systèmes précipitants. Les radiales sont échantillonnées sur des portes de quelques centaines de mètres de profondeur (500 ou 750m) avec une revisite de quelques minutes (de l'ordre de 5 minutes). Il fournit des données de réflectivité (puissance rétrodiffusée par les gouttes de pluie) qui, après traitement, sont converties en données quantitatives de précipitation. La portée hydrologique du radar est restreinte à 80 kilomètres, afin de limiter les effets d'atténuation du signal par les précipitations intenses. Ainsi le radar couvre une surface de 40 000km² autour de son site d'installation, à l'aéroport de Niamey.

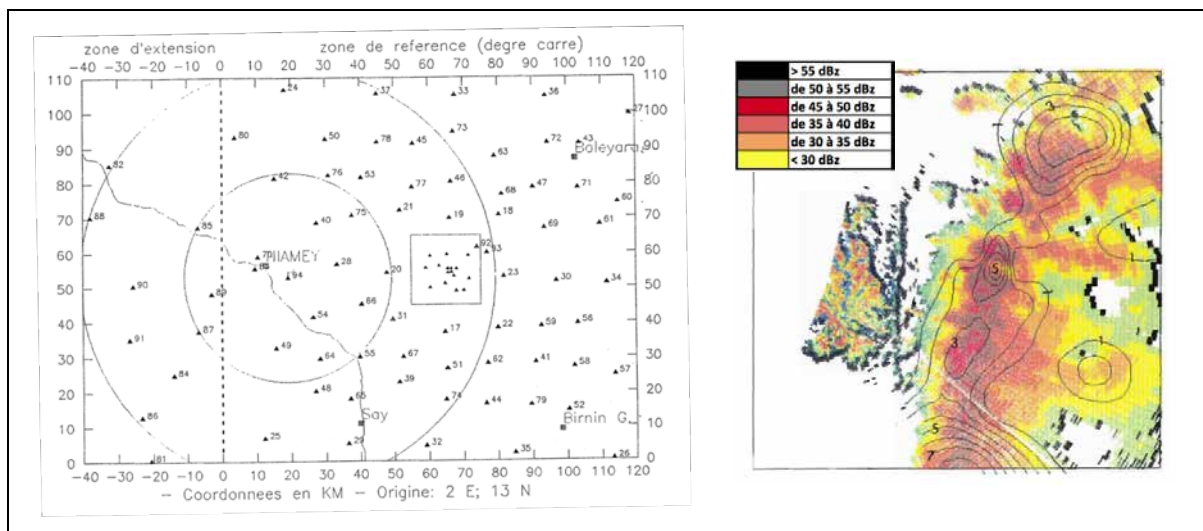


Figure 2 : A gauche le réseau dense de pluviographes distribué sur le degré carré de Niamey, zone d'étude de l'expérience EPSAT-Niger en 1990. A droite l'image radar de la ligne de grain du 27 juillet 1990 à 10h30 à laquelle a été superposées les isohyètes du cumul de précipitations en 5 minutes, obtenues à partir du réseau de pluviographes.

Formation technique à l'exploitation et à la maintenance des radars météorologiques

En novembre 1989, j'ai intégré durant 4 mois le laboratoire d'hydrologie de l'ORSTOM à Montpellier afin d'acquérir les compétences nécessaires à l'exploitation et à la maintenance d'un radar météorologique. Issu de filières universitaires en électronique et informatique industrielle, l'instrument m'était parfaitement inconnu et bien que lors de ma formation initiale, la propagation des ondes hyperfréquences ait été abordée, cela était resté sur un plan très théorique.

Ma formation a débuté par un séjour de 4 jours à la direction technique de Météo France à Trappes. Les ingénieurs en charge du développement des systèmes d'acquisition et de maintenance des radars météorologiques du réseau français ARAMIS (Application Radar à la Météorologie Infra-Synoptique) m'ont initié à la mesure radar et à la maintenance préventive de ces équipements. Par la suite, à l'École de la Météorologie Nationale à Toulouse, j'ai participé durant 3 jours aux travaux pratiques des élèves ingénieurs. Puis, j'ai complété ma formation aux côtés de Gilbert Despaux, ingénieur radariste, sur le site expérimental du Laboratoire d'Aérodologie de Lannemezan. Ce dernier venait de réaliser la numérisation du radar bande C de Niamey et connaissait parfaitement l'instrument sur lequel je devais travailler au cours des 4 années suivantes. Durant deux semaines, il m'a fait partager sa grande expérience sur les radars de recherche, acquise en manipulant différents types d'instrument radar. Il m'a également formé à la manipulation et à la maintenance de la chaîne d'acquisition SANAGA qu'il avait développé spécifiquement dans le cadre du projet EPSAT.



Figure 3 : Radom de radar météorologique de l'aéroport de Niamey.

En février 1990, j'ai rejoint Niamey où j'ai séjourné durant quatre ans. J'ai travaillé aux côtés de Thierry Lebel et des partenaires de la Direction de la Météorologie Nationale (DMN) et Abdelkrim Ben Mohamed de l'Institut des Radio-Isotopes (IRI) du Niger, à l'acquisition des données du radar. Quelques mois après ma prise de poste, l'ingénieur de l'agence de l'aviation civile ASECNA en charge de la maintenance du radar de l'aéroport a été muté et j'ai assuré ses fonctions avec l'assistance téléphonique de Gilbert Despaux depuis Lannemezan.

Parmi les principales interventions de maintenance préventives et curatives effectuées durant EPSAT-Niger, j'ai

conduit :

- la réfection du radome (structure protectrice de la parabole) (Figure 3) (1990)
- la réalisation d'un asservissement de position pour l'axe d'élévation (1991)
- l'installation d'une alimentation de secours (1991)
- le remplacement du transformateur d'impulsion (1992)
- la calibration régulière du radar sur des échos de sol de référence (1990-1991)

Au cours des 4 campagnes d'acquisition de mesures au sein des systèmes précipitant sahélien : j'ai participé à l'élaboration du protocole de mesure ; j'ai organisé les équipes de veille composée de collègues techniciens, chercheurs, étudiants et Volontaires Internationaux de l'ORSTOM et de l'Université de Niamey ; j'ai formé l'ensemble des intervenants à la manipulation du radar, au suivi du protocole d'acquisition et à la maintenance de premier niveau.

J'ai participé à une très grande partie des veilles. Au cours des 4 saisons des pluies, 112 événements convectifs, lignes de grains ou orages locaux, ont fait l'objet d'acquisition d'images radar à différentes élévations d'antenne pour permettre l'estimation quantitative des pluies au sol et la caractérisation de la dynamique des systèmes. J'ai archivé l'ensemble des données dans une base de données dédiée BaDoRa (Banque de Données Radar) et j'ai développé des outils d'extraction et de visualisation pour faciliter la mise à disposition des données en vue de leur valorisation (Xvisu, BraNiger) (Cazenave 1995a,b)

J'ai participé à la rédaction des rapports annuels de campagne de 1990 à 1993 (Taupin et al. 1993, 1992 ; Lebel et al. 1991) , j'ai été co-auteur de publications scientifiques et de présentations lors de colloques relatifs à l'expérience EPSAT-Niger et aux résultats de travaux de recherche qui ont suivi (Lebel et al. 1995, 1996; Lecocq et al. 1996).

Les données acquises ont bénéficié aux travaux de thèse de Jean Lecoq², de Silvana Ramos Buarque³, et au DEA d'Hervé Bénichou⁴.

Bilan des compétences acquises ou mobilisées

Bloc 1 : Conception et élaboration d'une démarche de recherche et développement, d'études et prospective

- ✓ Élaborer un protocole de mesure pour l'acquisition des données radar pour répondre aux questions scientifiques du projet EPSAT-Niger
- ✓ Définir une organisation pour les équipes mobilisées sur la mise en œuvre du radar afin d'assurer les campagnes de mesures radar en cohérence avec les objectifs scientifiques proposés

Bloc 2 : Mise en œuvre d'une démarche de recherche et développement, d'études et prospective

- ✓ Maintenir le radar dans un état de fonctionnement optimum
- ✓ Concevoir des améliorations technologiques pour accroître la qualité des données acquises
- ✓ Participer à l'acquisition des données radar au cours des saisons des pluies
- ✓ Qualifier les données et les organiser pour permettre leur diffusion à la communauté scientifique

Bloc 3 : Valorisation et transfert des résultats d'une démarche recherche et développement d'études et prospective

- ✓ Développer des outils de traitement pour faciliter la valorisation du jeu de données
- ✓ Rédiger des rapports techniques sur les outils logiciels développés
- ✓ Rédiger les rapports de campagne radar
- ✓ Participer à la rédaction de publications scientifiques
- ✓ Participer à la valorisation de résultats de recherche présentés en congrès et colloques internationaux

Bloc 4 : Veille scientifique et technologique à l'échelle internationale

- ✓ Constituer un réseau professionnel d'ingénieurs radaristes

Bloc 5 : Formation et diffusion de la culture scientifique et technique

- ✓ Former des équipes en charge des veilles radar

Bloc 6 : Encadrement d'équipes dédiées à des activités de recherche et développement, d'études et prospective

- ✓ Encadrer les équipes en charge du suivi des acquisitions radar

² Validation d'un radar météorologique bande C pour l'étude des précipitations sahéliennes : problèmes de mesure et propriétés d'échantillonnage spatial, Montpellier 2, 1997

³ Estimation de l'intensité de la pluie par radar dans les lignes de grains soudano-sahéliennes par intégrales spatio-temporelles, Toulouse 3, 1994

⁴ Utilisation d'un radar météorologique bande C pour la mesure des pluies au Sahel : étude du phénomène d'atténuation. In : *Mécanique des milieux géophysiques et environnement*. Mémoire de DEA, Univ. Joseph Fourier, Grenoble, 1995

5 - XNT : le radar du LTHE – mémoire d'ingénieur CNAM

Contexte de l'étude



Figure 4 : XNT, radar bande X du LTHE fabriqué par Gematronik ayant fait l'objet d'une réfection importante en de 1996 à 1998.

Au début des années 90, Guy Delrieu et Jean-Dominique Creutin, tous deux chercheurs CNRS au LTHE, se dotent d'un radar Bande X (3 centimètres de longueur d'onde) dans le cadre d'un programme européen sur les risques hydrologiques (Delrieu and Creutin 1991)(Figure 4). Une première phase de prise en main de l'instrument s'effectue lors d'une étude sur l'atténuation du signal microonde au cours d'événements de pluies convectives en région de montagne (Delrieu et al. 1997). Le radar est ensuite déployé en milieu urbain méditerranéen, au nord de la ville de Marseille. L'expérience « Marseille 92-93 » a

pour but d'améliorer les techniques de mesure des pluies aux échelles de temps et d'espace de l'hydrologie urbaine, soit quelques minutes et quelques kilomètres carrés.

Les campagnes de mesures, conduites aux printemps et automnes 1992 et 1993 permettent de valider d'un point de vue scientifique la pertinence d'un tel outil pour l'étude et le suivi des précipitations sur la métropole phocéenne. Mais des dysfonctionnements sur les capacités d'acquisition du radar apparaissent.

A l'automne 1996, je conduis une étude approfondie du radar et de son architecture pour identifier les principaux éléments limitant le dispositif. Je mets en évidence que les difficultés rencontrées sont liées au choix logiciel et matériel faits par le constructeur Gematronik lors de la conception du radar. Les modes d'acquisition et les flux de données sont contraints par l'interface de communication. La liaison série, très faible bande passante, qui relie le système de contrôle des périphériques du radar (bloque aérien, système d'acquisition numérique, synchronisation) au système de visualisation et d'archivage des données ne permet pas d'atteindre les performances souhaitées. Je propose à Guy Delrieu chercheur en hydrométéorologie radar au CNRS et Jean-Dominique Creutin, Directeur de recherche au CNRS hydrométéorologue, de concevoir une nouvelle architecture informatique du radar et de développer un nouveau système de pilotage pour pallier ces dysfonctionnements. Le projet d'un radar bande X de Nouvelle Technologie (XNT) prend corps.

A cette époque, je m'intéresse fortement aux travaux de Michael Barabanov, doctorant de l'Université du Nouveau Mexique. Il travaille sur l'implémentation de fonctionnalités temps réel au noyau open-source Linux. La solution qu'il développe consiste à créer un noyau qui exécute des tâches en temps réel tout en conservant le noyau Linux en tâche de fond. Cette idée originale et open-source, me semble pertinente pour répondre aux besoins d'ordonnancement des tâches pour une nouvelle version du radar. Ainsi en 1997,

je débute la conception d'une nouvelle architecture informatique pour ce radar. Elle repose sur une base de type PC exécutant le noyau temps réel RTLinux. Cette solution doit permettre l'acquisition et la sauvegarde des données radar lors de l'exécution de séquences programmées. Le module de gestion temps réel est couplé à l'interface homme-machine (IHM) de la société Gamic, spécialiste des systèmes acquisition et de gestion de radar. Suite à une visite au siège de la société au printemps 1997 avec Guy Delrieu, nous négocions les droits d'utilisation de leur IHM Frog pour laquelle Gamic me fournira l'ensemble des spécifications qui me permettront d'établir la communication entre nos deux architectures logicielles.

Ce projet a duré 16 mois, au cours desquels j'ai :

- Analysé les dysfonctionnements du radar
- Identifié des solutions technologiques innovantes
- Conçu et développé une architecture temps réel du serveur radar
- Implémenté les pilotes temps réel des nouvelles cartes d'entrées sorties du radar
- Conçu les cartes électroniques d'adaptation des signaux
- Interfacé l'IHM Frog au serveur radar.

De 1996 à 1998, j'ai encadré le travail de trois étudiants des écoles d'ingénieur ENSERG⁵ et ENSIEG⁶ qui ont travaillé sur des aspects spécifiques du développement du radar (conception d'un banc de simulation d'un radar, contrôle de l'asservissement de position de l'aérien).

La nouvelle architecture du radar a permis d'atteindre les spécifications attendues par l'équipe scientifique. Mais suite à une phase intensive de tests réalisés à Grenoble, il s'est avéré que le système n'était pas stable. Il pouvait fonctionner durant plusieurs heures sans discontinuité et se figer l'instant suivant. Pour m'épauler sur le diagnostic de cette instabilité, j'ai recruté un ingénieur système puis contractualisé l'équipe de la junior entreprise de l'ENSIMAG⁷. Mais malgré toute la compétence déployée autour du radar, les causes n'ont pas pu être mises en évidence.

Toutefois, dans le cadre du projet « Hydrologie des bassins versants péri-urbains » (Andrieu and Rodriguez 2004) conduit par d'Hervé Andrieu chercheur hydrologue au Laboratoire Centrale des Ponts et Chaussées (LCPC) de Nantes et Jean-Dominique Creutin, j'ai été sollicité en octobre 2002 pour déployer le radar, sur le toit-terrasse du bâtiment

⁵ École Nationale Supérieure d'Électronique et de Radioélectricité de Grenoble

⁶ École Nationale Supérieure d'Ingénieurs Électriciens de Grenoble

⁷ École Nationale Supérieure d'Informatique et de Mathématiques Appliquées

principal du LCPC à Nantes. L'objectif était de constituer une banque de données expérimentales sur le rôle de la variabilité des précipitations sur les incertitudes du bilan hydrologique en milieu péri-urbain en vue de développer un modèle hydrologique urbain distribué et de conduire une réflexion théorique sur l'influence de la variabilité spatiale de la pluie sur la réponse d'un bassin versant urbain. Malgré un manque de fiabilité du système, le radar a permis d'enregistrer une cinquantaine d'événements pluvieux entre novembre 2002 et septembre 2003 et ainsi d'atteindre l'objectif fixé. Les données, regroupées dans la banque de données, ont servi à valider le modèle hydrologique distribué URBS (Urban Runoff Branching Structure) et l'approche théorique proposée par F. Morena (Morena et al. 2002).

Quelques années plus tard, en 2006, alors que le radar avait été réformé, une note des développeurs du système RTLinux m'a permis d'identifier les causes du dysfonctionnement : une simple instruction pour acquérir la date et l'heure du système avait été identifiée comme susceptible de provoquer l'arrêt du microprocesseur dans un contexte particulier. Il était suggéré de substituer cette commande par une nouvelle implémentation dans tous les codes.

L'étude et la réalisation du système temps réel de pilotage et d'acquisition du radar ont fait l'objet de mon mémoire d'ingénieur du CNAM soutenu en juin 1998.

Bilan des compétences acquises ou mobilisées

Bloc 1 : Conception et élaboration d'une démarche de recherche et développement, d'études et prospective

- ✓ Élaborer un cahier des charges pour la conception d'une nouvelle architecture d'un radar de recherche pour répondre à des nouvelles questions scientifiques
- ✓ Concevoir pour partie un radar de recherche en fonction de spécifications scientifiques établies avec les chercheurs
- ✓ Concevoir des améliorations technologiques pour accroître la qualité des données acquises

Bloc 2 : Mise en œuvre d'une démarche de recherche et développement, d'études et prospective

- ✓ Analyser le fonctionnement et les dysfonctionnements d'un outil de recherche
- ✓ Suivre un cahier des charges établi pour développer un outil de recherche
- ✓ Mobiliser les ressources humaines nécessaires à la réalisation d'un développement technologique
- ✓ Qualifier le jeu de données acquis en regard des spécifications scientifiques attendues

Bloc 3 : Valorisation et transfert des résultats d'une démarche recherche et développement d'études et prospective

- ✓ Rédiger un rapport de mémoire d'ingénieur sur le développement technologique du radar

Bloc 4 : Veille scientifique et technologique à l'échelle internationale

- ✓ Suivre l'actualité des développements innovants en informatique temps réel
- ✓ Développer des collaborations avec des entreprises internationales

Bloc 5 : Formation et diffusion de la culture scientifique et technique

- ✓ Former les chercheurs du laboratoire et les personnels du LCPC de Nantes à la manipulation du radar à travers Interface Homme Machine Frog

Bloc 6 : Encadrement d'équipes dédiées à des activités de recherche et développement, d'études et prospective

- ✓ Recruter et encadrer un ingénieur en CDD et une équipe de consultants de la junior entreprise de l'ENSIMAG
- ✓ Encadrer des stagiaires d'écoles d'ingénieurs ENSIEG et ENSERG

6 - Xpolito : une formation par la pratique dans un des grands centres mondiaux sur l'étude des précipitations vues par radar météorologique

A l'automne 1997, répondant à une invitation de Jean-Dominique Creutin, responsable de l'équipe Hydrométéorologie du LTHE, le Professeur Zawadzki, responsable de l'Observatoire Radar Marshall (MRO) et Professeur de l'Université McGill à Montréal, est venu passer une semaine pour des échanges scientifiques à Grenoble. Au cours d'une discussion avec Thierry Lebel, il m'a invité à me rendre à l'automne 1997 pour 10 semaines au MRO à Montréal afin de compléter ma formation et acquérir des éléments sur les bonnes pratiques de la mesure hyperfréquence et sur la conception d'un récepteur radar. En effet, si mes premières expériences en conception de radars météorologiques m'avaient permis d'acquérir de bonnes compétences sur la gestion informatique de l'instrument et sur le contrôle de son aérien, ma formation initiale en électronique n'avait approché les aspects microondes que très superficiellement.

Aux côtés de l'ingénieur en chef du MRO, Abnash Singh, j'ai travaillé sur la conception d'une chaîne d'acquisition pour un radar pointeur vertical à simple polarisation. J'ai ainsi bénéficié de son expérience et de ses conseils pour le développement de ce projet. Suite à ce premier séjour, Istar Zawadzki m'a proposé de prendre en charge le développement du prototype radar à polarisation alternée Xpolito conçu par son équipe. En avril 1999, j'ai donc rejoint le MRO pour un nouveau séjour d'un peu plus de deux ans.



Figure 5 : Radar météorologique d'Environnement Canada au MRO à Sainte Anne de Bellevue.

Dans un premier temps, j'ai travaillé avec Abnash Singh à la mise en place des guides d'ondes nécessaires à la polarisation du radar bande S d'Environnement Canada (Figure 5).

Habitué à travailler principalement sur des radars de faible encombrement, à travers cette intervention de plus de 6 semaines, j'ai pris conscience de la diversité des compétences nécessaires à un ingénieur radar. Perchés à plus de 6 mètres de haut accrochés à une parabole de 10 mètres de diamètre, nous avons assemblé les différents guides d'onde, à l'instar de plombiers virtuoses pour permettre à ce radar conventionnel de devenir le tout premier radar polarimétrique d'Environnement Canada. Cette technologie apporte des informations supplémentaires sur les caractéristiques des hydrométéores dans le volume atmosphérique observé, facilite l'identification des échos non météorologiques (ciel clair) et la correction de l'atténuation du signal électromagnétique dans les fortes précipitations et améliore la qualité de l'estimation quantitative des précipitations au sol (Tabary et al. 2013b). Le saut technologique réalisé sur ce radar opérationnel est présenté au 34th congrès de la société

de météorologie et océanographie du Canada lors de son rassemblement à Victoria en mai 2000 (Zawadzki et al., 2000).

Puis durant une année, j'ai réalisé le développement d'un prototype de radar à double polarisation alternée Xpolito (Figure 6), travail encadré par Abnash Singh qui avait réalisé la conception. La réalisation et la mise au point de ce modèle d'architecture, basée principalement sur des éléments disponibles auprès de sociétés spécialisées, m'ont permis d'acquérir des compétences sur l'ensemble des éléments analogiques, numériques et hyperfréquences qui constituent l'émetteur et le récepteur d'un radar. Pour la première fois, mon travail a porté sur l'ensemble des éléments constitutifs d'un radar météorologique, de son alimentation à l'acquisition et l'archivage des données. J'ai pris en charge la conception et l'implémentation logicielle du traitement du signal réalisé sur une carte d'acquisition développée par le NCAR et pilotée en temps réel sous RTLinux.

Le radar Xpolito « low-cost », transportable, doppler et à double polarisation a été conçu pour conduire des études sur la microphysique des précipitations solides et fournir des jeux de données pour réaliser des tests d'algorithme de correction d'atténuation pour des radars à fréquence atténuée. Il a été présenté à la communauté scientifique lors du 5^{ème} colloque sur les précipitations en zone urbaines, à Pontresina en Suisse en décembre 2000 (Gosset et al. 2000) et lors du 34^{ème} congrès de la société Canadien de Météorologie et d'Océanographie du Canada à Victoria en mai 2000 (Zawadzki et al., 2000).

La réalisation de ce prototype de radar météorologique dans son intégralité m'a permis d'acquérir suffisamment de compétences et d'assurance pour que j'envisage de concevoir et de développer le radar Xport, un outil propre à notre équipe de recherche, capable d'explorer les systèmes précipitants africains.



Figure 6 : vues du radar Xpolito et description de ses principales caractéristiques.

Bilan des compétences acquises ou mobilisées

Bloc 1 : Conception et élaboration d'une démarche de recherche et développement, d'études et prospective

- ✓ Concevoir des améliorations technologiques pour acquérir de nouvelles variables du signal radar afin de répondre à des nouveaux défis scientifiques
- ✓ Analyser le fonctionnement d'un radar de recherche
- ✓ Concevoir le logiciel d'acquisition et de traitement des données du radar en temps réel

Bloc 2 : Mise en œuvre d'une démarche de recherche et développement, d'études et prospective

- ✓ Suivre un cahier des charges établi lors du développement du prototype Xpolito
- ✓ Développer les algorithmes de traitement du signal sur processeurs DSP embarqués
- ✓ Construire une Interface Homme Machine ergonomique et intuitive pour la manipulation du radar Xpolito

Bloc 4 : Veille scientifique et technologique à l'échelle internationale

- ✓ Se tenir à jour des développements innovants sur l'implémentation de la double polarisation sur les radars météorologiques à travers une veille technologique et la lecture des derniers articles scientifiques publiés sur le sujet
- ✓ Développer des collaborations avec des laboratoires et des entreprises internationales

Bloc 5 : Formation et diffusion de la culture scientifique et technique

- ✓ Participer à la 29^{ème} Conférence Internationale sur les radars météorologiques du 12 au 16 juillet 1999 à Montréal, Canada
- ✓ Etre co-auteur de deux présentations en congrès (Gosset et al. 2000, Zawadzki et al. 2000)

7 - Xport : un outil de recherche pour caractériser la variabilité des précipitations.



Figure 7 : Xport, radar polarimétrique bande X, sur le toit de l'IGE à Grenoble.

Comme mentionné précédemment, les premiers résultats de l'expérience EPSAT-Niger ont montré que le jeu de données combinant des données des pluviographes avec celles du radar est pertinent pour conduire des études de distribution spatiotemporelle des précipitations pour des échelles de temps infra-événementielles et a permis de mettre en évidence et de caractériser la variabilité spatiale des structures convectives constituant les systèmes précipitants sahéliens (Lebel et al., 1995). Or le continent Africain est très faiblement doté en radars météorologiques. En effet, ces derniers sont placés généralement à proximité des aéroports des grandes métropoles.

Pour compléter les études initiées sur les systèmes convectifs de méso-échelle (MCS) et la convection locale en Afrique de l'Ouest lors de l'expérience EPSAT-Niger, l'équipe radar autour de Thierry Lebel, constituée de Marielle Gosset et moi-même, ambitionne dès 1995 de s'équiper d'un radar fiable, facile de mise en œuvre dont les objectifs de mesures sont les suivants :

- ✓ Établir une cartographie systématique des précipitations sur une zone de couverture hydrologique (~50km autour du radar) à des pas de temps de 3 à 5 minutes avec une résolution spatiale inférieure au kilomètre. Ceci permet d'étudier la structure des lames d'eau précipitées, d'analyser la répartition spatio-temporelle et la distribution des intensités des précipitations aux échelles cohérentes à celles des processus hydrologiques mis en œuvre dans ces régions.
- ✓ Caractériser les structures tridimensionnelles des systèmes précipitants et leurs processus physiques internes : en balayant à différents angles de site, on obtient une série de coupes de la structure des précipitations, comparable aux images produites par scanner en imagerie médicale. On en extrait les valeurs de réflectivité radar, les paramètres polarimétriques (évolution de la phase, réflectivité différentielle) et les champs de vitesse au sein de la cellule.

A l'automne 1999, le projet du radar Xport (Figure 7) sera initié pour répondre à ces besoins tant instrumentaux que scientifiques.

Genèse de la conception du radar Xport

Depuis que les radars sont intégrés aux équipements de surveillance des précipitations, les services de météorologie et les équipes de recherche ont privilégié principalement l'utilisation de radar en bande C (5GHz) ou S (3GHz). A ces fréquences, ces radars sont alors peu sensibles au phénomène d'atténuation du signal par les

précipitations modérées et sont capables de surveiller de vastes régions de l'ordre de 50 à 100 milles kilomètres carrés. Les radars bande X (9.4GHz), moins encombrants et moins onéreux, sont connus pour être plus sensibles à l'atténuation par les précipitations intenses, ce qui les rend peu attractifs.

A la fin des années 90, les équipes du Laboratoire d'Aérodynamique, et du CETP ont toutes deux proposé différents algorithmes s'appuyant sur les techniques de diversité de polarisation et de phase permettant de corriger l'atténuation du signal lié aux précipitations. Les publications de ces nouveaux algorithmes de correction du signal « APM » et « ZPHI », respectivement publiés par Sauvageot et al. (1998) et Testud et al., (2000) offrent de nouvelles perspectives pour l'utilisation de radar en bande X. De plus, l'utilisation d'une technologie à double polarisation, permet également d'obtenir des informations sur la qualité des signaux rétrodiffusés et sur la structure microphysique des nuages observés (Hall et al. 1984).

Dans ce nouveau cadre théorique, en accord avec mes collègues scientifiques Thierry Lebel (DR IRD) et Marielle Gosset (CR IRD), je me suis engagé en mars 2000 dans la conception d'un radar bande X à double polarisation pour l'étude de pluies intenses telles que celles rencontrées en Afrique subsaharienne.

Le développement du radar Xport a débuté au MRO en décembre 2000, et s'est poursuivi à Grenoble au LTHE, suite à mon retour en métropole en juillet 2001. Durant les 4 années qui ont suivi, je me suis consacré à la réalisation de l'ensemble des éléments constituant le radar.

J'ai conduit la phase de définition des spécifications scientifiques du radar en partenariat avec les chercheurs de l'équipe, principalement Marielle Gosset. J'ai ensuite établi les spécifications techniques conformément aux attendus des collègues chercheurs en termes de sensibilité du récepteur, de capacité de détection des masses précipitantes et d'agilité de l'aérien (Figure 8). J'ai discuté de mes choix technologiques avec mes collègues ingénieurs à travers mon réseau professionnel.

En décembre 2000, je me suis rendu à Boston, pour discuter avec les ingénieurs de la société MagCap des spécifications électriques et électromagnétiques du modulateur radar. Le magnétron a été choisi auprès de la société CPI, spécialiste mondial d'éléments hyperfréquences. La conception et la fabrication de l'antenne parabolique ont été confiées à la société Seavey Engineering Associates de Pembroke au Massachusetts avec qui j'ai négocié les spécifications hyperfréquences. J'ai conduit les négociations commerciales et techniques avec chacune de ces entreprises (Figure 8).

Fin 2001, Thierry Lebel, Directeur de Recherche à l'IRD, un des instigateurs du programme Analyse Multidisciplinaire de la Mousson Africaine (AMMA) (Lebel et al.

2010), m'a demandé de faire mon possible pour que le radar soit intégré au dispositif instrumental déployé lors de la période intensive de mesure d'AMMA, devant débuter en mai 2005. Ce nouveau calendrier m'a conduit à repenser le diagramme de Gantt que je m'étais fixé pour atteindre cette nouvelle contrainte de calendrier. Afin d'accélérer le processus de développement du radar, je me suis entouré d'une équipe constituée d'un Assistant Ingénieur au LTHE, Stéphane Boubkraoui, et j'ai recruté deux jeunes ingénieurs. Tanguy Cosian, étudiant à Polytech' Grenoble en 2003, a rejoint l'équipe lors de son Projet de Fin d'Etude (PFE) pour travailler à l'intégration des armoires émission et réception du radar durant 3 mois. J'ai pu prolonger son activité durant 3 mois supplémentaires en CDD. Olivier Le Broustier, étudiant à l'ENSIMAG en 2005 a également réalisé son PFE au sein de l'équipe Xport. Il s'est investi sur le développement logiciel de l'Interface Homme Machine (IHM). J'ai pu également lui proposer un contrat CDD de 4 mois pour finaliser ses travaux.

J'ai eu recours à un appel d'offre restreint auprès des principaux fournisseurs connus au sein de la communauté française de radariste pour la fourniture du piédestal. Cette procédure m'a permis de diminuer significativement la durée d'attribution du marché. La société Hyptra a pris en charge le développement de cet élément du radar et l'intégration du contact tournant fourni par une société tierce. J'ai rédigé le cahier des charges fourni à la société et j'ai conduit la recette usine à l'exécution de la fabrication.

L'innovation principale de Xport, réside dans mon choix d'utiliser une carte d'acquisition des signaux de dernière génération à l'époque (acquisition sur 12 bits, oversampling à 72Mhz), destinée principalement à des applications de télécommunication. Elle permet de réaliser simultanément la numérisation des deux polarisations et ainsi de résoudre les problèmes liés à la décorrélation des signaux rétrodiffusés par un même volume atmosphérique lors de l'utilisation d'une technique d'acquisition alternée entre les deux voies horizontale (H) et verticale (V).

Les bonnes relations liées avec les autres équipes françaises, principalement au Laboratoire d'Aérodynamique avec Gilbert Despaux (IR CNRS) et au CETP avec Richard Ney (IR CNRS) m'ont été d'une grande aide. J'ai bénéficié de leurs conseils et de leurs expertises. Inversement, en 2002, le CETP a profité de l'avancée de mes travaux lors de la réalisation de la troisième version du radar Ronsard. Ils ont ainsi investi dans la même carte d'acquisition des signaux et je leur ai fourni les pilotes temps réels que j'ai spécifiquement développés pour cette carte.

Afin d'assurer le développement de l'instrument, j'ai géré différents crédits mobilisés pour permettre la réalisation de Xport : 150000 euros des crédits incitatifs de l'IRD, 45000 euros de l'Action Concertée Incitative (ACI) Eau et Environnement et environ

100000 euros de crédits AMMA, soit une enveloppe totale approchant les 300000 euros, montant légèrement supérieur au budget estimé initialement.

Le projet Xport a donné lieu à plusieurs communications en congrès internationaux (Gosset and Cazenave 2003; Gosset et al. 2006) et les spécifications du radar sont publiées dans différents articles scientifiques (Koffi et al. 2014; Cazenave et al. 2016)

En juillet 2008, la Commission Spécialisée Océan-Atmosphère et la Direction Technique de l'INSU ont mis en place un processus d'audit des activités radar des laboratoires dans le domaine Océan-Atmosphère. L'objectif était de faire une analyse comparée de l'ensemble des projets de la communauté nationale. Le Comité d'Audit, dans son rapport final, souligne l'originalité et la qualité du travail mené sur le radar Xport et cite l'initiative en exemple. Il mentionne également le fait que Xport est le seul radar de recherche bande X polarimétrique disponible au sein de la communauté pour de futures campagnes de recherche. Des extraits du rapport du Comité d'Audit sont repris ci-dessous :

« Le radar X-port du LTHE est de fait actuellement le seul radar X Doppler polarimétrique disponible pour un déploiement pendant des campagnes scientifiques. Il a été utilisé pendant AMMA. »

« Le LTHE est par ailleurs actif dans le domaine instrumental depuis 2000. Pour satisfaire le besoin d'avoir un radar léger de campagne, le groupe constitué par Frédéric Cazenave (IE IRD) et Marielle Gosset (CR1 IRD) a développé un radar Doppler polarimétrique en bande X (X-port).

L'originalité de la conception résidait dans l'utilisation de la polarimétrie pour la correction de l'atténuation. X-port est financé par l'IRD pour son utilisation en Afrique. Ce radar a été utilisé pendant la campagne AMMA au Bénin entre 2005 et 2006.

Les projets futurs, en cours de discussion, incluent les activités CAL/VAL de Mégha-Tropiques en Afrique de l'Ouest, la participation à HyMex, ainsi que l'utilisation de X-port en zone montagneuse (Alpes).

Les performances obtenues par X-port semblent tout à fait correspondre aux attentes. La production scientifique du groupe est bonne et l'équipe apparaît dynamique et motivée. Le développement de X-port est un excellent exemple de développement instrumental porté par les besoins des utilisateurs et fait partie des démarches à encourager. »

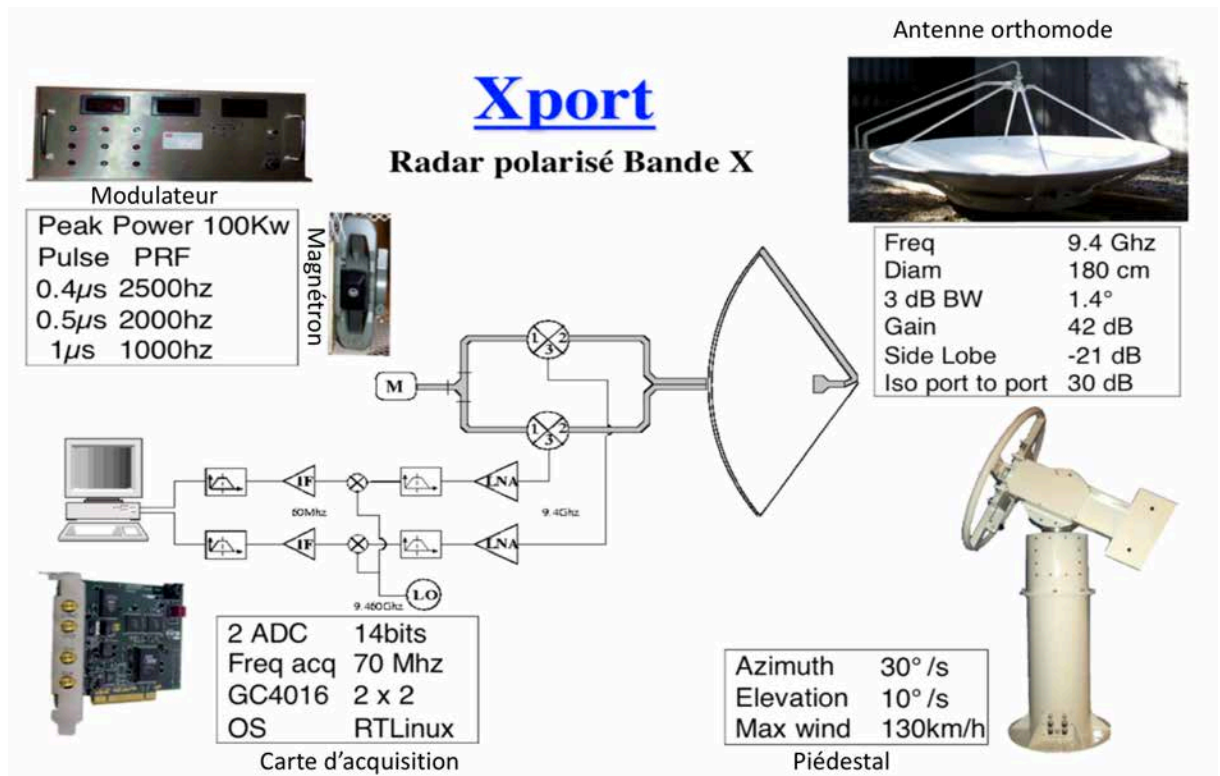


Figure 8 : Schéma de principe de la chaîne d'émission et de réception du radar Xport et principaux éléments constituant le radar (modulateur et magnétron en haut à gauche ; antenne équipée de son cornet orthomode en haute à droite ; piédestal en bas à droite ; carte d'acquisition en bas à gauche) avec leurs spécifications techniques.

Bilan des compétences acquises ou mobilisées

Bloc 1 : Conception et élaboration d'une démarche de recherche et développement, d'études et prospectives

- ✓ Concevoir Xport, radar polarimétrique de recherche innovant pour répondre à de nouveaux défis scientifiques
- ✓ Innover dans mes choix technologiques pour accroître la qualité des données acquises avec un radar de recherche
- ✓ Analyser le fonctionnement d'une technique de polarisation de l'onde électromagnétique
- ✓ Proposer des évolutions de mon projet, en restant à l'écoute des avis critiques de mes collègues

Bloc 2 : Mise en œuvre d'une démarche de recherche et développement, d'études et prospective

- ✓ Gérer le développement du projet de développement technologique Xport
- ✓ Faire preuve de rigueur et d'intégrité scientifique pour assurer la traçabilité et la validité lors du développement du radar Xport
- ✓ Gérer et prendre en compte les contraintes et moyens matériels, financiers, humains relatifs au projet
- ✓ Mobiliser d'autres membres de mon équipe dans la mise en œuvre du projet, et identifier le travail à réaliser en autonomie
- ✓ Interagir avec les scientifiques engagés dans le projet

Bloc 4 : Veille scientifique et technologique à l'échelle internationale

- ✓ Se tenir informé des développements innovants sur l'implémentation de la double polarisation sur les radars météorologiques à travers une veille technologique et la lecture des derniers articles scientifiques publiés sur le sujet
- ✓ Développer des collaborations avec des laboratoires et des entreprises internationales

Bloc 5 : Formation et diffusion de la culture scientifique et technique

- ✓ Communiquer lors de congrès scientifiques
- ✓ Co-publier dans des articles scientifiques

Bloc 6 : Encadrement d'équipes dédiées à des activités de recherche et développement, d'études et prospective

- ✓ Encadrer une équipe de 3 à 4 ingénieurs et techniciens sur le projet Xport
- ✓ Recruter des ingénieurs contractuels

8 - Expertises nationales et internationales

Le succès du projet Xport m'a offert une visibilité nationale et internationale en tant que radariste. Je suis sollicité pour des expertises ou des conseils pour des partenaires du Nord comme du Sud. La liste ci-dessous, donne des exemples de mes principales collaborations en France et à l'étranger :

- ✓ En juin 2006, pour la période de mesures intensives d'AMMA, je me suis rendu à Niamey au Niger durant 7 jours, pour apporter mon expertise au Professeur Earl Williams du MIT. J'ai coordonné l'équipe de techniciens et les entreprises chargées du déploiement du radar de recherche du MIT sur son site de mesure à l'aéroport de Niamey. Lors de la campagne Mégha Tropiques en 2010, j'ai participé à la remise en route de ce radar suite à 3 années d'inactivité de l'instrument.
- ✓ En novembre 2006 puis en février 2007, j'ai effectué, pour le Professeur Augusto Perrera de l'IAG de l'Université de Sao Paulo, la recette usine d'un radar à double polarisation développé par le société brésilienne ATMOS. J'ai vérifié la conformité du radar aux spécifications du cahier des charges et la qualité des produits délivrés. Cette expertise a donné lieu à un rapport transmis à l'université de Sao Paulo. Le radar MPol, a été présenté lors de la 33^{ème} conférence sur le Radar Météorologique en août 2007 en Australie (Pereira Filho et al. 2007).
- ✓ En octobre 2010, la Représentation de l'IRD à Niamey a été sollicitée par le Ministère des transports du Niger pour participer à un groupe de réflexion sur l'intérêt de relancer un nouveau projet d'ensemencement des nuages pour tenter de palier au déficit hydrique sur le territoire nigérien. D'octobre à décembre 2010, j'ai pris part en tant qu'expert aux réunions de travail d'un groupe d'une vingtaine de scientifiques et de cadres des services opérationnels du Niger.
- ✓ En avril 2018, j'ai été invité, lors des journées de lancement des activités de l'Observatoire de Recherche en Environnement de Nambékaha de l'Université de Korhogo en Côte d'Ivoire, à présenter devant les partenaires universitaires ivoiriens ma vision de la « gestion technique d'un observatoire de recherche en environnement ».
- ✓ En octobre 2018, l'agence de la météorologie de Côte d'Ivoire (SODEXAM) et l'Organisation Mondiale de la Météorologie (OMM) n'ont proposé i) d'apporter mon expertise sur la spécification d'un radar pour protéger l'agglomération d'Abidjan et ii) le suivi du contrat de construction, d'installation du radar et de la formation des personnels.

Bilan des compétences acquises ou mobilisées

Bloc 1 : Conception et élaboration d'une démarche de recherche et développement, d'études et prospective

- ✓ Être expert dans la conception et validation de radar météorologique

Bloc 3 : Valorisation et transfert des résultats d'une démarche R&D, d'études et prospective

- ✓ Publier des rapports confidentiels d'expertise à destination de partenaires et d'entreprises

Bloc 4 : Veille scientifique et technologique à l'échelle internationale

- ✓ Se tenir à jour des développements sur les développements scientifiques et technologiques innovants en observation de l'environnement
- ✓ Développer des collaborations avec des laboratoires et des entreprises internationales

Bloc 5 : Diffusion de la culture scientifique et technique et formation

- ✓ Communiquer lors de congrès scientifiques

Bloc 6 : Encadrement d'équipes dédiées à des activités de recherche et développement, d'études et prospective

- ✓ Encadrer une équipe de 3 à 4 ingénieurs et techniciens sur des déploiements instrumentaux

9 - Coordination de campagnes d'observations

Mon activité professionnelle a toujours été constituée d'une part importante de terrain principalement en Afrique de l'Ouest. Mon implication dans les observatoires et les sites de mesure a été croissante depuis mes premières années à Niamey. Engagé sur des campagnes de mesures internationales j'ai successivement été en charge d'instruments radar (EPSAT-Niger, AMMA-CATCH) puis amené à coordonner des sites instrumentés (Mégha-Tropiques Niger et Burkina Faso).

Période d'Observations Renforcées AMMA au Bénin (2005-2007)

Engagé sur la période d'observations renforcées (EOP) d'AMMA, le radar Xport a été installé à Djougou, ville située en bordure du bassin versant de la Donga à 450 km de Cotonou, dans le nord du Bénin. Nous avons cartographié de façon systématique tous les systèmes précipitants présents dans notre zone de couverture (environ 90 km autour de Djougou). J'ai constitué une équipe, pour participer à ces campagnes de mesures. Ainsi, j'ai obtenu des financements pour m'adjoindre durant trois années les compétences d'un jeune ingénieur béninois, Josias Dossouguoin, que j'ai formé aux techniques du radar météorologique, à son exploitation et à sa maintenance. Un ingénieur Brésilien de l'Université de Sao Paulo, Gustavo Hissi, est également venu durant quatre semaines se former à mes côtés et renforcer l'équipe. Plusieurs chercheurs, doctorants et stagiaires ont, à différentes périodes, participé à l'acquisition des mesures. J'ai établi les plannings d'astreinte et de rotation des équipes. Au cours des 3 ans de la EOP AMMA, plus de 200 événements pluvieux, de type « onde tropicale » ou « convection locale », ont été suivis. Xport est le premier radar français, à avoir fourni des mesures en double polarisation, et à avoir opéré en Afrique de l'Ouest pour les besoins de la communauté scientifique.

Pré-campagne Mégha-Tropiques 2010 au Niger⁸

Quelques mois avant la mise en orbite du satellite Mégha Tropiques en octobre 2011, le CNES et l'IRD signent un accord pour la réalisation d'une pré-campagne de mesures dédiée à la microphysique des systèmes précipitants sahéliens durant la saison des pluies 2010 au Niger. L'objectif est d'apporter des informations statistiques sur la densité et le nombre de particules de glace contenues au sein des trains stratiformes des lignes de grains. Le déploiement instrumental mis en place comprend deux radars (Xport et le radar doppler du MIT), trois groupes de spectropluviomètres ainsi que les 58 pluviographes du réseau AMMA-CATCH. Ce dispositif, présenté en figure 9, est complété par une campagne aéroportée d'envergure, avec l'intervention du Falcon 20 instrumenté de l'unité SAFIRE (Gosset et al. 2012).

⁸ <https://www.ird.fr/toute-l-actualite/actualites-institutionnelles/actualites-generales/campagne-de-pre-validation-megha-tropiques>

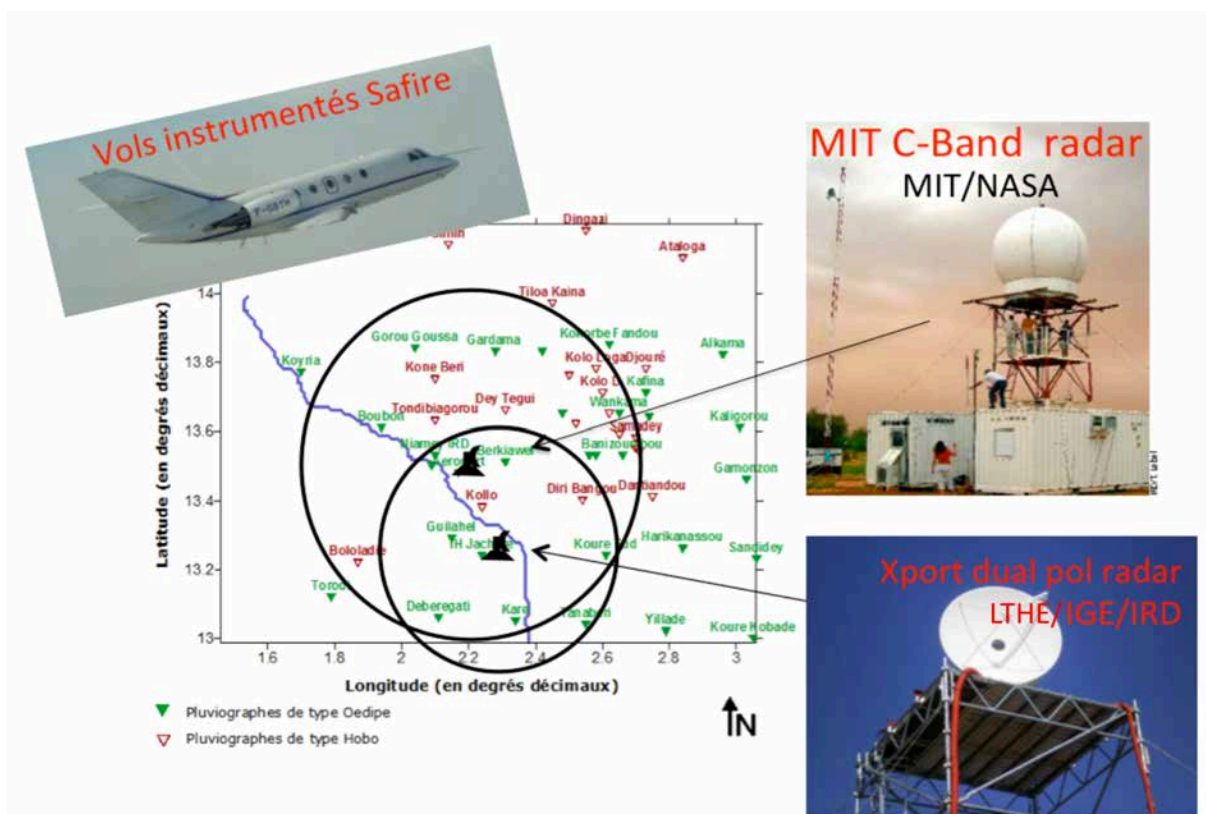


Figure 9 : Dispositif expérimental de la pré-campagne Mégha-Tropiques au Niger en 2010 : le réseau de pluviographes AMMA-CATCH (58 stations), le radar bande C doppler du MIT, le radar polarimétrique XPORT et le Falcon 20 instrumenté de l'Unité de Service SAFIRE

Affecté au Niger au mois de juin 2010, ma mission est double : coordonner et organiser la logistique liée aux vols avion et au déploiement des instruments radar au sol ; mettre en œuvre le radar Xport et gérer l'organisation de la campagne radar de pré-validation microphysique. Pour cela, j'ai rencontré les partenaires nationaux et les acteurs locaux, les Forces Armées Nigériennes, l'agence de la sécurité aérienne (ASECNA), la Direction de la Météorologie afin de formaliser nos collaborations. Dans le même temps, j'ai négocié avec Farid Waliyar, représentant de l'ICRISAT pour l'Afrique de l'Ouest et Centrale (Institut international de recherche sur les cultures des zones tropicales semi-arides), la signature d'un protocole d'entente (MoA), afin de permettre l'installation du radar Xport sur le centre ICRISAT de Sadoré, à 45 kilomètres au sud de Niamey. Ce document a été signé entre le Président de l'IRD, Michel Laurent, et le représentant de l'ICRISAT.

J'ai coordonné l'équipe (5 collègues et des entreprises locales) chargée de l'installation du radar Xport au centre ICRISAT (Institut international de recherche sur les cultures des zones tropicales semi-arides). J'ai formé et organisé l'activité de huit opérateurs dont trois partenaires nigériens constituant les équipes en charge de l'acquisition des mesures radar.

La pré-campagne de validation Mégha Tropiques a débuté au mois d'aout 2010. Elle a mobilisé une quarantaine de chercheurs et ingénieurs issus de laboratoires français (LATMOS, LaMP, LTHE, GET, SAFIRE), l'équipe du Professeur Earl Williams du MIT et les collègues des structures nigériennes. Mon interaction permanente avec les chercheurs, les ingénieurs et nos partenaires a permis de lever un à un les points de blocage administratifs et logistiques principalement liés à la réalisation des vols instrumentés. La réussite scientifique et humaine de cette campagne de mesure a demandé une forte implication de ma part.

Le jeu de données acquis au cours du mois d'aout 2010 sera présenté dans la deuxième partie de ce document relative à mes activités de recherche.

Campagnes Mégha-Tropiques au Burkina Faso

La dégradation soudaine des conditions de sécurité au Niger, m'a conduit rapidement à proposer le redéploiement de notre dispositif expérimental au Burkina Faso pour installer à nouveau le radar Xport. Le choix de Ouagadougou avait l'avantage de permettre la constitution d'un jeu de données radar unique constitué de différents systèmes précipitants sahéliens et soudano-sahéliens sur un large transect nord sud de 4 degrés (Figure 10).

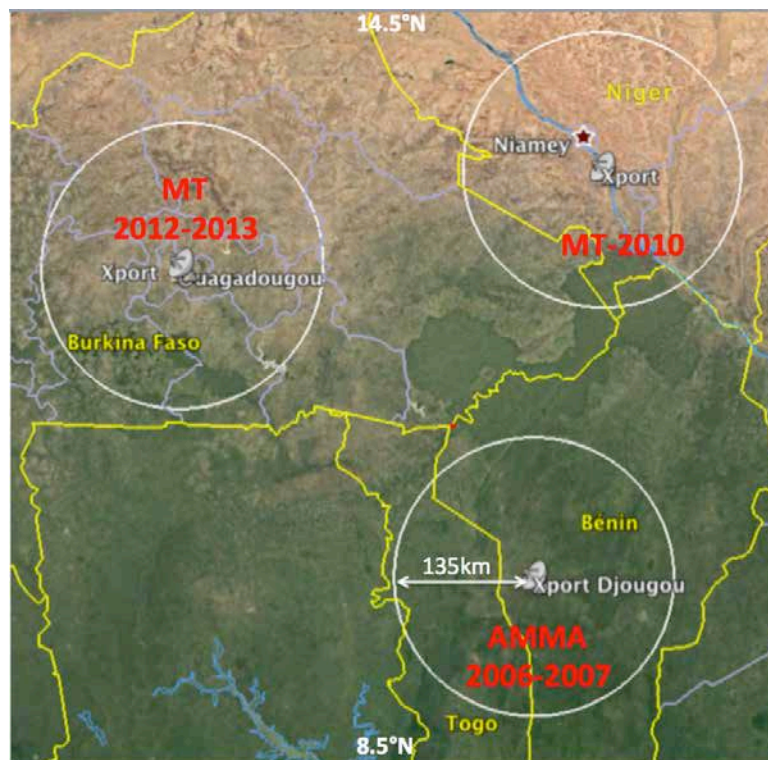


Figure 10 : Positions du radar Xport au cours des campagnes AMMA 2006-2007, MT 2010 et MT 2012-2013

Cette nouvelle installation, réalisée en janvier 2012, a été grandement facilitée grâce à un partenariat de qualité que j'ai développé avec l'Université de Ouagadougou et différents organismes nationaux (Direction Générale de la Météorologie, ASECNA) au cours de l'année 2011. La collaboration avec l'Université de Ouagadougou (UO) s'est construite autour de l'étude de la variabilité des précipitations au Burkina Faso à l'aide du jeu de validation Mégha Tropiques. Deux enseignants-chercheurs de l'Université, François Zougmore et Pétronille Kafando, se sont impliqués à mes côtés dans la définition des sites d'implantation des instruments et dans l'organisation de la campagne de mesure 2012. Ce partenariat fait l'objet d'une convention de recherche signée entre l'IRD/LTHE et l'Université de Ouagadougou (Réf IRD/Sirocco 302212).



Figure 11 : le radar Xport installé sur le toit d'un bâtiment de la Direction de la Météorologie du Burkina Faso lors des campagnes Mégha-Tropiques 2012-2014.

Le radar Xport a été installé sur le site la Direction Générale de la Météorologie (DGM) à Ouagadougou suite au nouveau partenariat initié autour du projet Mégha-Tropiques (Figure 11). Cela a permis, lors des phases d'installation et d'exploitation de l'instrument, de renforcer les capacités des agents de la DGM en côtoyant nos équipes au quotidien.

Au cours de la saison des pluies 2012, 5 collègues de laboratoires du Nord (LTHE, GET, LATMOS) et du Sud (LAPA-MF Côte d'Ivoire) sont venus se former à mes côtés aux techniques radar et ont participé à l'acquisition des données radar. En 2014, un agent de la DGM a été intégré à l'équipe d'astreinte pour suivre les acquisitions du radar. Les modalités de cet accueil ont été contractualisées par la signature d'une convention d'hébergement que j'ai rédigée (Réf IRD/Sirocco 302302/00).

Pour permettre la validation croisée pluie sol-radar-satellite, de 2012 à 2014, un réseau de 17 pluviographes a été déployé sur deux cercles concentriques à 25 et 50 km autour du radar (Figure 12). Dès 2012, j'ai initié un transfert de compétence à destination des agents de la Direction de la Météorologie sur l'installation et le suivi d'un réseau pluviographique. Suite à deux formations, les personnels de la météorologie ont pris en charge notre réseau de pluviographes. Ils ont effectué les tournées de terrain pour récolter les données et assurer la maintenance du réseau. Pour la première fois, ce travail a été réalisé en totale autonomie par une équipe de la DGM du Burkina Faso à partir d'avril 2013. Ce partenariat a fait également l'objet d'une convention que j'ai négociée (Réf IRD/Sirocco 302446).

Au cours de la campagne 2012, j'ai organisé et coordonné la venue de 14 missions de 15 à 21 jours de chercheurs et techniciens de différents laboratoires nationaux (LTHE, GET, LATMOS, Univ. Reims) et d'universités du sud (LAPA MF/UFHB en Côte d'Ivoire et ENS de Natitingou au Bénin). Deux campagnes intensives de radiosondages ont été organisées en mai et en août 2012, pour lesquelles j'ai négocié l'accueil de nos équipes sur site auprès des autorités aéroportuaires de l'ASECNA à Ouagadougou.

A l'occasion de la venue en mission de quelques collègues, j'ai initié un cycle de séminaires afin qu'ils présentent leurs activités de recherche aux étudiants à l'université de Ouagadougou⁹.

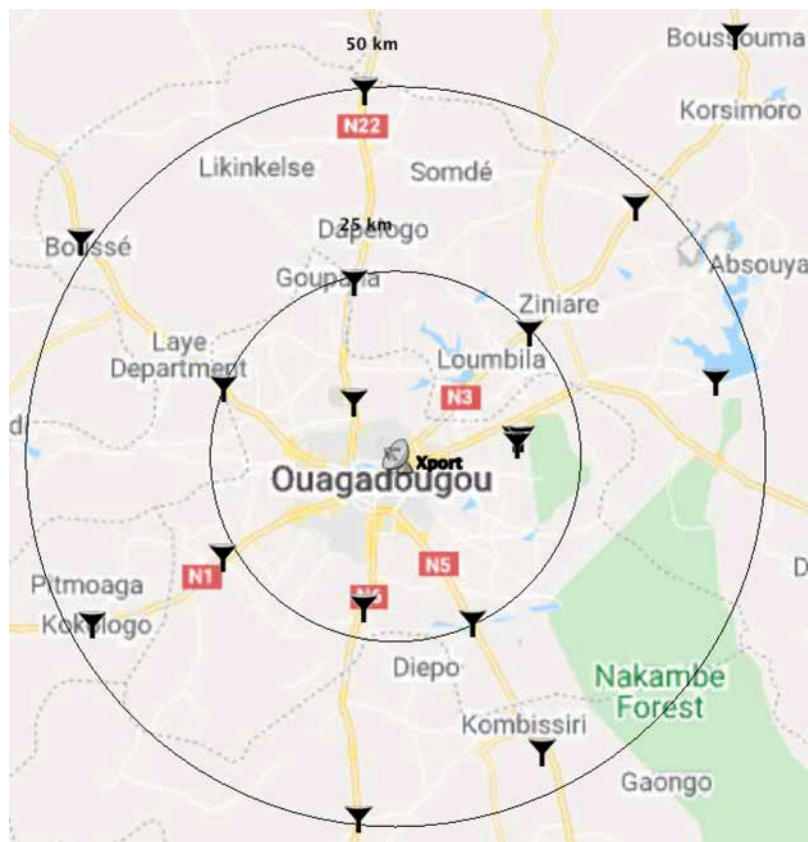


Figure 12 : Carte du réseau de 17 pluviographes placés en 2 cercles concentriques à 25 et 50 km du radar Xport déployé à la Direction de la Météorologie Nationale du Burkina Faso de 2012 à 2014 dans le cadre de la CAL/VAL Mégha Tropiques.

⁹ **Sandrine Anquetin** : L'eau dans le système climatique, **Matias Alcoba** : Initiation à R, **Marielle Gosset** : Mesure des précipitations par satellite et applications Hydrométéorologiques : la mission Mégha-Tropiques, **Emmanuel Rivière** : Impact des overshoots sur le bilan de l'eau dans la basse stratosphère tropicale, **Hélène Brogniez** : distribution de la vapeur d'eau troposphérique tropicale, **Manuela Grippa** : Suivi du cycle de l'eau continentale et de la végétation par télédétection dans le cadre des activités du S.O. AMMA-CATCH en Afrique de l'Ouest

Bilan des compétences acquises ou mobilisées

Bloc 2 : Mise en œuvre d'une démarche de recherche et développement, d'études et prospective

- ✓ Participer en tant que responsable d'un capteur à un dispositif instrumental de mesures dans le cadre de campagnes d'observation internationales
- ✓ Garantir l'acquisition d'observations de qualité en suivant des protocoles définis et reproductibles
- ✓ Assurer la pérennisation des données à travers la mise en œuvre d'outils d'archivage et de base de données

Bloc 3 : Valorisation et transfert des résultats d'une démarche recherche et développement d'études et prospective

- ✓ Communiquer lors de colloques et d'ateliers sur les dispositifs de mesures

Bloc 5 : Formation et diffusion de la culture scientifique et technique

- ✓ Former les partenaires de la météorologie nationale à l'installation et au suivi d'un réseau de pluviographes
- ✓ Former les intervenants sur le radar Xport pour assurer les acquisitions radar
- ✓ Initier des étudiants aux principes de base d'un radar météorologique
- ✓ Organisation de séminaires scientifiques à l'Université de Ouagadougou

Bloc 6 : Encadrement d'équipes dédiées à des activités de recherche et développement, d'études et prospective

- ✓ Constituer une équipe pour assurer les campagnes de mesures sur le radar Xport
- ✓ Recruter un ingénieur pour me seconder dans la maintenance et l'exploitation du radar

10 - Pilotage de projets scientifiques

Rain Cell Africa : estimer les précipitations à l'aide de la téléphonie mobile

Ces dernières années, le risque d'inondation urbaine a fortement augmenté en Afrique de l'Ouest. On constate, depuis la fin de la période de sécheresse des années de 1968 à 1995, la mise en place d'un nouveau régime pluviométrique. Les événements extrêmes sont plus fréquents et produisent des cumuls et des intensités pluviométriques plus importants que par le passé (Taylor et al. 2017)(Figure 13).

Dans le même temps, en raison d'une planification urbaine et de règles urbanismes inexistantes ou inadaptées, l'occupation des bas-fonds par la frange la plus vulnérable de la population est incontrôlée. Il en résulte un changement important d'occupation des sols, qui freine l'infiltration et l'évacuation des eaux pluviales. Les inondations, dans les villes africaines sont devenues fréquentes et engendrent des pertes humaines et économiques très importantes.

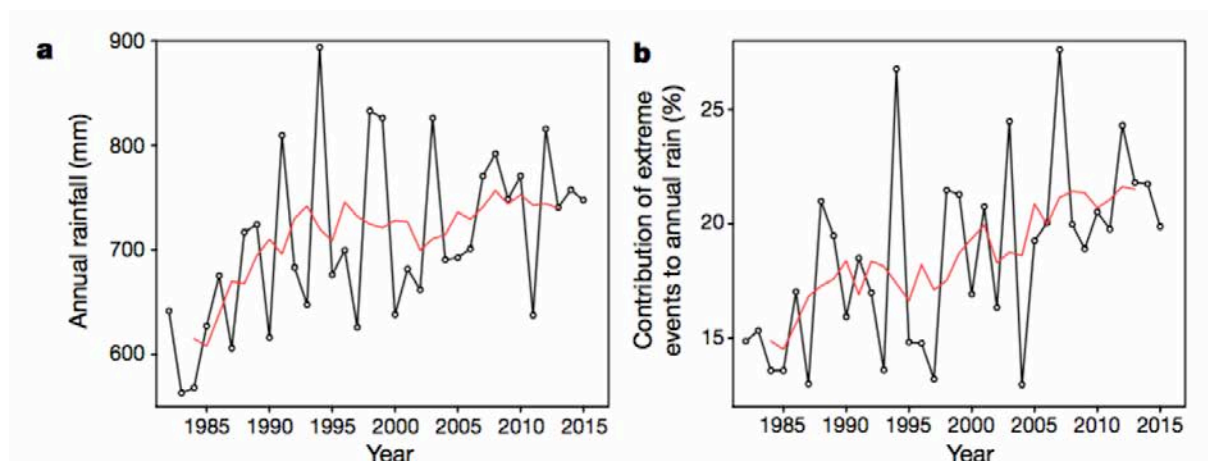


Figure 13 : Précipitations annuelles sur l'Afrique de l'Ouest (a) et contribution des événements extrêmes aux précipitations annuelles (b), mesurées par un réseau pluviométrique. Les lignes rouges indiquent les moyennes quinquennales (extrait de Taylor et al 2017).

Pour comprendre la sévérité d'un événement précipitant, il est nécessaire de disposer d'information sur la distribution temporelle des intensités de pluie. Or le nombre de stations d'observation hydrométéorologique a chuté de façon spectaculaire dans toute l'Afrique de l'ouest depuis les années 1970 (Panthou et al. 2012). Le problème tend à s'aggraver actuellement au Sahel en raison des conditions de sécurité qui se sont dégradées ces dernières années. Pour mieux comprendre ces phénomènes, il est essentiel de mettre en place de nouvelles techniques pour accéder à ces mesures en tenant compte d'un contexte économique et sécuritaire dégradé.

En 2006 et 2007, une équipe israélienne (Messer et al. 2006) puis un équipe hollandaise (Leijnse et al. 2007a) publient des travaux sur une méthode extrêmement innovante, faible coût, permettant d'estimer les précipitations à l'aide des liaisons hertziennes commerciales de télécommunication (téléphonie mobile). Le principe de base de la méthode est relativement simple. Il s'agit de tirer parti, pour une exploitation météorologique, d'une propriété des pluies bien connue des professionnels de la télécommunication : la pluie atténue les signaux hertziens et provoque une chute des puissances reçues (Figure 14). En mesurant ces perturbations, il est possible de quantifier l'intensité moyenne de la pluie intégrée entre les liaisons hertziennes des réseaux de téléphonie mobile.

Dans les villes africaines, les opérateurs de télécommunication disposent de réseaux denses d'une grande fiabilité (Figure 15). En mettant à la disposition leurs données de maintenance, les sociétés de téléphonie contribuent au côté des scientifiques et des services nationaux à répondre à une attente sociétale forte d'information et d'alerte sur les inondations.

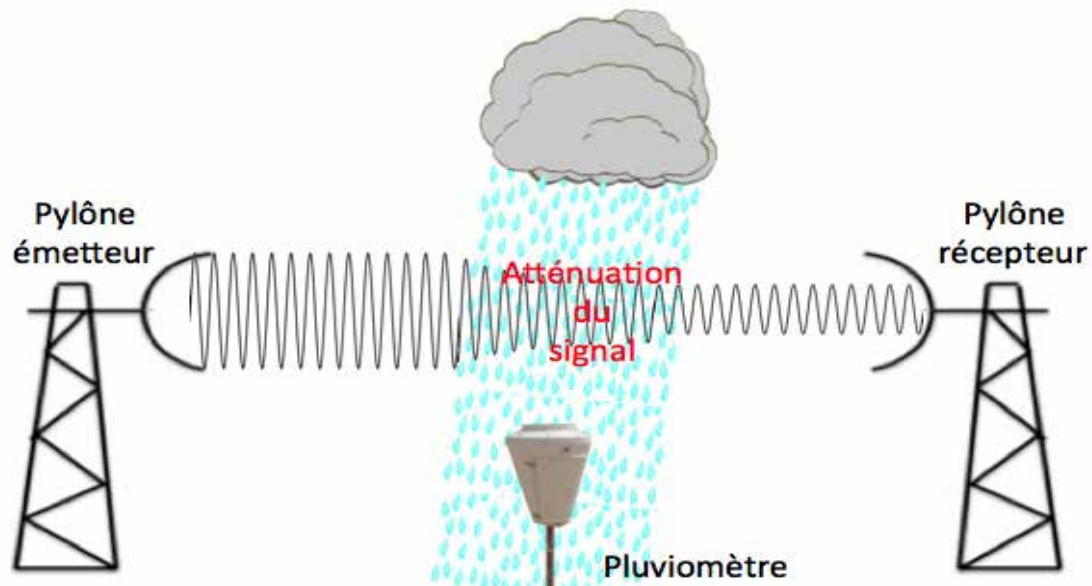


Figure 14 : illustration de l'atténuation pour la pluie d'une onde électromagnétique se propageant entre deux antennes d'un réseau de téléphonie mobile.

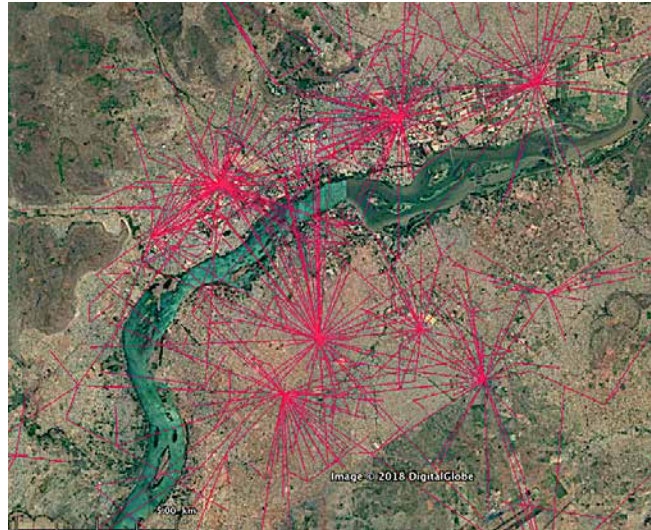


Figure 15 : Réseau des liaisons micro-ondes intra-urbaines de l'opérateur Orange Mali sur la ville de Bamako. Chaque ligne rouge représente un lien entre 2 antennes de télécommunication.

Le dispositif de mesure des précipitations déployé dans le cadre de la campagne de validation au sol Mégha-Tropiques se prête parfaitement à la validation de cette technique sur des pluies africaines. Co-encadré par Marielle Gosset, François Zougmore et de moi-même, Ali Doumounia, doctorant de l'Université de Ouagadougou, a testé avec succès cette technique. Pour la première fois en Afrique de l'ouest, au Burkina Faso, cette solution innovante et verte a permis d'estimer la pluie à des échelles de temps et d'espace très fines (variation du signal à la seconde sur quelques kilomètres) (Doumounia et al. 2014). Les détails de la méthode et le protocole de validation feront l'objet d'un chapitre détaillé dans la seconde partie de ce mémoire. La méthode, que nous avons baptisée Rain Cell Africa, offre une alternative pour pallier aux déficits des réseaux de mesure nationaux. Elle présente de nombreux avantages dans les zones urbaines, en lien avec la densité des réseaux de téléphonie, un (sur-)coût d'exploitation marginal, une grande fiabilité, et une centralisation et un partage des données en temps réel.

En mai 2014, j'ai présenté nos travaux sur l'estimation des pluies à l'aide des réseaux de téléphonie mobile à deux experts en hydrologie, André Merla et Serge Pieyns, mandatés par l'Observatoire du Sahara et du Sahel (OSS). Ils étaient en charge d'identifier des projets susceptibles de développer la connaissance des ressources en eau au Sahel et d'améliorer la résilience des pays aux catastrophes notamment les crues et les sécheresses. Suite à ma présentation et l'accueil très positif reçu pour cette solution innovante, Serge Pieyns m'a mis en contact avec différents bailleurs susceptibles d'accompagner les futurs développements de la méthode Rain Cell Africa.

Le projet Rain Cell app Bamako

J'ai co-écrit le projet Rain Cell app Bamako avec Marielle Gosset, pour répondre à un appel d'offre porté par les fonds coréens pour la croissance verte (un fond fiduciaire géré par la Banque mondiale, the Korea Green Growth Trust Fund). Le projet porte sur la gestion en temps réel des risques d'inondation urbaine et le développement d'outils d'aide à la décision pour la grande région de Bamako. L'objectif est de démontrer la faisabilité d'estimer les précipitations en temps réel sur la base de la surveillance de la puissance émise et reçue des signaux échangés entre les pylônes de télécommunication cellulaire de la société Orange-Mali, et de fournir des cartes d'accumulation d'eau dans la ville associées à des cartes de vigilance. Les données de précipitation servent à modéliser le ruissellement urbain et les risques d'inondation. A terme, la municipalité, de concert avec les autorités de la Protection Civile, sera en mesure d'améliorer les plans d'urgence avec plus de prévisibilité et de délais. Ce système aidera également à documenter les modèles d'inondation et, en fin de compte, à éviter la croissance urbaine dans des zones sujettes aux inondations. Le projet s'appuie sur un partenariat public-privé novateur entre scientifiques, les services météorologiques et hydrologiques nationaux, les services de la Protection Civile et l'opérateur de téléphonie mobile Orange-Mali.

Les grandes étapes du projet comprennent :

- la fourniture de cartes de pluie en temps réel et à haute résolution basées sur l'atténuation du signal du réseau cellulaire. Il s'agit de démontrer la pertinence de l'information provenant du réseau de téléphonie cellulaire pour l'estimation des précipitations dans les zones urbaines de Bamako. Pour cela, il est nécessaire d'assurer la collecte et la gestion des données, la production de cartes de précipitation en temps réel ;
- Le développement, à partir de la plate-forme de modélisation open-source ATHYS (Bouvier et al. 1996), d'un modèle simplifié d'écoulement urbain (pluie/débit) pour améliorer la prévision et la gestion des crues ;
- La conception d'une interface Web et SMS pour les services hydrologiques, la Protection Civile et les autorités de développement urbain intégrant en temps réel de l'information sur les risques d'inondation dans un outil d'aide à la décision basée sur un SIG. La visualisation d'une carte de vigilance, construite à partir des cartes de précipitation et des cartes de débits des eaux de ruissellement dans la ville, facilite la prise de décision et la gestion des urgences à court terme, ainsi que l'identification des points chauds présentant un risque critique pour les populations et les biens.

Rain Cell app Bamako a pour objectif, à terme, l'élaboration d'outils opérationnels pour une planification plus efficace des interventions d'urgence et l'amélioration des

connaissances sur les événements climatiques extrêmes, y compris les précipitations et les périodes de retour des eaux de ruissellement, avec des applications directes dans la planification urbaine et la conception des infrastructures.

Le projet a débuté en février 2016 avec un montant de 495000 dollars pour une durée de 3 ans, alloué par le Korea Green Growth Trust Fund (KGGTF). Le KGGTF est un programme issu d'un partenariat entre la Banque Mondiale (WBG) et la République de Corée pour soutenir les pays dans leurs stratégies de croissance durable et leurs investissements.

Mes actions sur le projet sont les suivantes :

- Je crée et j'anime le partenariat avec les acteurs locaux à Bamako de la Direction Générale de la Protection Civile, de Mali-Météo et de la Direction de l'Hydraulique. J'organise et je conduis les réunions et les ateliers pour discuter de l'avancement du projet et partager les orientations à donner. Je formalise ce partenariat à travers l'écriture de conventions de recherche.
- J'ai rencontré à plusieurs reprises la direction d'Orange-Mali pour les convaincre d'adhérer au projet. La négociation a été longue, bien qu'à chaque rencontre la solution Rain Cell ait suscité l'enthousiasme de mes interlocuteurs. La situation a pu être débloquée suite à une rencontre au siège de la Banque Mondiale à Bamako où s'est retrouvé l'ensemble des partenaires du projet. A la demande d'Orange-Mali, un contrat de confidentialité a été signé par toutes les parties, nous permettant d'engager des discussions techniques en vue de la diffusion en temps réel des données issues de leur réseau hertzien. Pour différents aspects techniques, les données ne sont toujours pas accessibles aujourd'hui en temps réel au Mali, mais un test réalisé en 2018 sur l'ensemble du réseau Orange au Cameroun a montré qu'une solution technique fiable pouvait être mise en œuvre rapidement.
- J'organise et je mets en œuvre les développements technologiques afférents au projet : j'ai confié le déploiement d'un réseau de 13 pluviographes installés à Bamako à mon collègue, Marc Arjounin, technicien IRD, membre du Service Technique de l'IGE que je coordonne, actuellement en poste au Bénin, qui a également assuré le transfert de compétence à destination du personnel de Mali-Météo et au personnel de l'IRD ; j'ai encadré le travail d'un jeune ingénieur, Baptiste Lemaire, que j'ai recruté sur un contrat à durée déterminée,

pour concevoir une acquisition pluviométrique capable de télétransmettre en temps réel les intensités de pluie.

- J'ai conçu l'architecture du serveur Rain Cell app Bamako et j'ai supervisé son développement réalisé par un collègue du Service du Système d'Information de l'IGE. J'ai déployé le serveur à la Protection Civile de Bamako en mai 2017 et depuis je m'assure du bon cheminement des données et de la production des cartes associées.
- Je suis en charge du dialogue avec la Banque Mondiale et le bailleur coréen. Je rédige et j'organise la rédaction des livrables, je négocie les amendements au contrat. En mai 2016, j'ai effectué une mission en Corée organisée par la Banque Mondiale pour présenter les objectifs du projet et ses premières avancées. J'ai participé également au Korea Green Innovation Days¹⁰ en avril 2017 à Dar es Salaam, avec mes collègues de la Protection Civile et de la météo du Mali.

Aujourd'hui, le projet se poursuit et nous travaillons à la validation et à l'étalonnage du modèle pluie-débit. La dernière version du modèle utilise la mesure de la pluie en temps réel pour estimer si les débits maxima pouvant être évacués par les canaux pluviaux seront atteints et si une inondation est en cours ou à venir, sur les 24 prochaines heures, sur une zone particulière de l'agglomération Bamakoise. Des projections de la situation du réseau hydraulique de la ville sont réalisées au pas de temps du ¼ d'heure à partir de la situation présente, jusqu'à l'arrêt théorique des écoulements dans les canaux. Le modèle réactualise automatiquement ces projections chaque ¼ d'heure à l'aide des informations pluviométriques collectées en temps réel. Une campagne de mesures sur les canaux de la ville, conduite par Chaka Traoré, ingénieur à la Direction de l'Hydraulique du Mali et le Professeur N'Dji dit Jacques Dembelé de l'Université des sciences sociales et Gestion de Bamako (USSG) a permis de relever les sections des principes infrastructures.

Le projet Rain Cell app Ouaga

Le projet Rain Cell app Ouaga¹¹ est très proche du projet présenté ci-dessus. Co-écrit également en partenariat avec Marielle Gosset, il a été soumis en réponse à un appel à projet porté par le dispositif mondial de réduction des catastrophes et de reconstruction

¹⁰ Korea Green Innovation Days 2017: Working Together to Make Green Growth Happen April 4-7, 2017, Dar es Salaam, Tanzania.
<http://www.worldbank.org/en/events/2017/04/04/kggtf-helping-africa-develop-while-preserving-the-environment>

¹¹ <https://www.gfdrr.org/sites/default/files/publication/IRD-Challenge-Fund-Project.pdf>

(GFDRR) géré par la Banque mondiale et le Département britannique du développement international (DFID). Nous avons obtenu un financement de 250000 dollars sur des fonds United Kingdom AID (UKAID), pour consolider nos travaux sur la méthode Rain Cell au Burkina Faso et démontrer la possibilité de sa mise en œuvre opérationnelle pour prévenir les risques liés aux inondations sur l'agglomération de Ouagadougou. Débuté en décembre 2015, le projet a permis de développer et d'implanter le démonstrateur d'alerte précoce aux inondations à la Direction Générale de la Météorologie, de réaliser une extension de la technologie vers la ville de Niamey au Niger et de conduire une étude sur la résilience des populations confrontée aux inondations.

Pour la gestion du projet, Marielle Gosset a géré les relations avec le bailleur et j'ai pris en charge les échanges avec les partenaires Burkinabés avec qui j'ai noué des relations fortes au cours de trois années passées à Ouagadougou.

Entre 2015 et 2017, j'ai réalisé 6 missions à Ouagadougou pour rencontrer les partenaires, déployer le serveur du démonstrateur à la direction de la météorologie et déployer le réseau de pluviographes télétransmis. En octobre 2017, j'ai été un des principaux organisateurs de l'atelier de restitution qui s'est tenu à la Direction Générale de la Météorologie de Ouagadougou et j'ai contribué à la rédaction des livrables.

Bien que le projet soumis à la Banque Mondiale soit officiellement clos depuis mars 2017, les actions de recherche se prolongent au côté des partenaires Burkinabés et de la société Orange pour mettre en place un flux temps réel d'estimation des précipitations.

Organisation du 1^{er} Colloque Rain Cell Africa

Afin de promouvoir et diffuser nos travaux en Afrique Sub-saharienne, j'ai organisé avec mes partenaires la tenue d'un premier colloque international « Rain Cell Africa » à Ouagadougou du 30 mars au 2 avril 2015 ([http://Rain Cell01.sciencesconf.org/](http://RainCell01.sciencesconf.org/)). Mon action dans son organisation du colloque a principalement porté sur la recherche de financement, la création du site WEB, l'invitation des participants et l'organisation des missions, la recherche des lieux d'accueil du colloque et sa logistique locale. J'ai démarché différents organismes internationaux et services de coopération : service de coopération de l'ambassade du Danemark, de Suisse, d'Allemagne, de France et de l'Union Européenne, ainsi que Agence Française de Développement et l'Agence allemande de coopération internationale (GIZ). J'ai obtenu un financement de la Délégation à l'Information et à la Communication de l'IRD d'un montant de 4500€ sur réponse à un appel à proposition de soutien de colloque. Nous avons également bénéficié de la prise en charge d'une partie des frais de missions des chercheurs invités par l'UNESCO, du programme WASCAL et du CNES.

Initialement prévu début novembre 2014 à Ouagadougou, la situation sécuritaire s'étant rapidement dégradée durant quelques jours suite à des troubles politiques fin octobre,

nous avons préféré reporter la tenue du colloque au printemps suivant. Les conséquences de ce report ont été importantes d'un point de vue logistique et sur le plan financier, engendrant la perte du financement de 10000 euros que j'avais acquis auprès de la GIZ et la perte sèche de nombreux billets d'avion.

La première édition du colloque international Rain Cell Africa s'est tenue les 30 et 31 mars 2015. Le colloque a réuni 87 participants venus de 18 pays (Benin, Burkina Faso, Cameroun, Côte d'Ivoire, Ghana, Kenya, Mali, Niger, Nigeria, Sénégal, Tanzanie, Togo pour l'Afrique et France, Allemagne, Pays-Bas, Suisse, Israël et U.S.A pour l'Europe et le reste du monde) et plusieurs organisations inter-gouvernementales (CILSS ; PNUD ; UNESCO). Le colloque a été suivi d'une école thématique de 2 jours dont l'objectif était de former une vingtaine de jeunes scientifiques africains aux outils de production des cumuls de précipitation à l'aide de la méthode Rain Cell. J'ai participé à la sélection des candidats et je les ai encadrés lors des travaux pratiques. L'organisation de cet événement international a donné lieu à la publication d'une communication dans le Bulletin de la Société Américaine de Météorologie ([Gosset et al. 2016](#)).

Le trophée de la recherche publique Énergie Environnement Climat

En juillet 2015, l'ADEME, et la société Reed Expositions France, organisateur du congrès World Efficiency, ont lancé un appel à article afin de décerner un Trophée de la recherche publique énergie-environnement-climat qui favorise les synergies entre les laboratoires, les unités de recherche publiques et les acteurs économiques (industriels, collectivités locales et territoriales). Le public visé était les chercheurs des secteurs de l'énergie, de l'environnement et du climat dont les travaux concernaient :

- le développement de technologies innovantes dans les secteurs de l'eau, de l'air, des déchets, de l'énergie, du bruit,
- les impacts économiques, juridiques, climatologiques, sanitaires ou sociaux des options énergétiques ou environnementales pouvant être envisagées.

J'ai rédigé et soumis un article présentant à la fois la démarche innovante de la méthode Rain Cell Africa et les initiatives développées à des fins de promotion en Afrique subsaharienne. Notre projet a été lauréat du concours et nous avons reçu en octobre 2015 un **trophée de la recherche publique Énergie Environnement Climat** récompensant nos travaux, décerné lors du salon World Efficiency¹² (Figure 16).

¹² <http://www.ird.fr/toute-l-actualite/actualites-institutionnelles/scientifiques-primaires/prix-medailles/marielle-gosset-frederic-cazenave-et-francois-zougmore-laureats-du-trophee-de-la-recherche-publique-energie-environnement-climat>



Figure 16 Remise du trophée de la recherche publique Énergie Environnement Climat lors du salon World Efficiency d'octobre 2015 (de gauche à droite : Pauline Rey-Brahmi Hydroplus, Frédéric Cazenave LTHE/IRD, Marielle Gosset GET/IRD, François Zougmore LAME/Univ. Ouaga1) .

Bilan des compétences acquises ou mobilisées

Bloc 1 : Conception et élaboration d'une démarche de recherche et développement, d'études et prospective

- ✓ Élaborer de projets de recherche originaux soumis à des bailleurs de fonds internationaux

Bloc 2 : Mise en œuvre d'une démarche de recherche et développement, d'études et prospective

- ✓ Implémenter un programme de recherche mobilisant plusieurs laboratoires de recherche en France, différents services nationaux dans les pays cibles (Burkina Faso - Mali)
- ✓ Animer le réseau des partenaires en organisant des réunions et ateliers de restitution du projet
- ✓ Rédiger les rapports finaux pour justifier l'exécution de nos travaux auprès des bailleurs de fonds
- ✓ Proposer et rédiger des conventions de recherche afin de structurer les collaborations scientifiques avec nos partenaires au Mali et au Burkina Faso
- ✓ Faire la restitution des projets scientifiques auprès des bailleurs de fonds

Bloc 3 : Valorisation et transfert des résultats d'une démarche recherche et développement d'études et prospective

- ✓ Publier les résultats des travaux de recherche innovant de l'équipe Rain Cell Africa (Doumounia et al 2014)
- ✓ Obtenir le trophée de la recherche publique Énergie Environnement Climat pour les travaux réalisés dans le cadre du projet Rain Cell Africa
- ✓ Partager les données et les résultats de recherche du projet avec les partenaires en proposant des outils adaptés (démonstrateur Rain Cell)

Bloc 4 : Veille scientifique et technologique à l'échelle internationale

- ✓ Se tenir informer des nouvelles publications scientifiques des équipes internationales principalement israéliennes, suisses, allemandes et hollandaises travaillant sur l'affaiblissement des liens de télécommunications par les précipitations

Bloc 5 : Formation et diffusion de la culture scientifique et technique

- ✓ Co-encadrer le travail de recherche du doctorant Ali Doumounia
- ✓ Organiser le 1er colloque international Rain Cell Africa sur l'estimation des précipitations à l'aide des liens hertziens des compagnies de téléphonie mobile
- ✓ Organiser une école thématique de 2 journées sur l'estimation des précipitations à l'aide des liens hertziens des compagnies de téléphonie mobile
- ✓ Organiser des formations à destination des partenaires opérationnels des pays du Sud

Bloc 6 : Encadrement d'équipes dédiées à des activités de recherche et développement, d'études et prospective

- ✓ Coordonner les activités de terrain des différentes équipes impliquées dans le projet
- ✓ Recruter le personnel nécessaire à l'exécution du projet

11 - Transferts de compétences

Il est pour moi essentiel que mon activité scientifique et technique permette la formation des plus jeunes. Ainsi j'assure des enseignements à destination d'étudiants ou de professionnels, partenaires ou collègues de l'IRD. Le tableau ci-dessous présente les principales formations que j'ai réalisées.

Années	Niveau	Filière	Intitulé de la formation	Durée	Établissement
2020	M1	Ense3	Projet de recherche : Structure microphysique des précipitations	120 heures	Grenoble-INP
2018-2019	L3	Parcours Conception et Surveillance des systèmes Hydrauliques (CSH)	Apprentissage	1 an	IGE-Grenoble
2017-2018	L3	Parcours Conception et Surveillance des systèmes Hydrauliques (CSH)	Apprentissage	1 an	IGE-Grenoble
2017	M1	Ense3	Projet de recherche : Structure microphysique des précipitations	120 heures	Grenoble-INP
2013	M2	Environnement et Changement Climatique / programme	Pluviométrie et traitement de données	30 heures	Univ. Ouagadougou, Burkina Faso

		européen PIMASO			
2008	3A	Ensieg	Projets tutorés modulateur de puissance	80 heures	Grenoble-INP
2004- 2008	L3, M1, M2	F.A.S.T.	Introduction aux radars météorologiques		Univ. Abomey Calavi, Bénin
2005	4A	Ingénieur Polytech.	Initiation aux radars météorologiques	5heures	Ecole Polytech. d'Abomey Calavi, Bénin
2006	L1	DEUG SVT	TD Informatique	26 heures	UJF, Grenoble
2006	3A	Ensieg	Projet tutoré de 7 étudiants	80 heures	Grenoble-INP
2003	L1	DEUG SVT	TD Informatique	52 heures	UJF, Grenoble
2002	L1	Formation Continue	Mesures par radar météorologique	40 heures	LTHE, Grenoble
2002	L1	DEUG SVT	TD Informatique	26 heures	UJF-Grenoble

J'ai encadré plus de trente stagiaires de niveaux et d'horizons différents (la liste des stagiaires et l'intitulé de leurs travaux sont donnés en annexe). Mes périodes d'expatriation sont propices à la formation des étudiants du Sud. Ainsi lors de mon séjour au Bénin de 2004 à 2007, j'ai encadré 8 stagiaires de différentes formations dont quatre étudiants béninois, un français et un brésilien venus se former sur le développement de logiciel radar. Lors de mon affectation au Burkina Faso de 2011 à 2014, j'ai formé 18 collègues du nord et du sud à la manipulation du radar Xport. Tous ont pris part aux campagnes d'acquisitions radar en intégrant une équipe de veille. J'ai été Maître d'apprentissage de 2 étudiants, Lucas Popelin (2017-2018) et Stéphane Boubkraoui (2018-2019) de la licence professionnelle (L3pro) du parcours Conception et Surveillance des systèmes Hydrauliques (CSH) de l'UGA. Accueilli en septembre à l'IGE, l'apprenti en alternance intègre l'équipe du Service Technique que j'encadre. Je coordonne l'organisation de son activité professionnelle et je m'assure de sa rapide intégration au sein de l'équipe. En tant que responsable hiérarchique et maître de l'apprentissage, j'accompagne l'apprenti tout au long de l'année et j'évalue sa progression. Je suis l'interlocuteur de son responsable pédagogique. Je m'appuie sur l'expertise et les savoir-

faire de mes collaborateurs pour former et encadrer l'apprenti sur les différents aspects du métier d'instrumentaliste.

Bilan des compétences acquises ou mobilisées

Bloc 5 : Formation et diffusion de la culture scientifique et technique

- ✓ Participer à des enseignements universitaires sur diverses formations en France et en Afrique

Bloc 6 : Encadrement d'équipes dédiées à des activités de recherche et développement, d'études et prospective

- ✓ Encadrer de stagiaires à différents niveaux de formation sur des développements technologiques, informatiques et des sujets de recherche
- ✓ Être maître d'apprentissage pour des étudiants de L3pro

12 - Animation scientifique et vulgarisation de la recherche

Ma thèse en 180 secondes au Burkina Faso

Au printemps 2014, à travers une annonce de l'Université Joseph Fourier (UJF-Grenoble), je découvre le concours « Ma thèse en 180 secondes ». Un doctorant présente en 3 minutes chrono, devant un public profane, le travail réalisé au cours de ses trois ou quatre années de recherche dans un exercice de vulgarisation extrêmement exigeant pour être réussi. Je suis immédiatement enthousiasmé par ce défi. Les bénéfices que peut en retirer un étudiant en termes de prise de recul sur son projet scientifique et sur ses capacités de restitution et d'élocution sont indiscutables. En affectation au Burkina Faso, je propose au représentant de l'IRD à Ouagadougou et au Services de Coopération et d'Action Culturelle (SCAC) de l'Ambassade de France de m'accompagner dans l'organisation d'un concours national, auquel les doctorants des différentes universités du pays pourront participer. En partenariat avec le Ministère des enseignements secondaire et supérieur du Burkina Faso, l'IRD et le SCAC, j'ai organisé, le mardi 24 juin 2014 à Ouagadougou, la première édition du concours « Ma thèse en 180 secondes » à l'intention d'une dizaine de doctorants du pays¹³ (Figure 17). Depuis chaque année, une nouvelle édition se tient au Burkina Faso. En 2015, Alizeta Sawadogo a représenté le Burkina Faso lors de la finale internationale de Ma thèse en 180 secondes à Paris.



Figure 17 : Affiche du 1er concours au Burkina Faso "Ma thèse en 180 secondes" que j'ai adaptée d'une maquette fournie par le service communication de l'UJF.

¹³ <https://burkina-faso.ird.fr/toute-l-actualite/l-actualite/a-la-une/kassoum-yamba-laureat-du-concours-ma-these-en-180-secondes-2014>

Conseiller scientifique du film « Rain Cell Africa : Signal d'Alerte¹⁴ »

Les projets d'alertes précoces aux inondations, Rain Cell App Bamako et Rain Cell App Ouaga, ont bénéficié du soutien du département IRD Image et de la société de production « French Connection » pour la réalisation d'un film documentaire, de 18 minutes, destiné au grand public. En septembre 2016, j'ai accompagné l'équipe de tournage au Burkina Faso et au Mali durant 15 jours, pour réaliser des prises de vues et interviewer des sinistrés des inondations, des scientifiques et des décideurs publics. En tant que conseiller scientifique, j'ai participé également à la rédaction du texte de la voix off qui déroule le sujet. Le documentaire est diffusé à travers la chaîne Youtube de l'IRD. J'ai présenté le film dans le cadre du séminaire d'animation scientifique Midi Science, au siège de l'IRD à Marseille en janvier 2018 et lors du festival « Pint of Science » en mai 2019 à Valence (Figure 18). Un format condensé de 3 minutes est très utile pour illustrer nos réalisations lors de séminaires ou de conférences.



Figure 18 : Affiche promotionnelle de l'animation scientifique Midi Sciences du 16 janvier 2017

¹⁴ <https://www.youtube.com/watch?v=QM9GHchJif4> short release
<https://www.youtube.com/watch?v=3GrZIY3m1g> long release

Corner Cop 21

A l'occasion de la COP 21 en décembre 2015 à Paris, l'exposition Solutions COP21 a été organisée au Grand Palais. L'objectif de cette exhibition était de présenter au grand public, 32 solutions pour lutter et s'adapter au changement climatique proposées par des chercheurs issus de 15 organismes. Parmi les quelques projets mis en avant par l'IRD, Rain Cell a été identifié comme une solution innovante et verte de lutte contre les changements climatiques. Marielle Gosset et moi-même avons été invités à présenter notre projet au Grand Palais lors d'une rencontre avec le public le 9 décembre 2015. Suite à une présentation faite à 2 voix, s'en est suivi un échange avec les personnes présentes (Figure 19).



Figure 19 : Dépliant de présentation et photo de l'intervention Marielle Gosset et Frédéric Cazenave lors de l'exposition Solutions COP21 au Grand Palais à Paris en décembre 2015.

Bilan des compétences acquises ou mobilisées

Bloc 5 : Formation et diffusion de la culture scientifique et technique

- ✓ Participer comme conseiller scientifique à la réalisation de documentaire scientifique
- ✓ Animation de débats « grand public » lors d'animations scientifiques
- ✓ Présentation de travaux de recherche lors d'événements scientifiques internationaux
- ✓ Organiser des concours de vulgarisation scientifique

13 - Direction Technique de laboratoire

En juillet 2014, vers la fin de mon affectation au Burkina Faso, Sandrine Anquetin, future Directrice du LTHE, DR CNRS, m'a proposé de m'investir dans l'organisation et l'animation de l'appui technique du laboratoire. J'ai initié une réflexion pour permettre une réorganisation de cet appui afin de mieux répondre aux demandes croissantes de soutien technique des scientifiques du laboratoire. J'ai proposé de recomposer les 3 pôles techniques, organisés par métier en un seul Service Technique structuré autour de 3 missions : ingénierie du développement instrumental, ingénierie de laboratoire et appui aux observations de terrain. Au 1er septembre 2015, j'ai officiellement pris la direction du Service Technique du LTHE qui regroupait une douzaine d'ingénieurs et techniciens (fiche de poste jointe en annexe). La création de l'Institut des Géosciences et de l'Environnement (IGE), en janvier 2017, issu du regroupement des laboratoires LTHE et LGGE, a conduit à la mise en place d'un Service Technique unique à l'Institut. Deux missions, regroupant 8 IT, ont ainsi été adjointes à l'organigramme du service. Une mission liée aux Forages et Carottages polaires (C2FN) pour partie rattachée à la Direction Technique de l'INSU et une liée à l'infrastructure technique du bâtiment et à la gestion des chambres froides. Pour le premier quinquennat de l'IGE, afin de faciliter le fonctionnement du service, il a été décidé en accord avec la nouvelle direction, que la responsabilité du ST serait portée conjointement par Olivier Alemani, ancien responsable du ST du LGGE et moi-même (Figure 20), chacun gardant la responsabilité des missions propres à son équipe. J'ai la responsabilité particulière des missions ingénierie de laboratoire (4 personnes, 3,4 ETP), d'appui aux observations de terrain (9 personnes, 5,30 ETP), et je co-encadre la mission d'ingénierie du développement instrumental (9 personnes, 6,35 ETP), ce qui constitue un ensemble de 17 ingénieurs et techniciens. Néanmoins, l'organisation et l'orientation générales sont discutées conjointement.

L'équipe dont j'ai la responsabilité regroupe 17 ingénieurs et techniciens (issus de l'IRD, du CNRS et de l'UGA) en charge de l'appui à 8 équipes de recherche du laboratoire. Nous contribuons à un large spectre d'activités scientifiques qui visent à mieux comprendre la structure et l'évolution de la zone critique sous pression climatique et anthropique : hydrométéorologie, chimie de l'atmosphère, hydrologie de versant et de montagne, transports solides en rivière, vulnérabilités des ressources en eau. Nous avons en charge le suivi de 3 observatoires nationaux (SNO) répartis sur 4 continents : OHMCMV, en région Cévennes-Vivarais, AMMA-Catch en Afrique de l'Ouest et GlacioClim en zones d'altitude et de hautes latitudes dans les Alpes, en Amérique du Sud et au Népal. Nous intervenons sur différents réseaux de mesure et chantiers : Vallée de l'Arve, Bassin de la Bléone, Zone Atelier Alpes au col du Lautaret, chantier Bolivie, chantier Vietnam. Nous sommes

reconnus comme un des « principaux contributeurs en France des mesures sur l'hydrologie des bassins versants en région de montagne, Méditerranée et pays du Sud » (rapport HCERES LTHE 2015). Notre équipe fait preuve d'une expertise reconnue en développement instrumental avec à son actif différents dispositifs innovants conçus et réalisés au sein du service dont certains ont pu être brevetés (brevet SCAF 2016, Smart Stake 2019).

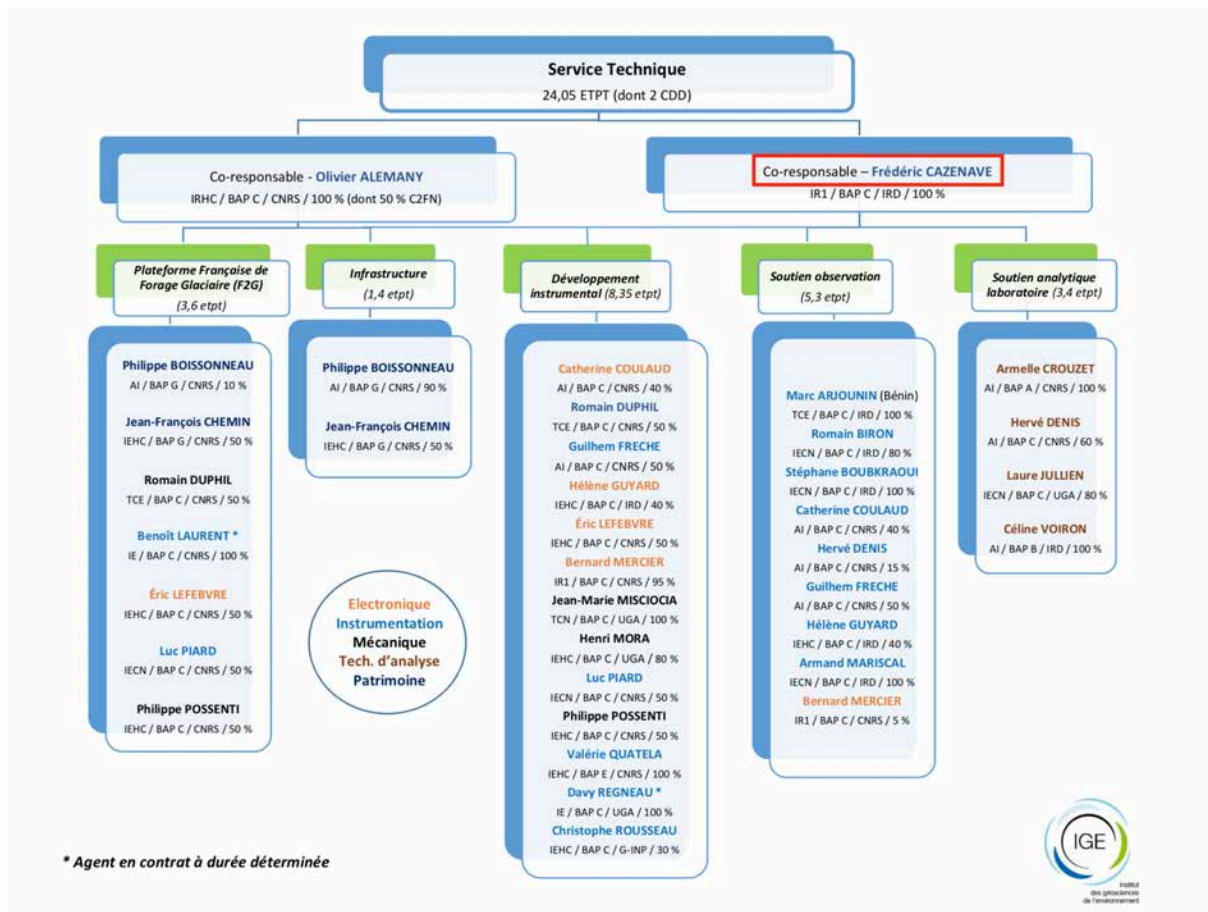


Figure 20 : organigramme du Service Technique de l'IGE (juin 2020).

J'anime et j'encadre l'équipe à travers différents types de réunions : des réunions hebdomadaires, portant sur le bilan de la semaine écoulée et sur les attendus de la semaine à venir ; des réunions mensuelles regroupant l'ensemble des acteurs du service (dont les expatriés en vidéoconférence) permettent de porter une réflexion collective sur des sujets de fond du service (organisation, logistique, communication, développement). A tour de rôle, un collègue est invité à présenter son activité ou l'observatoire dont il a la responsabilité. L'objectif de ces réunions est de co-construire avec l'ensemble des agents « notre » Service Technique et de donner à chacun l'occasion de partager avec le groupe ce qui motive son activité et les difficultés rencontrées.

En relation directe avec les responsables des équipes de recherche, nous organisons à travers un appel semestriel les demandes d'appui technique. J'évalue pour mon équipe la faisabilité de l'ensemble des demandes et nous organisons la répartition des tâches lors d'une réunion de service spécifique et plénière. Les demandes dites « au fil de l'eau » sont discutées lors des réunions hebdomadaires. Une restitution est présentée au cours d'un Conseil d'appui à la Politique Scientifique du laboratoire (CaPS) et en cas de difficulté d'exécution d'appui, les arbitrages sont réalisés avec les responsables des équipes scientifiques.

Je confie à chacun de mes collègues la responsabilité d'une demande de développement instrumental ou/et du suivi d'un chantier d'observation. Il devient alors l'interlocuteur direct du scientifique porteur de la demande et organise l'activité à sa guise en fonction des spécifications demandées. Chaque membre de l'équipe ayant une parfaite connaissance des compétences mobilisables en interne au Service Technique, l'entraide est extrêmement forte et favorise la complémentarité. Je participe aux réunions d'initiation des projets, je suis leur avancée lors des réunions hebdomadaires, et j'apporte mon expertise si nécessaire. Je m'assure du bon déroulement du projet, du respect des spécifications demandées et des délais impartis.

J'ai organisé avec le soutien des services de formation de nos différentes tutelles, principalement DR11 CNRS et Délégation Sud-Est IRD, des formations collectives pour permettre un partage des savoir-faire et de l'expertise au sein de l'équipe. Six collègues ont participé à deux sessions de formation proposées par Campbell Scientific, principal fournisseur de centrale d'acquisition et de capteurs pour l'environnement. La continuité de l'appui offert aux équipes de recherche peut être ainsi assurée par différents membres de l'équipe sans que la qualité du service en soit affectée.

J'incite mes collègues en charge du développement instrumental à participer activement aux différents colloques et ateliers en relations avec nos domaines d'activités techniques et scientifiques. Je les invite également à faire preuve d'initiative et à être force de propositions sur des méthodes ou des développements innovants. En relation avec les services valorisation de l'UGA et de l'IRD, j'identifie les projets pouvant bénéficier d'un accompagnement à maturation, d'un transfert de technologie et/ou faire l'objet d'un dépôt de brevet afin de protéger notre propriété intellectuelle.

La gestion des ressources humaines occupe une part importante de mon activité liée au Service Technique (environ 50%). Dans le cadre du suivi de carrière des agents, j'ai en charge les entretiens annuels et l'accompagnement des parcours des 16 agents permanents (1 IR, 8 IE, 5 AI et 2 Techniciens) de l'équipe et du suivi de collègues (IE ou

AI, 1 à 2 par an) en CDD pour lesquels j'assure le recrutement. Depuis ma prise de fonctions, 3 agents ont été promus au corps supérieur (AJT vers T, AI vers IE, IE vers IR) et 2 ont bénéficié d'un changement de grade.

En lien avec la direction du laboratoire, j'élabore la gestion prévisionnelle de l'emploi et des compétences du service. Je propose les profils de postes lors des campagnes annuelles de recueil des moyens, en veillant au maintien des compétences et des savoir-faire en anticipant les futurs départs en retraite et en évaluant les besoins en compétences nouvelles ou en cherchant à renforcer une mission. Je participe aux jurys de recrutement des membres de mon service lors des concours, des mobilités ou des postes en CDD.

Suite à ma prise de poste, j'ai suivi tout au long des années 2015 et 2016, des cycles de formation pour mieux appréhender les techniques du management. J'ai souhaité également rencontrer, à l'automne 2015, les responsables des DRH de l'Université et de la délégation Alpes du CNRS, tutelles du laboratoire, pour comprendre le déroulement des carrières au sein de ces établissements et prendre connaissance de leur politique de l'emploi.

Bilan des compétences acquises ou mobilisées

Bloc 1 : Conception et élaboration d'une démarche de recherche et développement, d'études et prospective

- ✓ Concevoir la structure et le fonctionnement d'une équipe technique

Bloc 2 : Mise en œuvre d'une démarche de recherche et développement, d'études et prospective

- ✓ Analyser les ressources humaines et financières nécessaires à l'exécution d'un projet
- ✓ Mobiliser les compétences nécessaires à la réalisation d'un projet ou du suivi d'un observatoire de recherche
- ✓ Superviser le déroulement d'un projet de développement instrumental ou le suivi d'un observatoire de recherche

Bloc 3 : Valorisation et transfert des résultats d'une démarche recherche et développement d'études et prospective

- ✓ Être en relation étroite avec les services de valorisation des tutelles du laboratoire
- ✓ Suivre les projets en cours de transfert de technologie vers des sociétés privés

Bloc 4 : Veille scientifique et technologique à l'échelle internationale

- ✓ Suivre les publications scientifiques et la presse spécialisée pour être informé des dernières évolutions technologiques et méthodologiques dans nos domaines de recherche

Bloc 5 : Formation et diffusion de la culture scientifique et technique

- ✓ Identifier les besoins de renforcement de compétence de l'équipe technique et organiser les formations adaptées
- ✓ Diffuser les savoir-faire de l'équipe technique lors de séminaires et colloques

Bloc 6 : Encadrement d'équipes dédiées à des activités de recherche et développement, d'études et prospective

- ✓ Encadrer et animer l'équipe technique de l'IGE
- ✓ Évaluer l'activité professionnelle d'ingénieurs et de techniciens
- ✓ Recruter des ingénieurs et techniciens en fonction des besoins de compétences identifiés

PARTIE 2 : Questions de recherche

Depuis plus de 10 ans, je conduis au sein de l'équipe HMCIS (HydroMétéorologie, Climat et Interactions avec les Sociétés) et avec mes partenaires du Nord et du Sud, des recherches sur les outils de caractérisation et de documentation des systèmes précipitants d'Afrique de l'Ouest (i.e. lignes de grains). Mes travaux visent à contribuer à répondre à des questions sociétales aiguës, partagées par la communauté des hydrométéorologues :

- i) Comment mieux comprendre la mousson africaine, sa variabilité en temps et en espace ? En effet les variabilités des précipitations à des échelles locales, urbaines et régionales ont des répercussions importantes pour l'agriculture et la gestion des risques d'origines climatiques.
- ii) Comment mieux alerter les populations africaines face au risque d'inondation qui se manifeste de plus en plus souvent au Sahel ?

La déclinaison de ces questions dans mon domaine d'expertise, la pluviométrie, consiste à développer des méthodologies capables de repérer, quantifier et suivre les lignes de grains, principaux pourvoyeurs de précipitation lors de la période de mousson au Sahel.

Dans cette seconde partie, j'introduis, au chapitre I, le climat d'Afrique de l'Ouest et les mécanismes de mise en place et de régulation de sa mousson. Puis au chapitre II, je présente le radar météorologique, formidable outil d'observation des masses précipitantes et d'estimation des quantités de pluie. Dans les chapitre III et IV, je présente ma démarche expérimentale et les résultats acquis qui contribuent à renforcer nos connaissances sur les deux questions suivantes :

- 1- Comment observer et caractériser la variabilité spatio-temporelle des systèmes précipitants en Afrique de l'Ouest ? Il s'agit, entre autres, de mettre en évidence les apports du radar au réseau dense de pluviographes pour produire des champs de pluie à des fines échelles spatiales et temporelles.
- 2- Quelle est la structure verticale des hydrométéores au sein des systèmes convectifs de méso-échelle sahéliens ? Il s'agit de s'intéresser notamment à la plus-value d'un radar météorologique sur l'étude de la microphysique des systèmes précipitants.

Enfin au chapitre V, je mets en évidence l'intérêt des liens de télécommunications commerciaux pour l'estimation quantitative des pluies en zone faiblement instrumentée

Chapitre I : Introduction au climat d'Afrique de l'Ouest

I.1 - Circulation générale de l'atmosphère : les cellules de Hadley et de Walker

Contrairement aux zones polaires, le bilan radiatif des zones tropicales est excédentaire en énergie, du fait principalement d'un rayonnement solaire incident plus important et d'un albédo plus faible que sur les pôles (Trenberth and Stepaniak 2003). Ce gradient méridien Équateur-pôles donne naissance à des circulations atmosphériques et océaniques qui redistribuent l'énergie à la surface de la planète.

Dans l'atmosphère tropicale, la redistribution d'énergie est engendrée par 2 cellules de Hadley qui s'étendent jusqu'à 30 degrés de latitude de part et d'autre de l'Équateur. La masse d'air équatoriale, chaude et humide, est soulevée par ascendance thermique vers la haute atmosphère. Cette zone de basse pression, propice au développement d'une activité orageuse marquée, est appelée zone de convergence intertropicale (**ZCIT** ou **ITCZ** en anglais). Lorsque les masses d'air atteignent la tropopause, elles sont alors dirigées vers les pôles. Du fait de leur refroidissement progressif, un courant de subsidence se met alors en place autour de 30° de latitude engendrant une zone anticyclonique tropicale (Figure 21).

Devenues sèches et chaudes, les masses d'air sont alors redirigées vers les basses pressions de la ceinture équatoriale en subissant une composante zonale d'Est due à la force de Coriolis, bouclant ainsi la cellule et donnant naissance aux alizés. Au-dessus du continent Africain, ce vent sec de basse couche de la troposphère, appelé Harmattan, accumule de l'énergie thermique.

Dans la bande intertropicale, un gradient longitudinal équatorial est présent et donne naissance à 3 pôles de convections majeures appelés cellules de Walker (Lau and Yang 2015)(Figure 22). Ces cellules situées au-dessus du continent Africain, d'Amérique centrale et de l'archipel Indonésien sont bornées par des zones de forte subsidence localisées à l'Est des océans Atlantique et Pacifique et à l'Ouest de l'océan indien. Il en résulte alors une activité convective plus importante au-dessus des continents qu'au-dessus des océans, car ces derniers ont une plus grande capacité à stocker l'énergie thermique, que les surfaces continentales.

Ainsi par la circulation océanique et atmosphérique, l'énergie des zones excédentaires est redistribuée vers les zones déficitaires par des transferts méridiens et verticaux de chaleurs latentes et sensibles et par des transferts de quantité de mouvement.

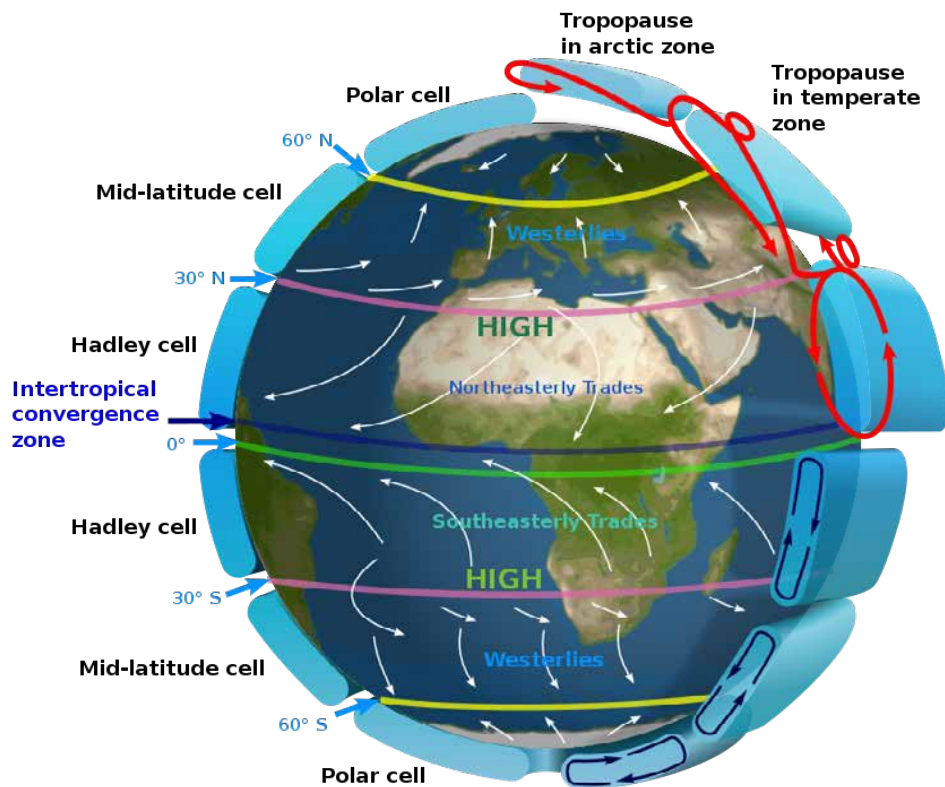


Figure 21 : Schéma simplifié à l'équinoxe de la circulation méridienne de l'atmosphère de part et d'autre de la ZCIT, représentant les cellules de Hadley, Ferrel aux moyennes latitudes et polaire, les principaux vents de surfaces et les JET d'altitude.

Source : <http://sealevel.jpl.nasa.gov/overview/climate-climatic.html>

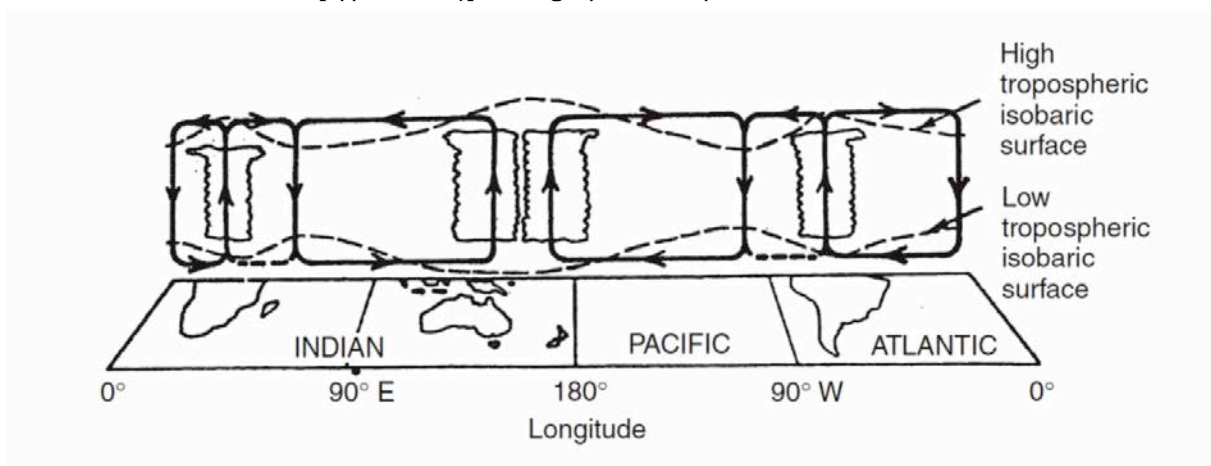


Figure 22 : Vue schématique de la circulation atmosphérique est-ouest le long du plan longitude-hauteur au-dessus de l'Équateur. La cellule au-dessus de l'océan Pacifique est appelée circulation Walker. (extrait de Lau and Yang, 2015).

I.2 - La Mousson Ouest Africaine

D'une façon générale, un régime de mousson se caractérise par une inversion saisonnière à l'échelle régionale des flux de surface due à un différentiel thermique entre continent et océan.

En Afrique de l'Ouest, au cours de l'hiver, le flux de basse couche est caractérisé par les vents d'**Harmattan** soufflant du nord-est. Durant l'été, ce flux fait place à un vent de sud-ouest qui alimente le continent en humidité depuis l'atlantique. La mise en place du **flux de mousson** et sa pénétration au cœur du continent dépendent de différents éléments interagissant les uns avec les autres.

Ci-après, les valeurs associées aux différentes composantes de la mousson sont issues des ouvrages de Parker et al. (2018) et Beucher (2010).

Il est courant de conceptualiser la Mousson Ouest Africaine (MOA ou West African Monsoon, WAM en anglais) en 4 zones météorologiques (Hamilton et al. 1945; Parker et al. 2018), comme présenté sur la Figure 23 :

- la zone A se situe au nord du Front InterTropical (**FIT**, ou intertropical discontinuity, ITD, en anglais) qui marque la ligne de convergence entre les flux d'Harmattan et de mousson. Cette zone, à faible pluviométrie, est soumise à des températures diurnes élevées. Au sein de cette zone se trouve la dépression thermique du Sahara (**DTS** - Sahara Heat Low, SHL, en anglais).
- La zone B est une bande étroite dont le flux de mousson en basse troposphère est d'Ouest. Les orages qui s'y développent sont de courte durée.
- La zone C présente la plus forte activité orageuse et le plus grand nombre d'averses. Elle est le siège de convection profonde. Au sein de cette bande, plusieurs flux s'étagent. Dans les basses couches, le flux de mousson est orienté sud-ouest, alors que dans la moyenne troposphère (~500hPa) le Jet Est Africain (**JEA** - African East Jet, AEJ en anglais), flux d'Est, joue un rôle prédominant sur les Ondes d'Est Africaine (**OEA** - African Easterly Waves, AEW, en anglais). On trouve dans la haute troposphère (~100hPa), le Jet Tropical d'Est (**JET** - Tropical East Jet, TEJ, en anglais), également un flux d'Est.
- La zone D présente une bande de mousson plus large sur les côtes de l'Atlantique du Golfe de Guinée. L'activité convective y est peu profonde et on y trouve principalement des nuages de type stratus bas ou altostratus de couche moyenne à l'exception des régions très pluvieuses où le flux de mousson est

perpendiculaire au trait de côte (de la Gambie à l'Est du Libéria et le fond du Golfe de Guinée).

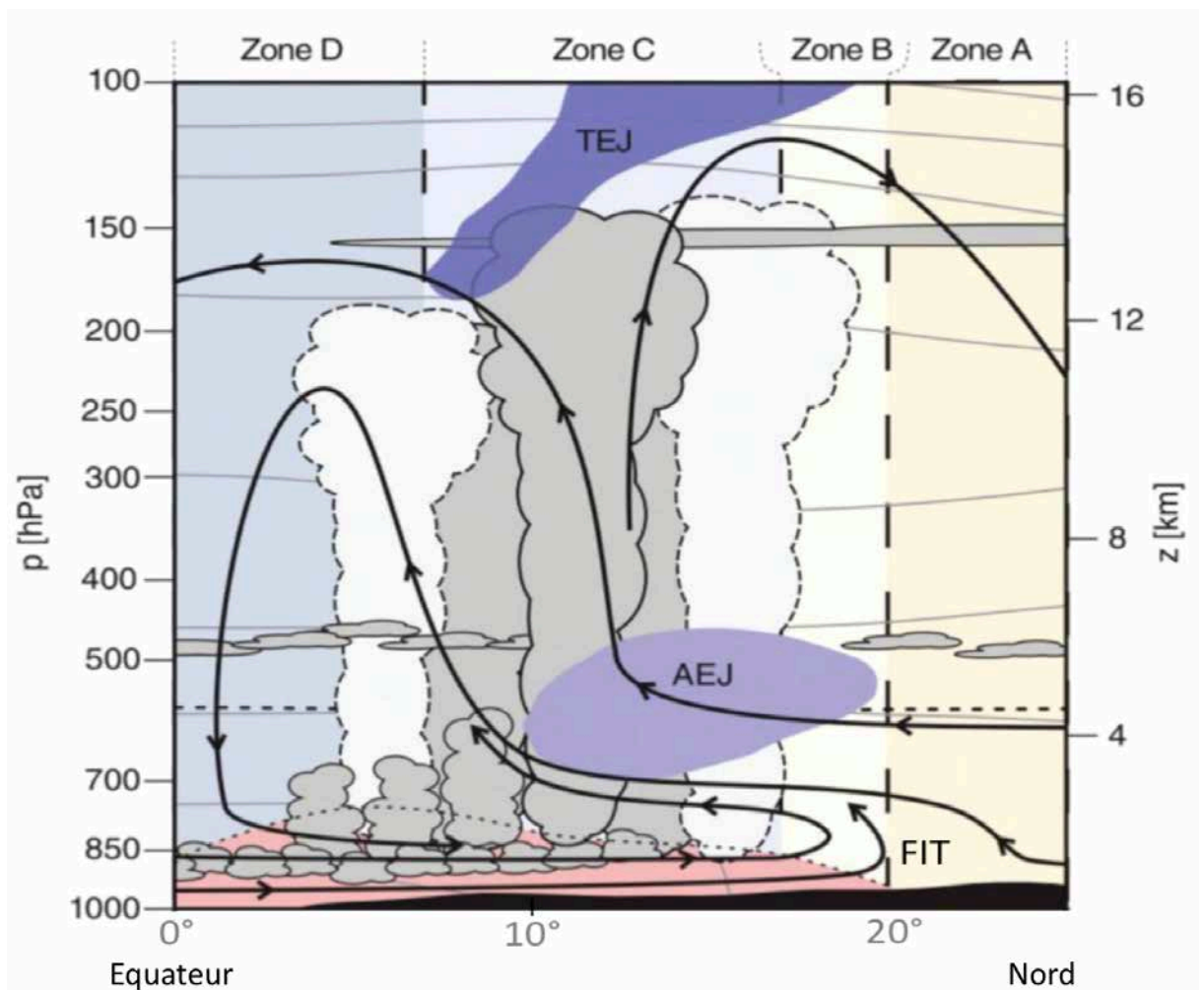


Figure 23 : Représentation conceptuelle de la mousson ouest africaine en juillet entre 10°W et 10°E en 4 « zones météorologiques » selon Hamilton et al (1945). La position du Front Intertropical (FIT) est marquée à 20°N, le Jet Est Africain (JEA, ou AEJ en anglais) et le Jet d'Est Tropical (JET ou TEJ en anglais) sont en violets, la couche de mousson en rose, les différents développements de nuages en gris et blanc et les différents flux ainsi que leur direction par les flèches noires. Extrait et adapté de Parker et al (2018).

L'**Harmattan** est un alizé continental sec et chaud qui génère un flux du nord-est originaire du Sahara. Présent dans les basses couches de la troposphère, il résulte du gradient de pression à l'échelle continentale, entre la zone de subsidence subtropicale et la zone de convergence intertropicale (ZCIT). Il présente une forte variabilité d'intensité pouvant atteindre une vitesse moyenne de 8 m.s^{-1} en janvier et de 5 m.s^{-1} au cours des mois d'été.

Le **flux de mousson** d'Afrique de l'Ouest issu de l'Atlantique, est un vent du sud-ouest, humide et frais, soufflant dans les basses couches atmosphériques. Il résulte d'un fort gradient méridien de température entre le Golfe de Guinée et la dépression thermique du Sahara. Peu intense au printemps, de l'ordre de $3 \text{ à } 5 \text{ m.s}^{-1}$, il peut atteindre au plus fort

de sa pénétration sur le continent des vitesses moyennes de 10 m.s^{-1} , repoussant l'Harmattan à son extrême limite nord. Il présente également une forte variabilité interannuelle. Au cours d'une année humide, le flux de mousson peut atteindre 400 hPa et son intensité 10 m.s^{-1} en composante zonale alors que lors d'une année sèche, il ne s'élèvera pas à plus de 850 hPa pour des vitesses de 2 m.s^{-1} . Du fait de son humidité et de sa température plus faible, le flux de mousson passe sous l'Harmattan au niveau du Front intertropical.

Le **Front intertropical** (FIT) correspond à la région où se rencontrent les flux de sud-ouest, frais et humides en provenance du Golfe de Guinée avec ceux du nord-est, chauds et secs, prenant source avec la dépression thermique du Sahara. Il se caractérise par un fort gradient de température et d'humidité proche de la surface qui sépare le flux de mousson. Il présente en moyenne une orientation zonale et sa position dépend essentiellement de l'intensité du flux de mousson. Lorsque ce dernier est suffisamment fort, le FIT peut atteindre les latitudes de 20°N . Le figure 24 montre les différentes positions du FIT pour une année à flux de mousson moyen. De janvier à avril, le FIT est proche des côtes du Golfe de Guinée. A partir de mai, il se déplace progressivement vers le nord pour atteindre sa position extrême septentrionale en août. Il entame, en septembre, un retrait plus rapide vers le Golfe de Guinée qu'il atteindra au cours des mois de novembre et décembre (Figure 24). La position du FIT présente un cycle diurne prononcé et une variabilité annuelle forte en fonction de l'intensité du flux de mousson. Au cours de l'été boréal, le maximum de précipitation se situe entre 400 et 500km en dessous du FIT, entre 15°N et l'Équateur.

La **Dépression Thermique du Sahara** (DTS) est une dépression thermique qui se forme vers 20°N sur le Sahara, du printemps à la fin de l'été. Elle est due au forçage radiatif du soleil, qui à cette période de l'année, chauffe intensément les basses couches apportant un maximum de flux de chaleur sensible. Une forte activité convective sèche tend à homogénéiser le profil vertical de température et d'humidité en élevant l'excédent d'énergie radiative des basses couches vers les couches supérieures. Son extension verticale est limitée à 600-700 hPa par les courants de subsidence de la cellule de Hadley (Gamo 1996). Le sommet de la DTS présente une circulation divergente anticyclonique qui tend à diriger un air chaud et sec vers l'Équateur qui est nécessaire à la formation de JEA.

Le rôle de la dépression thermique du Sahara est important sur la mousson d'Afrique de l'ouest. Elle permet de moduler sa pénétration et l'intensité de son flux et de contrôler également les intrusions d'air sec et chaud saharien dans les zones sahéliennes. Lors du déclenchement de la mousson, elle se situe entre les massifs de l'Atlas et du Hoggar (Lavaysse et al. 2009).

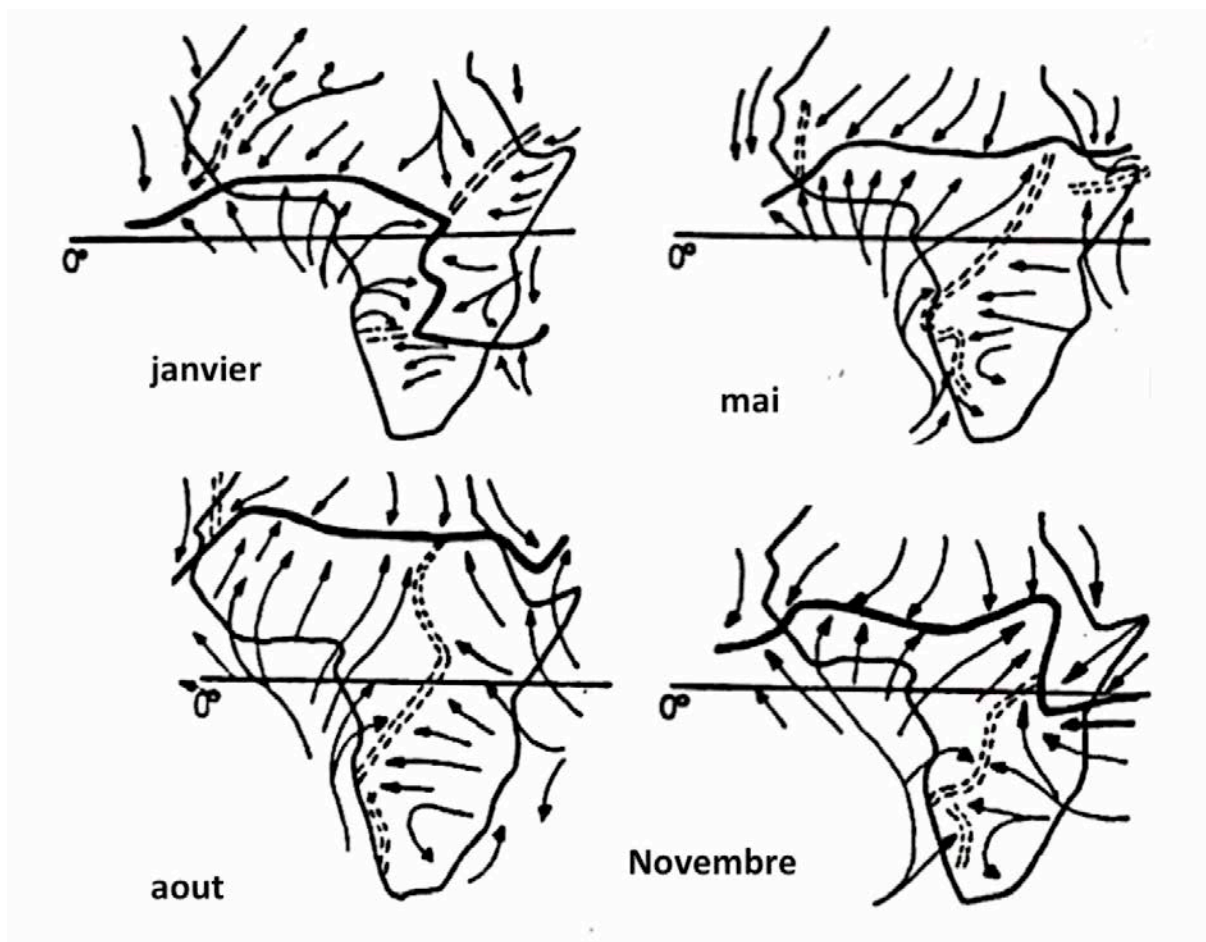


Figure 24 : Évolution sur l'Afrique de l'Ouest des flux moyens de surface au cours de l'année : le trait noir épais marque la position du Front intertropical (FIT) où se rencontrent le flux de mousson du sud et le flux d'Harmattan du nord. Quatre mois caractéristiques de l'évolution de la position du Front intertropical sont présentés. (Adaptée de Paiva Marques Evaristo, 2009).

Le **Jet d'Est Tropical** (JET ou TEJ en anglais) est un jet de haute troposphère (env. 100 et 200 hPa) centré de fin juin à début septembre à une latitude de 10°N sur le continent africain. Sa vitesse moyenne est de 15 à 18 m.s⁻¹. Il est alimenté par la cellule de Walker du Pacifique, mousson transverse engendrée par le gradient méridien thermique entre le haut plateau du Tibet et les eaux chaudes de l'océan Indien. En été, au-dessus de l'Afrique de l'Ouest, le JET se renforce à nouveau vers 200 hPa, grâce à l'anticyclone qui se développe au niveau du Sahara et, dans une moindre mesure, grâce à la chaleur latente libérée par les systèmes convectifs de méso-échelle (Koteswaram 1958).

De nombreuses études ont montré qu'il existe un lien fort entre l'intensité du JET et les précipitations sur l'Afrique de l'Ouest (Grist and Nicholson 2001; Nicholson et al. 2007; Nicholson 2008).

Le **Jet d'Est Africain** (JEA, ou AEJ en anglais) résulte du gradient thermique et d'humidité sur le continent africain. Il est entretenu par les températures fraîches et humides de la

ZCIT au sud et les températures chaudes et sèches de la DTS au nord. Présent entre 500 et 700 hPa, les vitesses maximales de vent peuvent atteindre d'environ 15 m.s^{-1} .

La convection humide la plus profonde se développe au sud du JEA alors qu'une convection sèche est présente au nord, dans la couche d'air saharien. Ces 2 zones convectives sont séparées par la zone de transition où le flux de mousson passe sous le flux d'Harmattan. La masse d'air saharien sèche donne lieu à une forte inhibition convective (CIN – Convective INhibition) qui en confinant l'humidité au sein de la couche limite, engendre une augmentation de l'énergie potentielle convective (CAPE, Convective Available Potential Energy). Bien qu'en raison d'un CIN moins important, la région au sud du JEA soit plus favorable à la convection, la région au nord est le siège de développement de lignes de grains, favorisées par de fortes subsidences convectives et un cisaillement de vent important au sein du JEA. Parmi tous les éléments mis en œuvre dans le processus de mousson en Afrique de l'Ouest, le JEA est celui qui aura le plus d'influence sur la formation, la fréquence et l'intensité des précipitations (Wu et al. 2009).

Les **ondes d'Est africaines** (OEA - African East Waves, AEW, en anglais) sont des perturbations synoptiques qui se développent sur l'Afrique de l'Est et Centrale (principalement entre 15 et 35° E) et se propagent d'Est en Ouest jusqu'à l'Atlantique, en relation avec le JEA de mai à octobre. Elles sont observables entre la surface et la moyenne troposphère (500 hPa).

La plupart des OEA ont des périodes de 2 à 6 jours et des longueurs d'onde de 2000 à 5000 km avec des moyennes respectives à 3,5 jours et 2500 km, soit une vitesse de propagation de l'ordre de 8 m.s^{-1} (Reed et al. 1977). Présentes de juin à octobre, elles prennent naissance à 30° E , se renforcent jusqu'à atteindre leur maximum d'intensité vers 15° W , puis décroissent progressivement sur l'atlantique entre 40 et 60° W . Les caractéristiques moyennes de ces ondes varient en fonction de leur position méridionale par rapport au JEA. Celles qui sont situées au sud du JEA entre 5° et 10° N , ont une longueur d'onde de 4500 à 5000 km, soit une vitesse moyenne 12 m.s^{-1} , et présentent un maximum d'amplitude vers 600 à 700 hPa. Celles qui se propagent au nord du jet, ont une longueur d'onde plus faible de 3000 km, soit une vitesse moyenne de 6 à 8 m.s^{-1} et un maximum d'amplitude vers 850 hPa (Diedhiou et al. 2001).

En générale, les OEA se caractérisent par des signatures particulières à différents niveaux : Le thalweg et les dorsales, courbures vers le sud-ouest et vers le nord-ouest des lignes de flux longitudinal, sont présents autour de 600 à 700 hPa. Les vortex cycloniques se trouvent à l'Ouest du thalweg vers 850 hPa. Lorsqu'ils sont fermés, au niveau supérieur du flux du mousson, où les vents sont les plus faibles, ils sont une signature caractéristique

de l'inclinaison d'une onde barocline. La ligne de maximum de flux de vortex permet d'identifier la position du thalweg de mousson à 850 hPa (Figure 25).

A l'Ouest du thalweg se trouve une zone de maximum de précipitation et de nébulosité. C'est là que prennent naissance plus de 60% les systèmes convectifs de méso-échelle (SCM ou Meso-scale Convective System, MCS en anglais) les plus importants : les lignes de grains. Barnes and Sieckman (1984) montrent que les SCM rapides se forment plutôt à l'avant du thalweg et les SCM lents plutôt à l'arrière des OEA.

D'autres OEA se caractérisent par une période de 6 à 9 jours et une longueur d'onde de 5000 à 5500 km, soit une vitesse moyenne de 7 m.s⁻¹. Moins fréquentes, elles se propagent uniquement au nord du JEA dans une bande comprise entre 17 et 20°N, où le flux de mousson est relativement faible et peu humide, ce qui limite les développements convectifs.

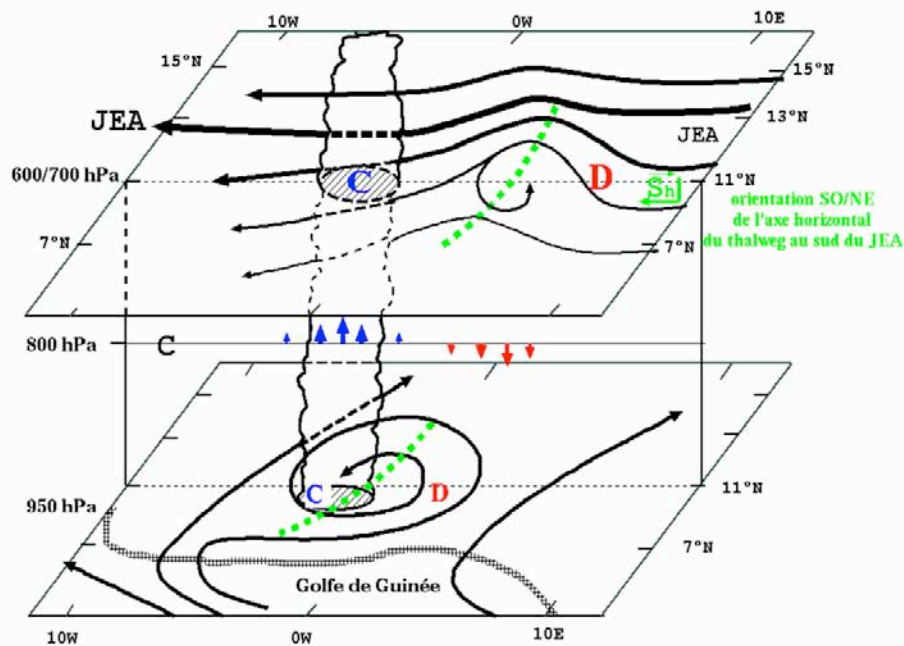


Figure 25 : Schémas conceptuels d'une OEA de 3 à 6 jours au sud du JEA au cours de l'été boréal. Au niveau 600 /700 hPa présence du JEA en trait noir épais, du flux longitudinal est-ouest en traits fins noirs, du thalweg d'OEA marqué en tirets verts. Au niveau 950 hPa les lignes de flux et le vortex cyclonique de basses couches sont en noirs. La zone de convergence (en bleu), propice au développement de la convection profonde est située à l'avant du thalweg. La zone de dépression (en rouge) et la subsidence sont placées à l'arrière. Le thalweg de mousson qui relie les maximums de flux méridiens est en double trait gris. L'inclinaison SO-NE du thalweg de l'axe du thalweg est dans le sens inverse du cisaillement horizontal de vent en moyenne troposphère (extrait de Beucher 2010).

Cycle saisonnier de la MOA

Aujourd'hui, le cycle saisonnier de la MOA est assez bien documenté et ce grâce aux nombreux résultats (Sultan and Janicot 2003; Steinig et al. 2018) issus des travaux consécutifs aux campagnes observations de l'expérience AMMA (Lebel et al. 2010). Les différentes étapes de la MOA, de son initiation à son retrait sont représentées sur la Figure 26 et peuvent être résumées ainsi :

- Au cours du printemps, sur l'Atlantique Sud, l'anticyclone de Sainte Hélène se renforce. Ce phénomène est accru par la remontée des eaux froides du Golfe de Guinée. Simultanément, comme nous l'avons vu précédemment, l'apparition progressive de la DTS crée une zone de dépression sur le Sahara. Le gradient de pression qui en résulte, engendre le flux humide de mousson. Début mai, dès lors que ce flux est suffisamment important, on note un premier saut (« **pré-onset** ») de la ZCIT vers le Nord passant de 2°N à 5°N, une remontée du FIT vers 15°N, un déplacement du JEA autour de 15°N et le renforcement de son intensité moyenne à 10 m.s⁻¹. L'intrusion d'un air chaud et humide au nord de la ZCIT permet le développement de systèmes convectifs isolés sur l'ensemble de la zone soudano-sahélienne.
- Quelques jours avant l'établissement de la mousson, la circulation dans les basses et moyennes couches de l'atmosphère de l'Afrique de l'Ouest est dominée par le renforcement de la DTS. Il en résulte un minimum de pluie, lié à l'inhibition convective (CIN) due à l'intrusion d'air sec en provenance du Sahara.
- Une nouvelle transition brusque de la ZCIT de 5°N à 10°N marque le début de la seconde phase de la mousson. Ce saut, que l'on nomme « **onset** » se produit en quelques jours, fin juin (le 24 juin en moyenne avec un écart-type de 8 jours). Il résulte i) d'une brusque remontée des eaux froides du Golfe de Guinée (Guinea Current upwelling) faisant chuter les températures de surface de l'océan (SST) de 26°C à 24°C, et ii) d'une intensification du flux de chaleur sensible sur le Sahara, créant un fort gradient de température. Cela entraîne un renforcement du flux de mousson et une remontée du FIT vers 20°N. Les différents flux de moyenne et haute troposphère migrent également vers le nord.

- Fin aout, début septembre, le FIT et l'ITCZ commencent une phase de retrait progressive vers le sud qui se poursuit jusqu'en décembre. Les flux troposphériques migrent alors vers le sud et perdent leur intensité.

Au cours de l'année, le déplacement de la ZCIT suit la position apparente du soleil avec un décalage de 6 à 8 semaines.

Si le cycle de la MAO est relativement bien décrit aujourd'hui (Hall and Peyrillé 2006), l'initiation du saut d'onset reste controversé. Suivant les auteurs, il peut être attribué aux SST de l'océan tropical et du Golfe de Guinée (Gu and Adler 2004; Janicot 1992), à la dynamique atmosphérique (Sultan and Janicot 2003), ou encore à un système plus complexe couplé Terre-Océan-Atmosphère (Fontaine 2002). Janicot et al (2009) suggère qu'une part de la variabilité de l'onset peut être expliquée par l'occurrence d'une Onde de Madden-Julian.

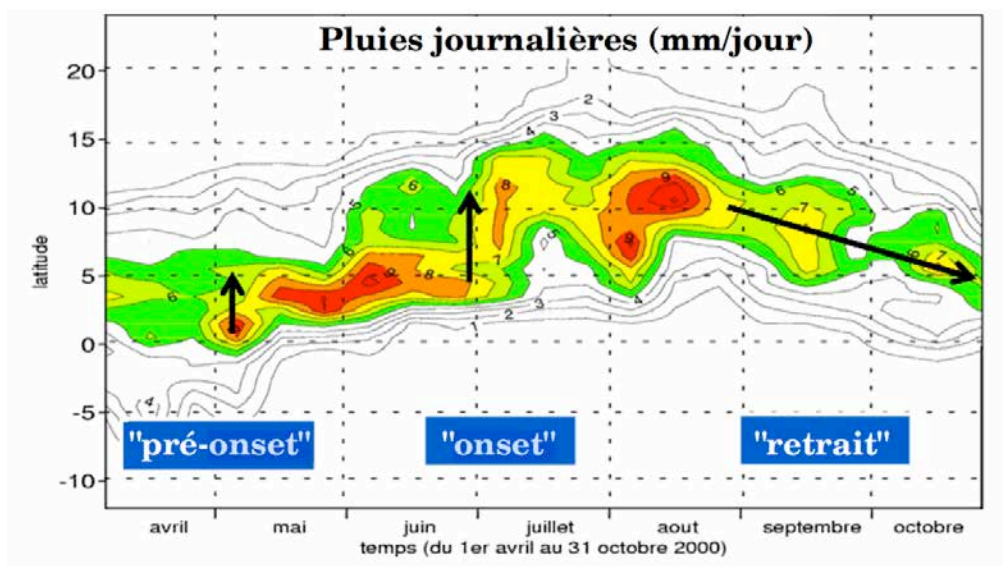


Figure 26 : Diagramme de Hovmöller des pluies journalières (mm/jr) moyennées entre 10°E et 10°W pour l'année 2000. De gauche à droite du graphique, les 2 premières flèches verticales marquent les sauts de la ZCIT lors du « pré-onset » et de « l'onset ». La flèche de droite marque la phase de retrait de la ZCIT. D'après Sultan et al 2003, extrait de Beucher 2010.

Variabilité interannuelle de la MOA

Les cumuls de précipitation liés à la MOA, d'une année à l'autre, sont liés à la variabilité des processus synoptiques associés. En présence d'une année dite sèche, on observe une épaisseur relativement faible du flux de mousson limitée à 850hPa et une intensité moyenne de $2\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$, alors qu'il peut atteindre 400 hPa et des vitesses moyennes de $10\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ pour une année humide (Grist and Nicholson 2001). Des anomalies de cumul de

précipitation opposées entre le Sahel et le Golfe de Guinée sont expliquées par des anomalies de SST sur l'Atlantique tropical (Janicot, 1992; Lamb, 1978a, 1978b). Ainsi une anomalie positive de SST sur le Golfe de Guinée produit une anomalie positive de précipitation sur le Sahel liée à un renforcement du flux de mousson. Différents auteurs (Joly and Voltaire 2009; Janicot et al. 2001) suggèrent une incidence des événements marqués de type El Niño (ENSO en anglais) sur la **MOA**, conduisant à des conditions sèches sur l'Afrique de l'Ouest.

Également, la position et l'intensité des jets de moyenne et haute troposphère ont un rôle significatif sur les anomalies de la MAO. Ainsi au cours d'une année sèche, le JEA est situé plus au sud et son intensité est plus marquée alors que le JET remonte plus au nord et a une intensité plus faible (Grist and Nicholson 2001).

I.3 - Les précipitations en Afrique de l'Ouest

Comme nous l'avons vu précédemment, les pluies de mousson en Afrique de l'Ouest sont caractérisées par des phénomènes convectifs, observés principalement entre le FIT et la ZCIT, avec un maximum de précipitation entre 400 à 500km au sud du FIT. Ces systèmes convectifs se développent sur une épaisseur importante de l'atmosphère, bénéficiant de conditions nécessaires à leur développement. Ces conditions sont un fort CIN dans les basses couches, limitant les échanges avec la moyenne troposphère et favorisant la présence et le développement du CAPE, une forte humidité de la couche de mousson, un cisaillement d'Est important ($\sim 15 \text{ m.s}^{-1}$ sur une hauteur de 4 km) entre le JEA et la base de stratosphère et un flux sec du JEA alimentant les courants de subsidence et de densité.

Sur la région, l'essentiel du cumul saisonnier de précipitation (environ 80%) est produit par des systèmes convectifs de méso-échelles appelés également lignes de grains (Le Barbé et al. 2002; Mathon et al. 2002), que je détaille plus loin dans ce chapitre.

Variabilité interannuelle des précipitations

Depuis plus de 50 ans, à l'aide des réseaux de pluviomètres nationaux, on a pu observer à différentes périodes, des tendances marquées de la pluviométrie au Sahel (Figure 27). Ainsi au cours des décennies 1950 à 1970, la région a bénéficié de précipitations relativement abondantes. Cette période faste a brutalement été suivie d'un épisode très sec et long (1968-1995), touchant plus de 6 millions de km^2 , au cours duquel les cumuls pluviométriques annuels ont diminué de 10 à 40 % (Descroix et al. 2016). Ainsi la région nord du Sahel a connu une baisse de la quantité de pluie annuelle de 200 mm en moyenne, soit un déficit de 50 à 60 %. Depuis le milieu des années 90, on constate un changement de régime, une augmentation des précipitations annuelles, et une alternance de saisons

sèches et de saisons humides. Si on a pu croire à un retour à la « normale », ce que différents auteurs ont appelé « the recovery period » (Hagos and Cook 2008; Dong and Sutton 2015; Evan et al. 2015), Panthou et al (2018) montre que le nombre d'évènements précipitants n'a pas significativement augmenté depuis la période de sécheresse, et constate un accroissement de la pluviométrie dû à une augmentation d'évènements à fort cumul pluviométrique caractérisant ainsi une période d'intensification hydroclimatique.

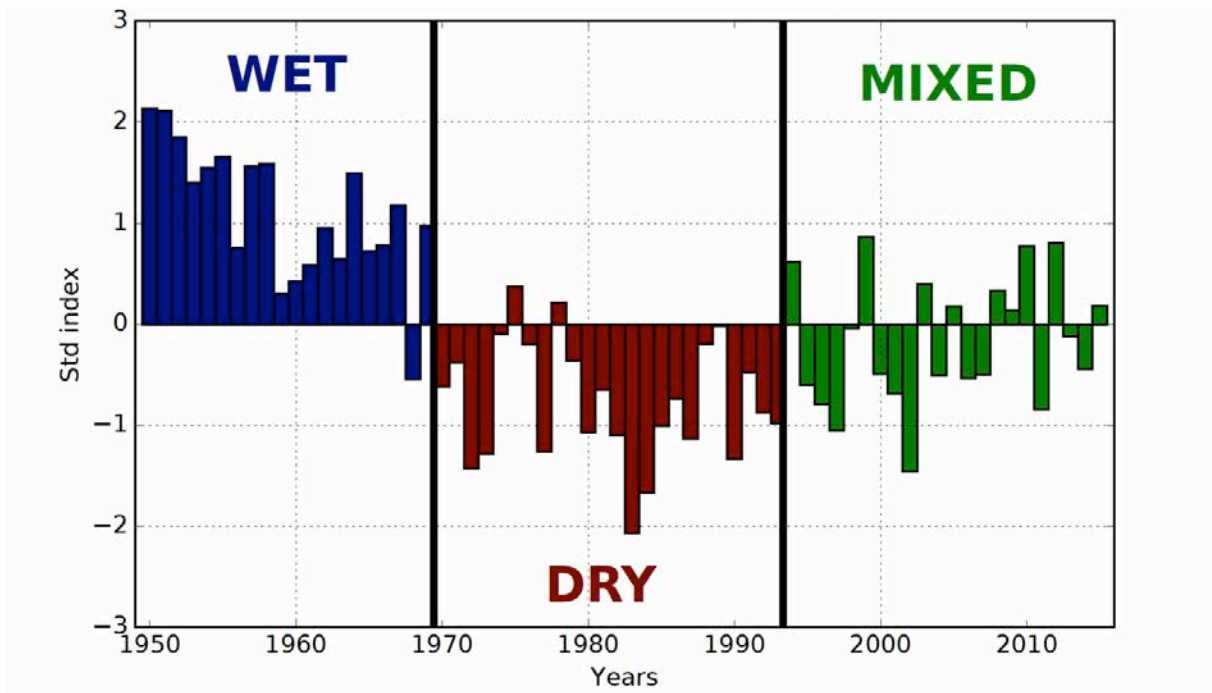


Figure 27 : Indice normalisé des précipitations annuelles (SPI de McKee et al., 1993) calculé à partir de 71 stations au Sahel au cours de la période 1950-2015. L'expression du « Standardized Precipitation Index » est $SPI = (X_i - X_m) / S_i$ où X_i est le cumul de la pluie pour une année i ; X_m et S_i , sont respectivement la moyenne et l'écart type des pluies annuelles observées. Extrait de Panthou et al (2018), mise à jour par Wilcox (2019).

Introduction aux systèmes convectifs en AO

Depuis les années 70 de nombreuses études ont permis de bien documenter la structure des SCM (Leary and Houze 1979; Houze et al. 1989; Lafore and Moncrieff 1989; Biggerstaff et Houze 1993; Caniaux et al. 1994; Houze 2004; Tomasini et al. 2006; Cetrone and Houze 2009; Powell et al. 2016 parmi bien d'autres).

Les SCM se propagent d'Est en Ouest à des vitesses de l'ordre de 10 à 15 m.s⁻¹, soit de 30 à 60 km.h⁻¹. Ils présentent un cycle de vie de plusieurs heures à quelques jours, et peuvent atteindre des développements méridiens de plusieurs centaines de kilomètres. Les plus gros d'entre eux, les Complexes Convectifs de Mésos-échelle peuvent atteindre une extension spatiale de plus de 1000km pour une surface parfois supérieure à 10⁵ km².

Sur l'Afrique de l'Ouest, le développement de la convection est plus intense en fin de journée en dessous de 9° Nord (~17h00 LST ou Local Solar Time) et en début de nuit (~20h00 LST) sur le Sahel au-dessus de 9° Nord (Mathon 2001). Elle est souvent déclenchée sur le relief après la période de maximum d'énergie solaire. Ainsi le plateau de Jos au Nigéria, le plateau du Darfour à l'Ouest du Soudan, les montagnes du Cameroun, le massif de l'Air au Niger, la chaîne de l'Atacora au nord Bénin et le Fouta Djallon en Guinée Conakry sont connus pour être des zones géographiques propices au déclenchement des SCM (Mathon and Laurent 2001).

Climatologie des SCM

Sur des critères de vitesse de déplacement et de durée de vie, comme suggéré par Tomasini et al. (2006), Fiolleau et al. (2009) propose une climatologie des SCM en 4 classes. Cette classification a été utilisée sur un jeu de données Infra Rouge (IR) du satellite Météosat. Vingt-cinq années (1986-2010) de données ont été traitées par l'algorithme de Fiolleau and Roca (2013) et ont permis d'établir une première climatologie des SCM en Afrique de l'Ouest.

- la classe 1 regroupe les systèmes à faible vitesse de déplacement (v) et faible durée de vie (D) ($D < 9h$ et $V < 10 \text{ m.s}^{-1}$). Ce sont principalement des systèmes diurnes de petite extension spatiale (entre 5000 et 10000 km²). Ils représentent le nombre le plus élevé de SCM présents au cours de la MAO mais ont une faible contribution sur le cumul total de précipitation. Ils prennent naissance près des reliefs supérieures à 600m d'altitude ;
- les systèmes présents au sein de la classe 2 ont, tout comme ceux de la classe 1, des vitesses de déplacement faibles mais présentent une durée vie supérieure ($D > 9h$ et $V < 10 \text{ m.s}^{-1}$). Ils sont capables de se prolonger au cours de la nuit et couvrent une surface supérieure à la classe 1 pouvant atteindre une superficie de 20000 km². Ils sont principalement présents sur la bande côtière de l'Afrique de l'Ouest là où la MAO est perpendiculaire au trait de côte et dans la ZCIT au-dessus de l'Atlantique ;
- la classe 3 regroupe les SCM à caractère diurne se dissipant au cours de la soirée et se déplaçant à vitesse élevée ($D < 9h$ et $V > 10 \text{ m.s}^{-1}$). Ils contribuent significativement aux précipitations de la bande sahélienne ;
- la classe 4 correspond aux SCM à vitesse de déplacement élevée et à longue durée de vie ($D > 9h$ et $V > 10 \text{ m.s}^{-1}$) correspondant aux lignes de grains ou Complexes Convectifs de Méso-échelle (CCM ou Mesoscale Convective Complex, MCC en anglais). Ces systèmes sont particulièrement présents dans la bande sahélienne où leur localisation se juxtapose avec le JEA et où ils

bénéficient de conditions favorables à leur développement. Les lignes de grains sont les systèmes précipitants les plus présents sur l'Afrique de l'Ouest.

Cycle de vie des lignes de grains

A partir des observations de 5 radars embarqués sur navire, lors de la campagne de mesures GATE (Global atmospheric research program Atlantic Tropical Experiment) en 1974 (Kuettner et al. 1974), Leary and Houze (1979), ont proposé une décomposition du cycle de vie des SCM en 4 phases décrites ci-dessous et schématisées sur la Figure 28 :

- Au cours de la **phase d'initiation ou de formation**, des cellules orageuses plus ou moins alignées apparaissent. Elles sont issues de l'apparition de cumulus, dû à l'ascendance de bulles chaudes, qui se transforment progressivement en cumulonimbus. La phase de glaciation des gouttelettes au sein du nuage engendre une intensification des précipitations initiant un courant de subsidence lié à la charge en eau et à l'évaporation des gouttes.
- Lors de la **phase d'intensification**, les cellules individuelles grossissent jusqu'à former une zone de précipitations intenses, plus continues, et organiser une ligne de front. La présence d'un cisaillement de vent entraîne les précipitations à l'extérieur de la cellule conduisant à la mise en place d'un courant de subsidence qui favorise l'apparition d'une nouvelle cellule.
- En **phase de maturité**, les premières cellules s'affaiblissent et alimentent la partie stratiforme du système. Au cours de leur dissipation, la subsidence domine et un courant de densité (**CD**) apparaît à l'aval du cisaillement, dans les basses couches de la troposphère. Il favorise le soulèvement des masses d'air à l'origine de la formation d'un nouveau cumulus à l'avant du système permettant aux lignes de grains de s'auto-entretenir. Il permet l'organisation de la convection au sein des lignes de grains, favorise sa propagation et sa durée de vie. La Figure 29 illustre ce mécanisme d'auto-entretien des lignes de grains et la coexistence des cellules à différents stades de leur cycle de vie.
- La **phase de dissipation** est liée à la modification des conditions thermodynamiques de l'environnement (i.e. absence de cisaillement) ou la diminution de la convergence de basse couche qui alimente les cellules. Cette phase peut durer plusieurs heures, jusqu'à dissipation totale de la zone stratiforme.

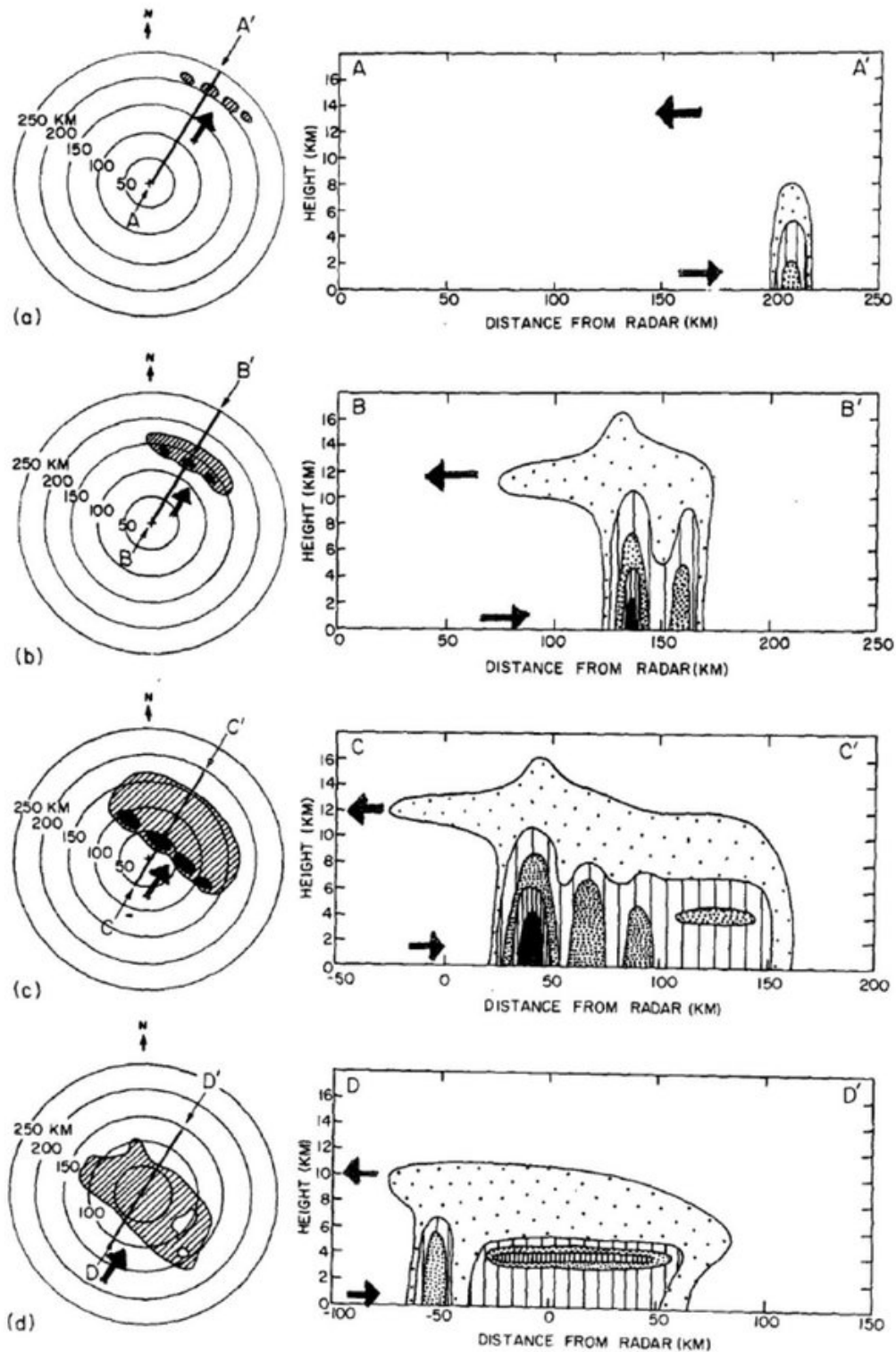


Figure 28 : Schéma du cycle de vie d'un Système Convectifs de Méso-échelle (SCM) proposé par Leary et al (1979) à partir d'observations radar durant les phases (a) de formation, (b) d'intensification, (c) de maturité et (d) de dissipation. Les surfaces d'échos radar sont symbolisées en fonction des puissances rétrodiffusées (remplissage clair pour les plus faibles à un remplissage foncé pour les plus fortes). Les flèches noires sur les coupes horizontales de l'atmosphère (colonne de gauche) représentent la direction du vent dans les basses couches de la troposphère. Elles marquent les directions des vents en basse et haute troposphère sur les coupes verticales (colonnes de droite) (extrait de Leary et Houze, 1979).

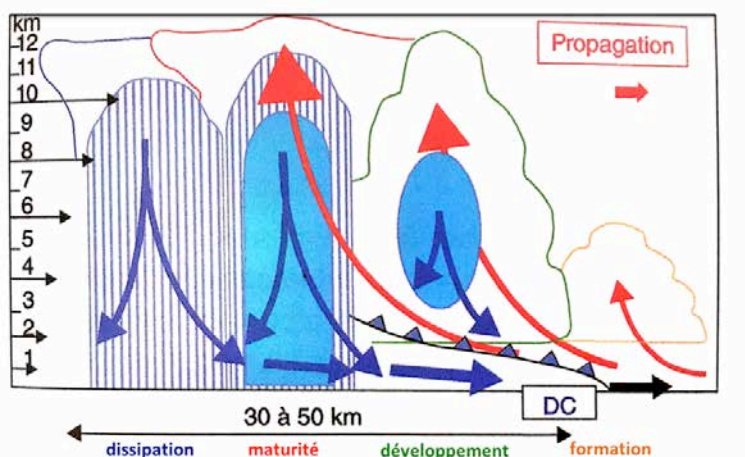


Figure 29 : Organisation des cellules au sein d'une ligne de grains en fonction de leur stade de maturité. Le cisaillement est représenté à gauche de la figure par ses vecteurs vent à différentes altitudes. Les courants de subsidence et d'ascendance sont respectivement tracés par les flèches bleu et rouge et le contour du courant de densité (DC) est marqué par la limite du front froid (Extrait et adapté de Parker et al., 2018).

Modèle conceptuel des lignes de grains

Comme évoqué ci-dessus une ligne de grain se compose de deux parties distinctes : une partie convective à l'avant présentant des mouvements verticaux intenses et une partie stratiforme, à l'arrière, beaucoup plus étendue (Figure 30).

La partie convective, formée de plusieurs cellules convectives (cumulonimbus formant une empreinte au sol d'environ 10 km de diamètre et un développement vertical de l'ordre d'une dizaine de kilomètre également) soudées les unes aux autres, forment un front plus ou moins incurvé de quelques dizaines de kilomètres de large. Son extension méridienne peut s'étendre sur plusieurs centaines de kilomètres. Les courants ascendants d'échelle convectives y sont tels que les cellules peuvent atteindre le sommet de la troposphère et pénétrer les basses couches de la stratosphère, on parle d'overshooting. Leur intensité est de l'ordre de 10 à 20 m.s⁻¹ à 2500 m. L'air chaud de la couche limite à l'avant du front de rafale est advecté et contribue à l'alimentation de la cellule. La condensation de la vapeur d'eau au sein de la cellule crée un fort dégagement de chaleur latente qui engendre une zone de dépression à environ 3 km d'altitude où de fortes précipitations (de 10 à plus de 100 mm.h⁻¹) se forment, qui alimentent d'intenses courants de subsidence. Du fait d'un isotherme 0°C à une altitude approximative de 4.5 km, la majeure partie des précipitations chutent en phase liquide à une vitesse de l'ordre de 7 m.s⁻¹. Une grande quantité d'hydrométéores éjectés à l'arrière des cellules convectives, alimente la traîne stratiforme.

La partie stratiforme, appelée également l'enclume, est alimentée par une grande quantité de précipitation solide formée dans l'épaisseur de la troposphère, entre 600 à 700 hPa et 100hPa (~16 km). Elle est composée des résidus d'anciennes cellules convectives. Lors de l'expérience COPT 81 (Chong et al. 1987), les champs de vitesse ont été observés, au sein de la partie stratiforme d'une ligne de grain par radar doppler. Ces observations montrent la chute lente des hydrométéores ($1 \text{ à } 2 \text{ m.s}^{-1}$) du fait d'un faible courant d'ascendance au sein de l'enclume ($50 \text{ à } 80 \text{ cm.s}^{-1}$) et d'un courant subsident en dessous de l'enclume ($20 \text{ à } 50 \text{ cm.s}^{-1}$). L'intensité des précipitations est inférieure à 10 mm.h^{-1} .

Une zone de transition est identifiée entre la partie convective et la partie stratiforme. Elle est le lieu d'un courant de subsidence, d'environ 5 m.s^{-1} , initié par le poids des précipitations de la zone convective et renforcé par l'évaporation de ces précipitations dans de l'air plus sec de moyenne troposphère.

Des courants de méso-échelle horizontaux permettent les échanges entre les deux parties du SCM. Un courant ascendant (Updraft inflow) dirigé de l'avant vers l'arrière du système alimente en hydrométéores la zone stratiforme en y repoussant les cellules les plus anciennes. L'inclinaison de la base de l'enclume stratiforme (Figure 30- D4) et la dépression de mi-niveau dans la partie convective (Figure 30- D3) contribuent à l'établissement d'un gradient de pression qui favorise la pénétration par l'arrière du système d'un courant de subsidence de méso-échelle (Rear inflow). Il correspond à un renforcement du JEA, pouvant atteindre 20 m.s^{-1} au niveau 700 hPa, qui apporte de l'air sec sous l'enclume. Cette subsidence, entretenue par l'évaporation des précipitations et la fonte des hydrométéores glacés, alimente le courant de densité.

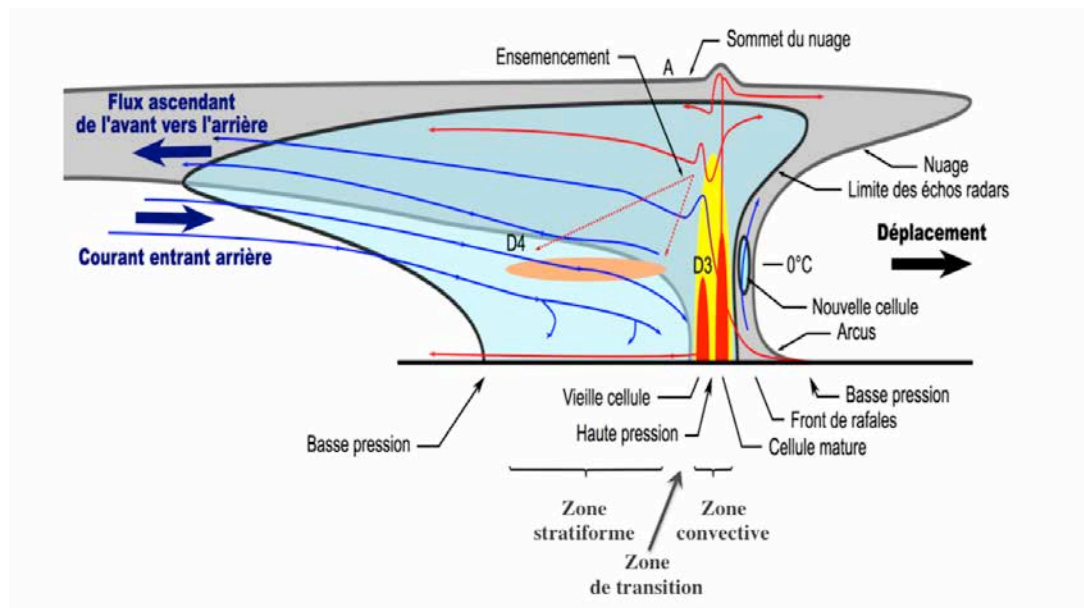


Figure 30 : Schéma conceptuel de l'organisation des courants convectifs et de méso-échelle (respectivement en rouge et en bleu) au sein d'un Système Convectif de Méso-échelle (MCS). La partie convective est représentée par la zone jaune avec les cellules en rouge, la bande fusion dans la partie stratiforme est tracée en orange. La dépression de mi-niveau dans la partie convective apparaît en D3 et l'inclinaison de la base de l'enclume stratiforme en D4 (adapté de Houze, Jr. et al., 1989).

I.4 - Conclusion

Le climat d'Afrique de l'Ouest, caractérisé par un fort cycle annuel, est marqué par une période de mousson de juin à septembre. Au cours de cette période, sous l'effet d'un fort gradient méridien de température entre le Golfe de Guinée et la dépression thermique du Sahara, les alizés chargés d'humidité pénètrent profondément à l'intérieur du continent. Ce flux d'air chaud et humide sous certaines conditions engendre des systèmes convectifs de méso-échelle à l'origine de précipitations intenses. L'occurrence des précipitations et les cumuls de précipitations sont pilotés par un système climatique complexe mettant en jeu les jets d'altitude (JEA et JET), les ondes Est, la température de surface de l'océan tropical et du Golfe de Guinée, ainsi des influences liées à la présence d'événement marqués de type El Niño.

Dans la suite de cette partie, j'introduis les concepts et les caractéristiques des radars météorologiques, outil de télédétection au sol, qui contribuent à la compréhension des processus atmosphériques, des précipitations et des nuages. Ils permettent la réalisation, à distance, d'observations en temps réel de volumes atmosphériques en trois dimensions, sans perturber le milieu.

Chapitre II : Principe de fonctionnement et équations du radar météorologique

Les radars météorologiques fournissent des informations sur les précipitations avec une résolution spatiale (de l'ordre du kilomètre) et temporelle (d'une à une dizaine de minutes) adaptées aux échelles des fonctionnements hydrologiques des bassins versants. C'est un outil puissant pour les météorologues et les hydrologues. Il apporte des informations précieuses sur la dynamique et la structure interne des systèmes précipitants. Toutefois la mesure quantitative de la précipitation reste un facteur limitant de cet outil. L'estimation de la pluie par radar est affectée par de nombreuses erreurs (Wilson and Brandes 1979). Malgré la bonne connaissance acquise de ces erreurs, il reste difficile d'obtenir une estimation précise de la pluie sur une large gamme d'échelles de temps et d'espace. Néanmoins, comme nous allons le voir par la suite, il est possible d'obtenir une estimation de la masse d'eau précipitante contenue dans les nuages et l'intensité de la pluie moyennant une intégration spatiale et/ou temporelle ainsi qu'un certain nombre d'hypothèses concernant notamment la phase, la forme et la taille des particules observées (chapitre III de cette partie).

II.1 - Le radar météorologique

On doit à Robert Watson-Watt, en 1935, le premier système de radar (*radio detection and ranging*) permettant de détecter un avion. Le développement du radar repose sur de nombreux travaux antérieurs qui ont conduit à sa mise au point. Clerk-Maxwell (Clerk-Maxwell 1865) démontre la théorie des ondes électromagnétiques et leur propagation dans l'espace. Quelques années plus tard, en 1888, Heinrich Rudolf Hertz ouvre la voie au développement des radars en démontrant que les ondes électromagnétiques sont réfléchies par les surfaces métalliques. En 1924, Appleton and Barnett (1925) mettent en évidence la réflexion des ondes radio par l'ionosphère. Ils confirment ainsi l'hypothèse selon laquelle une couche conductrice, composée de particules chargées qui réagissent aux variations solaires, entoure la Terre. Peu de temps après, Breit and Tuve (1925) mesurent la hauteur de l'ionosphère en émettant des signaux bref vers le sommet de l'atmosphère et en observant leur échos sur un oscillographe. Le français Pierre David fut le premier, en 1933, à travailler sur la détection des avions en utilisant un système de radar bi-statique (l'émetteur est distant du récepteur). La paternité des systèmes radar est attribuée à Sir Robert Watson-Watt (Ratcliffe 1975) qui déposa un brevet en 1935 (Watson Watt 1937), concernant une avancée technologique significative sur la détection et la localisation d'objet métallique à l'aide d'une onde radio.

L'imminence de la seconde guerre mondiale va favoriser le développement du radar en tant qu'outil militaire. L'instrument se perfectionne et joue un rôle primordial dans la localisation des avions et des navires ennemis. En 1939, l'invention de la cavité résonnante de type magnétron, permet de développer des radars à ondes centimétriques et millimétriques, plus compacts, pouvant être embarqués sur des aéronefs et des bâtiments de marine.

En juillet 1940, un premier radar de longueur d'onde de 10 cm est testé au laboratoire de recherche de la General Electric Corporation à Wembley, en Angleterre. Les premiers échos météorologiques sont détectés sur ce type de radar en Angleterre, probablement fin 1940 ou en février 1941 (Whiton et al. 1998).

Le command de US Navy, R.H Maynard (1945), est le premier à faire mention de l'apport des radars pour la détection des orages et la prévision des situations météorologiques. Au cours de la seconde guerre mondiale, dès 1942, les radaristes militaires et civils mettent en évidence que les perturbations visibles sur les écrans des radars sont issues de perturbations météorologiques. Grâce aux radars ils peuvent détecter des orages ou tout autre phénomène précipitant jusqu'à 150 miles. Dès la fin de la guerre, la télédétection radar est devenue une nouvelle branche de la science de la météorologie.

En 1957, le National Weather Service, service météorologique des Etats-Unis, s'équipe d'un radar conçu exclusivement pour la détection des précipitations. En France, en 1961, le Service Hydrologique Centralisateur (SHC) utilise pour la première fois un radar météorologique à Grèzes pour la surveillance du bassin de la Dordogne. Dans les années 1970, Météo France se dote de son premier radar météorologique et au milieu des années 1980, développe le réseau de radars ARAMIS (Application Radar à la Météorologie Infra-Synoptique), qui couvre l'ensemble du territoire métropolitain. En 2019, le réseau ARAMIS comprend en métropole 30 radars dont 19 radars en bande C, 5 en bandes S et 6 en bande X (Figure 31).

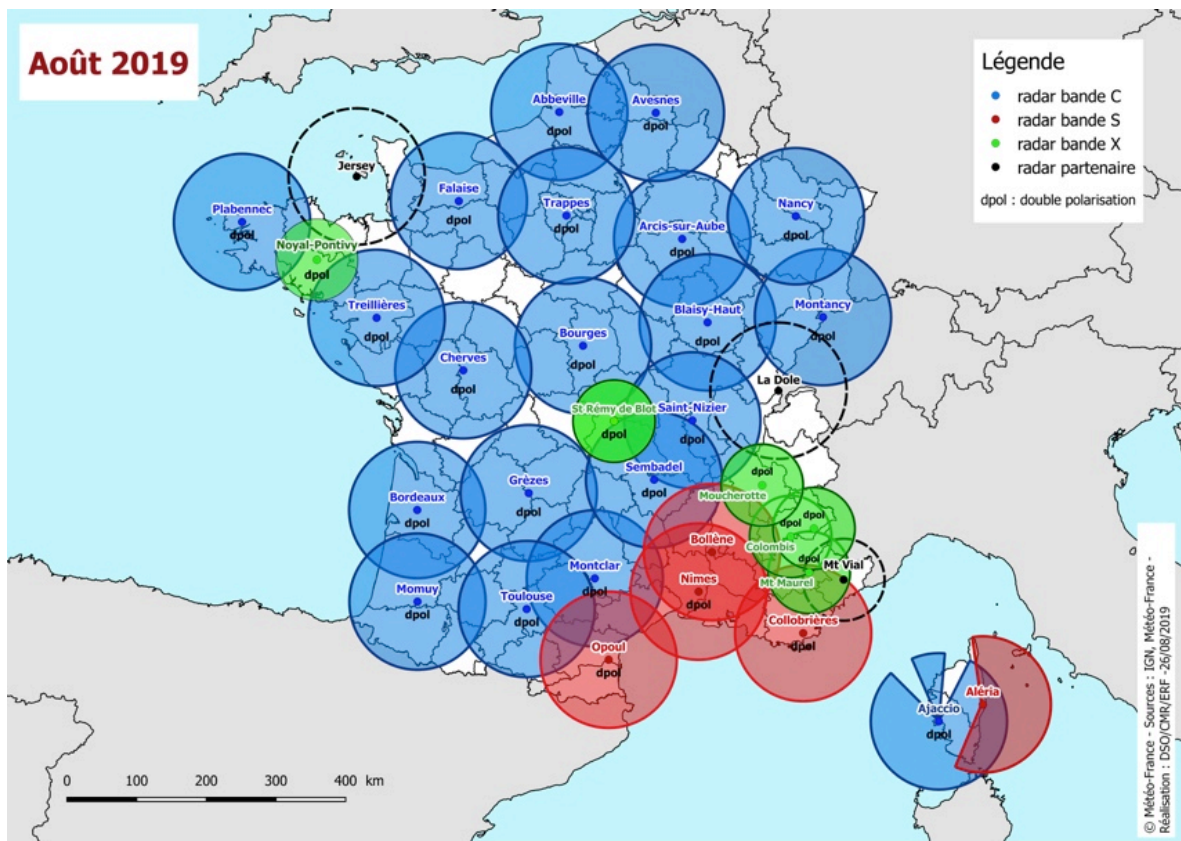


Figure 31 : Le réseau de radars de Météo-France en métropole (au 1^{er} septembre 2019). Les cercles représentent la portée hydrologique du radar, approximativement la distance à laquelle l'estimation quantitative des précipitations peut être réalisée dans de bonnes conditions en l'absence d'obstacles topographiques ou anthropiques. Les radars en bande S (en rouge) et C (en bleu, en noir pour les radars limitrophes) ont une portée hydrologique de 100 km. Les radars en bande X (en vert et violet) ont une portée hydrologique de 50 km. Ceux fonctionnant en double polarisation sont marqués par le sigle Dpol. - © Météo-France (extrait de <http://www.meteofrance.fr/prevoir-le-temps/observer-le-temps/moyens/les-radars-meteorologiques>)

Les bandes S, C et X font référence aux longueurs d'onde des fréquences utilisées pour les radars de précipitation. Le choix de cette fréquence dépend en grande partie des objectifs fixés, des conditions climatiques et des moyens disponibles. Elle conditionne, comme nous le verrons ci-après, différents paramètres telles que la résolution spatiale, la portée, la sensibilité et la portabilité. Les principales caractéristiques des radars dans chacune de ces bandes sont déclinées comme suit :

- les radars bande S sont des radars de très longue portée (au-delà de 350 km). Du fait de l'importance de leur longueur d'onde (autour de 10 cm) par rapport au diamètre des gouttes (< 7 mm), l'onde électromagnétique n'est pratiquement pas atténuée par les pluies. Ces radars sont particulièrement adaptés aux fortes précipitations. L'utilisation de cette bande nécessite une antenne de taille importante (4 à 10 m de diamètre) afin de limiter l'ouverture du faisceau autour d'un degré et une forte puissance d'émission électromagnétique. Ces deux contraintes conduisent à des radars peu transportables et très chers. Ils sont

essentiellement mis en œuvre par les centres opérationnels de météorologie. Le Centre national de Recherche Atmosphérique américain (NCAR) possède un des seuls radars bande S polarimétriques transportables, S-POL (Keeler et al. 2000).

- les radars bande X sont de radars de courte portée et de faible encombrement. Leur longueur d'onde d'environ 3 cm est relativement proche du diamètre des gouttes. Ils sont donc fortement sensibles à l'atténuation du signal par les pluies. Une antenne de 1 à 2 mètres permet d'obtenir une ouverture du faisceau de l'ordre du degré. En général, ils intègrent un émetteur de faible puissance (inférieure ou égale à 100kW) et ont des caractéristiques mécaniques raisonnables permettant de les déplacer aisément ou de les installer dans des régions peu accessibles. Du fait de leur faible coût, c'est un outil privilégié pour la recherche ou pour la surveillance opérationnelle à courte distance (bassins urbains, zones agricoles par exemple). Le radar Xport de l'IGE exploite cette gamme de fréquence.
- les radars bande C sont des radars de compromis entre la bande S et la bande X, d'une longueur d'onde proche de 5 cm. De taille moyenne, possédant des antennes d'environ 4 m de diamètre, ils permettent des observations météorologiques au-delà de 250 km. L'atténuation ne peut pas être négligée sur ce type de radar, ce qui en fait un candidat de second choix pour les climats à précipitations intenses. Parmi les radars de recherche, le radar du MIT, le radar Ronsard du CETP/LATMOS ou Anatol du Lamp exploitent des fréquences bande C.

Le tableau 1 présente les différentes bandes de fréquence utilisées en météorologie et leurs applications.

Afin de faciliter la compréhension des paragraphes qui suivent, quelques éléments de vocabulaire propres au domaine de la télédétection radar sont présentés ci-dessous :

Polarisation : Une onde électromagnétique est composée d'un champ électrique et d'un champ magnétique orthogonaux. Le champ électrique détermine le plan de polarisation de l'onde. On parle de polarisation verticale ou de polarisation horizontale ou onde à 45°.

Radar conventionnel : C'est le modèle de radar le plus ancien utilisé par les météorologues. Il exploite une seule onde électromagnétique dont le champ électrique est généralement orienté horizontalement.

Désignation	Bande de fréquence	Longueur d'onde	Nom	Utilisation
HF	3-30 MHz	100-10 m	High Frequency	
VHF	30-300 MHz	10-1 m	Very High Frequency	Radar de vent radar strato- troposphérique
UHF	100-1000 MHz	1-0.3m	Ultra High Frequency	
L	1-2 GHz	30-15 cm	Long wave	
S	2-4 GHz	15-8 cm	Short Wave	Radar de précipitation
C	4-8 GHz	8-4 cm	Compromis entre S et X	
X	8-12 GHz	4-2.5 cm		
Ku	12-18 GHz	2.5-1.7 cm	Kurz Under	Radar de précipitation à visée verticale
K	18-27 GHz	1.7-1.2 cm	Kurz (court en allemand)	
Ka	27-40 GHz	1.2-0.75 cm	Kurz Above	Pour Ka et W : radar « nuage »
W	40-300 GHz	7.5-1 mm	W ou mm	

Tableau 1 : Désignation des principales bandes de fréquence utilisées en météorologie

Radar polarimétrique (ou « à double polarisation ») : Ce modèle de radar tire parti de l'asymétrie des particules précipitantes. Deux ondes électromagnétiques sont émises, l'une polarisée horizontalement, l'autre verticalement. Dans un radar de type STAR (Simultaneous Transmission And Reception), ces 2 ondes sont émises simultanément.

Diffusion : Phénomène par lequel toutes les cibles présentes dans le faisceau d'une onde électromagnétique rayonnent dans plusieurs directions une partie de l'énergie qu'elles interceptent.

Rétrodiffusion : Partie de la diffusion qui retourne vers le radar.

Absorption : Processus par lequel une partie de l'énergie interceptée est dissipée sous forme de chaleur par une cible.

Atténuation : Absorption et diffusion de l'énergie interceptée par une cible présente dans le faisceau radar. L'atténuation est sensible à la fréquence de l'onde, au milieu traversé (eau solide, liquide et aux gaz) et à la température.

PPI (Plan Position Indicator) : Ce mode d'acquisition de données correspond à une coupe de l'atmosphère autour du radar en conservant un angle d'élévation de l'antenne (α , le site) à une valeur constante.

RHI (Range High Indicator) : Ce mode d'acquisition correspond à une coupe verticale de l'atmosphère dans une direction donnée par rapport au nord géographique (φ , angle d'azimut)

II.2 - Principes de la mesure d'un radar pulsé

A intervalle de temps régulier, de l'ordre de la milliseconde, un radar émet, dans l'atmosphère, des impulsions électromagnétiques très brèves (de l'ordre de la microseconde), et de forte puissance (quelques dizaines de kilowatts à quelques mégawatts) dans une direction donnée. Entre chaque impulsion, il mesure la puissance rétrodiffusée par les cibles interceptées dans le cône de propagation de l'onde incidente (Figure 32). Le temps écoulé entre l'émission hyperfréquence et la réception du signal rétrodiffusé détermine la distance au radar de la cible. La distance cible-radar et les angles d'azimut et d'élévation de l'antenne nous renseignent sur la position de la cible dans l'espace (Eq. 1).

$$d_{\text{radar-cible}} = \frac{C * t}{2} \quad (1)$$

avec d : la distance séparant le radar de la cible exprimée en mètre

t : le temps en seconde

C : la célérité de la lumière ($3 \cdot 10^8 \text{ m s}^{-1}$)

Dans le cas d'un radar météorologique, on considère que l'information utile provient essentiellement des hydrométéores (pluie, neige, grêle et autres particules de glace...) se trouvant sur le trajet de l'onde électromagnétique. Ces hydrométéores sont répartis dans un volume atmosphérique dont l'importance dépend de la durée de l'impulsion électromagnétique, de la distance au radar et des caractéristiques de l'ouverture du faisceau d'antenne (Figure 33). De ce fait, au fur et à mesure que l'on s'éloigne du radar, le volume exploré est de plus en plus important. La mesure est donc très intégrée dans l'espace.

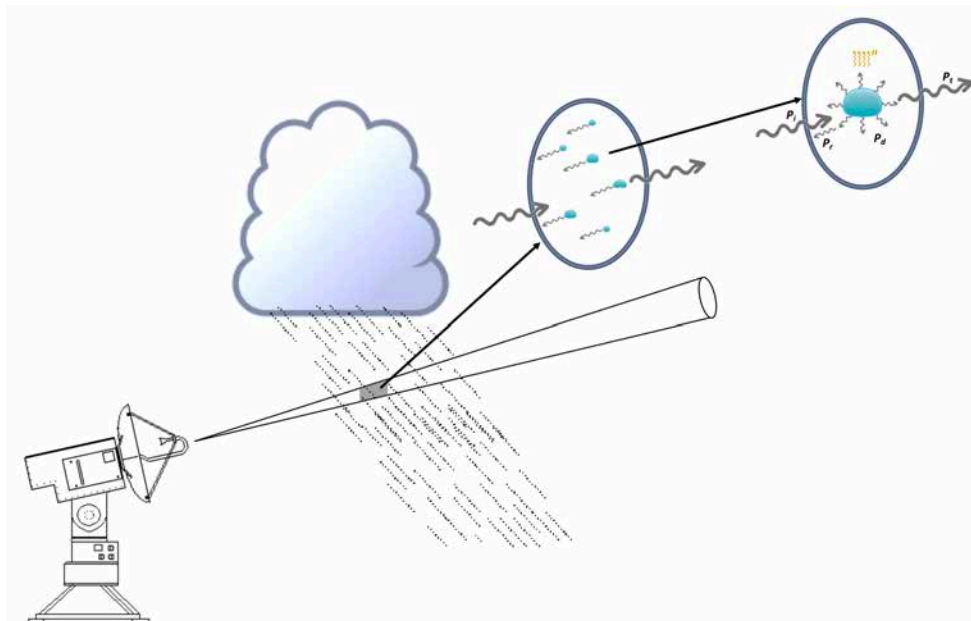


Figure 32 : Schéma de principe de la mesure radar dans un champ de pluie. Le cône représente la zone où se propage la majorité des ondes électromagnétiques du radar dans l'atmosphère. Le cylindre gris symbolise le volume de résolution radar à un instant t . Deux niveaux de zoom présentent les interactions de l'onde électromagnétique avec le milieu constitué de gouttes de pluie. P_i est l'onde incidente, P_d est la partie diffusée de l'onde par la goutte dont P_r est l'onde rétrodiffusée en direction du radar et P_t est l'onde transmise. H représente la dissipation d'une part de la puissance de l'onde électromagnétique dans la goutte de pluie par échauffement (absorption).

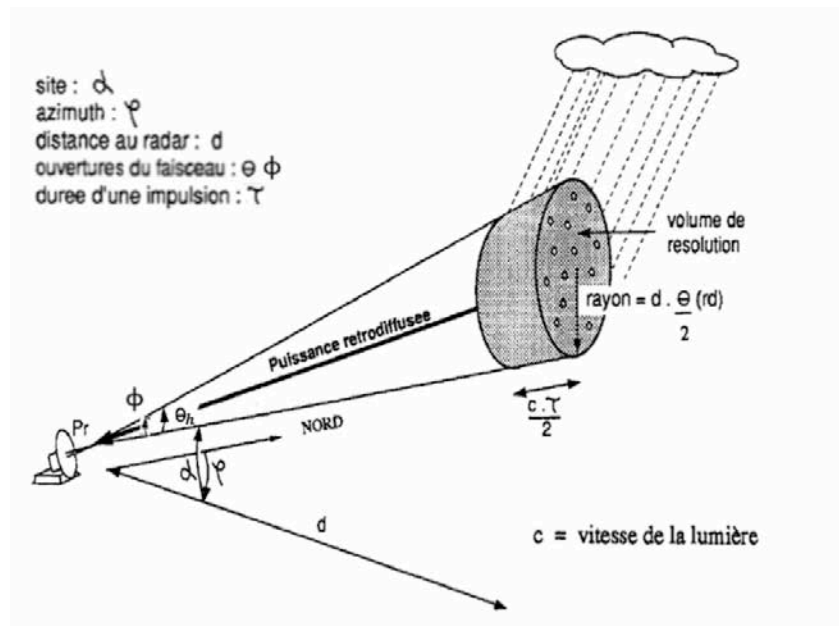


Figure 33 : Schéma présentant les principales caractéristiques d'un volume élémentaire radar situé à une distance d , à l'azimute φ et au site α . Son rayon est fonction des angles d'ouverture de l'antenne, θ et ϕ , et sa profondeur dépend de la durée τ de l'impulsion électromagnétique (d'après Faure, 1993).

II.3 - Le facteur de réflectivité équivalent

Lorsqu'une onde électromagnétique rencontre une cible (particule d'eau, de neige, de glace), une partie de l'énergie transportée par le champ incident est absorbée par la particule puis restituée sous forme de chaleur, et une autre partie est diffusée dans plusieurs directions (Figure 32). On appelle section efficace de rétrodiffusion, la surface interceptant l'onde électromagnétique et diffusant une partie de l'énergie incidente vers le radar. Chacune des particules d'eau présente au sein du volume contribue à la puissance totale rétrodiffusée. La réflectivité radar η (Eq. 2) est définie comme la somme de toutes les sections efficaces de rétrodiffusion, σ_i , de chacun des hydrométéores par unité de volume.

$$\eta = \frac{\sum_i \sigma_i}{V} \quad (2)$$

où

V (Eq. 3) est le volume échantillonné. Ce volume de forme quasi cylindrique correspond au produit de la profondeur radiale du volume sondé multipliée par sa surface en son centre :

$$V = \frac{c \cdot \tau}{2} \cdot \frac{\pi \cdot \theta \cdot \phi \cdot r^2}{4} = \frac{\pi \cdot \theta \cdot \phi \cdot r^2 \cdot c \cdot \tau}{8} \quad (\text{m}^3) \quad (3)$$

avec θ et ϕ : ouvertures du faisceau à mi-puissance (-3 dB) en horizontale et verticale exprimés en radians. Pour une antenne parabolique $\theta \approx \phi$ (θ est noté θ_h sur la Figure 33)

r : rayon du cylindre échantillonné en mètres

c : célérité de la lumière ($3 \cdot 10^8 \text{ m.s}^{-1}$)

τ : durée de l'impulsion électromagnétique en secondes

L'énergie transportée par l'onde électromagnétique tend à se concentrer au centre du faisceau du fait de la forme parabolique de l'antenne radar. Probert-Jones (1962) a proposé une formulation du volume radar échantillonné, modélisant par une gaussienne la répartition d'énergie dans le faisceau, plus en accord avec les mesures expérimentales :

$$V = \frac{\pi \cdot \theta \cdot \phi \cdot r^2 \cdot c \cdot \tau}{16 \ln(2)} \quad (\text{m}^3) \quad (4)$$

La théorie de Mie (1908) propose une résolution des équations de Maxwell pour une sphère permettant de calculer la section efficace de rétrodiffusion $\sigma_{b\ mie}$ intervenant dans l'équation de η (Eq. 2) :

$$\sigma_{i\ mie} = \frac{\lambda^2}{4\pi} \left| \sum_{n=1}^{\infty} (-1)^n (2n+1)(a_n - b_n) \right|^2 \quad (\text{m}^2) \quad (5)$$

où a_n et b_n sont les coefficients de Mie, qui sont fonction de la longueur d'onde et du diamètre de la sphère. Ils s'expriment en fonction des polynômes de Legendre et des fonctions de Bessel. Ils dépendent de la longueur d'onde λ , de la taille D et de l'indice de réfraction complexe K de la cible.

Rayleigh (Strutt, 1871), en faisant l'hypothèse que le diamètre des particules d'eau est petit devant la longueur d'onde du radar, hypothèse généralement vérifiée pour des longueurs d'onde supérieures à 5 cm, propose une simplification des calculs de la section efficace de rétrodiffusion $\sigma_{b\ Rayleigh}$ (Eq. 6) :

$$\sigma_{b\ Rayleigh} = \frac{\pi^5}{\lambda^4} |K|^2 D_i^6 \quad (\text{m}^2) \quad (6)$$

où λ : longueur d'onde électromagnétique
 D : diamètre des particules
 K : le facteur diélectrique

Le facteur diélectrique K (Eq. 7) s'exprime en fonction de l'indice complexe de réfraction du corps m (Eq. 8). Il dépend de la phase de la particule, de la longueur d'onde et de la température (Battan 1973). En générale, la constante diélectrique de l'eau retenue, est de $|K|^2 = 0.93$ pour l'eau, 0.24 pour la neige et 0.176 pour la glace de densité $\rho = 0.92\text{ g.cm}^{-3}$. Ce facteur est très peu sensible à la température pour des longueurs d'onde comprises entre 3 cm et 10 cm. Le facteur diélectrique K est donné par :

$$K = \frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \quad (7)$$

Où m représente l'indice complexe de réfraction d'une sphère égale à :

$$m = n + ik \quad (8)$$

avec n représentant l'index de réfraction et k le coefficient d'absorption de la sphère.

La réflectivité radar

La densité volumique de la section efficace de rétrodiffusion, présentée en équation (2) peut s'exprimer sous la forme :

$$\eta = \int_{D_{min}}^{D_{max}} \sigma(D)N(D)dD \quad (9)$$

Où D_{min} et D_{max} sont les diamètres minimum et maximum de la distribution granulométrique des gouttes de pluie $N(D)$ au sein du volume atmosphérique observé.

En introduisant l'équation de la section efficace de rétrodiffusion proposée par Rayleigh (Eq. 6) dans l'équation précédente (Eq. 9) devient :

$$\eta = \frac{\pi^5}{\lambda^4} |K|^2 \int_{D_{min}}^{D_{max}} D^6 N(D) dD \quad (10)$$

On définit alors le facteur de réflectivité radar Z (Eq. 11) comme étant :

$$Z = \int_{D_{min}}^{D_{max}} D^6 N(D) dD \quad (11)$$

Le facteur de réflectivité radar Z , généralement exprimé en mm^6m^{-3} , est proportionnel au moment d'ordre 6 du diamètre des gouttes. Sous les hypothèses de Rayleigh, il dépend uniquement de la distribution granulométrique des gouttes de pluie.

Comme nous l'avons vu précédemment, les hypothèses de Rayleigh ne peuvent pas être établies pour tout type de radar. En introduisant la section efficace de rétrodiffusion $\sigma_{i mie}$ dans le calcul de la réflectivité, l'équation (12) permet de faire apparaître le facteur de réflectivité radar Z (Eq. 13) :

$$\eta = \frac{\lambda^4}{\pi^5 |K|^2} \int_{D_{min}}^{D_{max}} \sigma_{mie}(D) N(D) dD \quad (12)$$

et

$$Z = \int_{D_{min}}^{D_{max}} \sigma_{mie}(D) N(D) dD \quad (\text{mm}^6 \text{m}^{-3}) \quad (13)$$

En utilisant les solutions de Mie, le facteur de réflectivité radar Z dépend également des caractéristiques du radar.

La phase des particules au sein du volume de résolution n'étant pas connue à priori, la valeur de la constante diélectrique de l'eau $|K_w|^2$ est retenue dans le calcul de réflectivité. On parle alors du facteur de réflectivité équivalente Z_e (Smith 1984).

Du fait de la grande amplitude des puissances rétrodiffusées entre les échos faibles et les échos forts de précipitations, les radaristes ont pour habitude de normaliser les valeurs de réflectivité par Z_0 (réflectivité d'une goutte d'eau d'un millimètre de diamètre dans un volume d'air d'un mètre cube) et ils expriment ce rapport en décibel (Eq. 14) :

$$Z_{dBZ} = 10 \log_{10} \left(\frac{Z}{Z_0} \right) \quad (\text{en dBZ}) \quad \text{avec } Z_0 = 1 \text{ mm}^6 \text{m}^{-3} \quad (14)$$

II.4 - L'équation radar

La grandeur mesurée par un radar conventionnel est la puissance reçue au radar de la rétrodiffusion par les cibles, dans notre cas, les hydrométéores distribués dans un volume de l'atmosphère. Cette puissance rétrodiffusée P_r (Eq. 15) s'exprime par l'équation suivante :

$$P_{r(r)} = C_1 \cdot L_{(r)}^2 \cdot \frac{1}{r^2} \cdot \eta_{(r)} \quad (15)$$

Où $L_{(r)}$ est le facteur d'atténuation par absorption et diffusion de l'onde électromagnétique sur le trajet radar-cible d'une longueur r exprimée en mètre

C_1 (Eq. 16) est une constante dépendante des caractéristiques du radar : la longueur d'onde λ , la puissance émise P_t , la durée de l'impulsion électromagnétique τ , les caractéristiques d'antenne en gain G et en ouverture Θ à -3dB, les pertes d'insertion des composants hyperfréquences A_{radar} , le facteur de perte dû à la limitation de la bande passante du récepteur L_r

$$C_1 = \frac{P_t \cdot G^2 \cdot \Theta^2 \cdot A_{radar} \cdot c \tau \cdot \lambda^2}{1024 \cdot \pi^2 \cdot \ln(2) \cdot L_r} \quad (16)$$

En introduisant les équations (2), (3) et (6) dans l'équation (15), l'expression de la puissance reçue Pr , décrite par (Eq. 17), devient, si les hypothèses de Rayleigh sont respectées ($\lambda \gg D$) :

$$Pr_{(r)} = C \cdot L_{(r)}^2 \cdot \frac{Z_{(r)}}{r^2} \quad (17)$$

avec

$$C = C_1 \cdot \frac{\pi^5}{\lambda^4} \cdot |K|^2 \quad (18)$$

Au sein d'un même volume de l'atmosphère, la population des gouttes évolue sans cesse. Ces changements entraînent une fluctuation de la puissance reçue pour différentes impulsions consécutives. Pour diminuer cette erreur statistique, on réalise une moyenne temporelle sur plusieurs échantillons consécutifs.

II.5 - La distribution granulométrique des gouttes de pluie

Une attention particulière doit être portée au paramètre $N(D)$, dans l'équation de la réflectivité radar équivalente Z (Eq. 13), qui définit le nombre de gouttes selon leur diamètre par unité de volume. En effet, une même quantité de pluie peut être produite par un grand nombre de petites gouttes ou par quelques gouttes de large diamètre. Il en est de même pour la réflectivité radar. La distribution granulométrique des diamètres de gouttes (DSD pour Drop Size Distribution en anglais) quantifie la microstructure de la pluie. On quantifie généralement $N(D)$ par classe de diamètres de D à $D+\Delta D$. Cette variable d'intérêt particulier doit être mesurée avec précision pour caractériser la précipitation. Dans le cas simple de systèmes précipitants sans phase glace, les gouttes de pluie se forment à l'intérieur des nuages par collision de gouttelettes au sein des nuages. Après

leur formation, lors de leur chute, les gouttes de pluie entrent en collision entre elles et avec les gouttelettes au sein du nuage. Ces collisions peuvent entraîner la coalescence, la rupture et le rebond des gouttes qui entraînent d'autres collisions. En raison de ces collisions et d'autres processus comme l'évaporation partielle ou totale de certaines gouttes sous le nuage, la DSD évolue continuellement en fonction de l'altitude (Gebremichael and Testik, 2010). Comme nous le verrons ci-après, de nombreuses variables liées à la précipitation dépendent de la DSD.

Différents modèles de distribution de diamètre sont proposés dans la littérature. Le plus fréquemment employé est un modèle exponentiel (Eq. 19, Figure 34a) tronqué à un diamètre D_{\max} proposé par Marshall and Palmer (1948) en utilisant les observations de distributions de diamètres de gouttes de Laws and Parsons (1943) réalisées en 1946 sur des précipitations estivales à Ottawa (Canada). Dans cette modélisation, le paramètre N_0 est l'ordonnée à l'origine de la distribution dans un repère semi-logarithmique, appelé également paramètre d'interception de la DSD tandis que Λ (Eq. 20) représente la pente de la distribution, est une fonction de l'intensité de précipitation (Marshall and Palmer 1948). N_0 et Λ ont été obtenus expérimentalement (Tableau 2, première ligne).

$$N(D) = N_0 e^{-\Lambda D} \text{ avec } 0 < D < D_{\max} \quad (19)$$

$$\Lambda = \alpha R^\beta \quad (20)$$

où $N(D)$ représente la distribution des gouttes ($\text{mm}^{-1} \text{m}^3$)

D , le diamètre des gouttes (mm)

D_{\max} , le diamètre maximal observé (mm)

N_0 , l'ordonnée à l'origine ou paramètre d'interception de la DSD dans un repère semi-log ($\text{mm}^{-1} \text{m}^3$)

Λ (Eq. 20), la pente de la distribution dans un repère semi-log (mm^{-1})

Joss et al. (1968) proposent, également à partir d'un modèle exponentiel, des lois de distributions sensiblement différentes du fait des différentes distributions de diamètre de gouttes obtenues lors d'événements précipitants de différents types (Tableau 2, seconde ligne et suivantes).

Auteurs	Type de pluie	N_0 ($m^{-3}mm^{-1}$)	$L(R)$ (mm^{-1})
Marshall-Palmer	continentale	8000	$4.1R^{-0.21}$
Joss et al.	bruine	30000	$5.7R^{-0.21}$
	stratiforme	7000	$4.1R^{-0.21}$
	convective	1400	$3.0R^{-0.21}$

Tableau 2 : Valeurs de paramètres proposées par Marshall and Palmer (1948) et Joss et al (1968) pour des distributions de diamètres de gouttes pour différents types de pluie

Le modèle exponentiel réduit à un paramètre est simple à mettre en œuvre et s'ajuste relativement bien à des observations disdrométriques sur des périodes de temps événementielles ou climatologiques mais il n'est pas adapté à des observations ponctuelles (périodes égales ou inférieures à la minute) pour lesquelles il tend à surestimer les petites et les grosses gouttes (Feingold and Levin, 1986).

Ulbrich (1983) suggère d'utiliser un modèle gamma à 3 paramètres pour les distributions acquises sur de faibles pas de temps et qui est particulièrement adapté aux pluies convectives et notamment tropicales (eq. 21, Figure 34b).

$$N(D) = N_0 D^\mu e^{-\Lambda D} \quad (21)$$

où $N(D)$ représente la distribution des gouttes

D , diamètre des gouttes (en mm)

N_0 , paramètre d'interception de la DSD dans un repère semi-log ($mm^{-1-\mu} m^3$)

Λ , la pente de la distribution dans un repère semi-log (en mm^{-1})

μ , le paramètre de forme de la distribution (sans unité)

Le paramètre μ permet d'ajuster la forme de la distribution centrée sur le diamètre médian. Ainsi pour un $\mu > 0$, la courbe de la DSD est convexe et présente un déficit de petites et grandes gouttes. Pour une valeur de $\mu < 0$, la courbe devient concave et tend à accroître le nombre de petites et de grosses gouttes. Le modèle est exponentiel pour une valeur de μ égale à 0.

Sur des distributions de pluies mesurées à l'aide d'un disdromètre en Israël, Feingold and Levin (1986) proposent une modélisation de type lognormal à 3 paramètres (Eq. 22, Figure 34c) :

$$N(D) = \frac{N_T}{\sqrt{2\pi} \cdot D \cdot \ln(\sigma)} e^{\left[\frac{\ln^2\left(\frac{D}{D_g}\right)}{2\ln^2(\sigma)} \right]} \quad (22)$$

où $N(D)$ représente la distribution des gouttes

D , diamètre des gouttes (en mm)

N_T , le nombre total de gouttes par m^3

D_g , la moyenne ou la médiane des diamètres des gouttes

σ , écart-type géométrique des diamètres des gouttes

$\ln D_g$, la moyenne des $\ln D$ soit $\overline{\ln D}$

$$\ln^2 \sigma = \overline{(\ln D - \ln D_g)^2}$$

Cette modélisation a l'avantage de s'appuyer sur des paramètres physiques de la DSD : le nombre total de goutte par unité de volume N_T , le diamètre médian ou moyen des gouttes D_g et l'écart-type géométrique des diamètres des gouttes σ , mesuré sur l'étendue du spectre de gouttes.

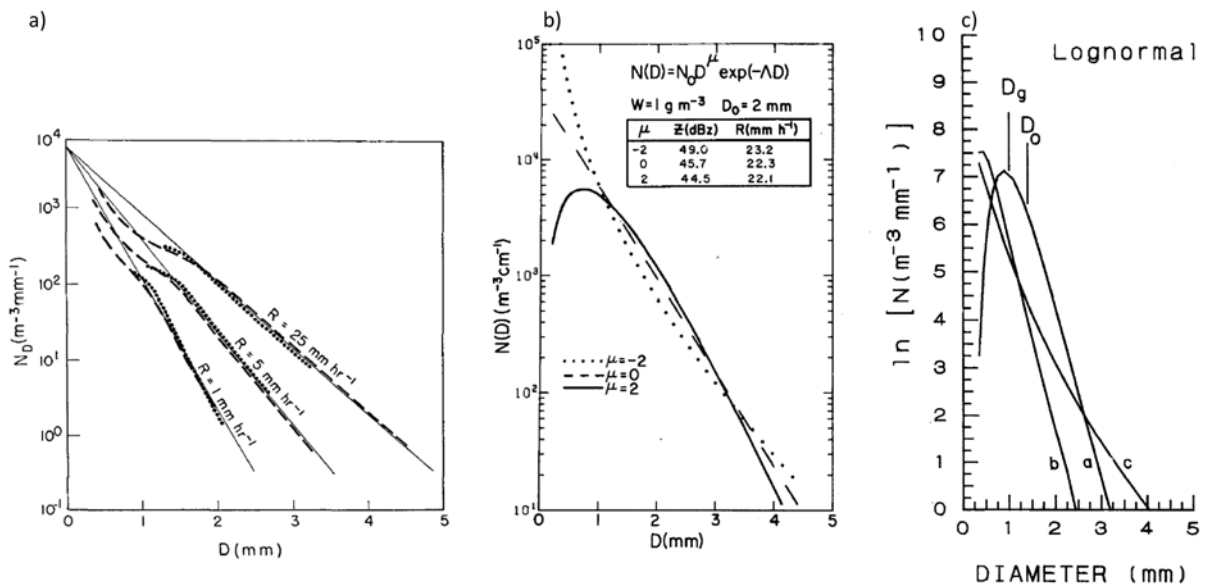


Figure 34 : Ajustement de différents modèles de distribution granulométrique fréquemment rencontrés dans la littérature : (a) modèle exponentiel tronqué proposé par Marshall and Palmer (1948) ; (b) modèle gamma introduit par Ulbrich and Atlas (1984) ; (c) modèle « lognormal » suggéré par Feingold and Levin (1986).

Différents auteurs (Moumouni et al. 2008; Ochou et al. 2007; Nzeukou et al. 2004; Sauvageot and Lacaux 1995) ont privilégié le modèle lognormal pour représenter la DSD des pluies africaines. Sauvageot and Lacaux (1995) ont montré que le modèle exponentiel n'était pas adapté au type de précipitations rencontrées en zones intertropicales. Pour les

fortes pluies, typiques de ces régions, la pente de la fonction de distribution devient pratiquement constante pour des intensités supérieures à 10-20 mm h⁻¹ et des diamètres moyens de gouttes supérieurs à 1 à 2 mm alors que le modèle exponentiel de Marshall et Palmer suppose que $\Lambda(R)$ (le paramètre de pente de la distribution) décroît au fur et à mesure de l'augmentation de l'intensité de la pluie R. De plus, à intensité égale, la concentration de gouttes de faible diamètre (D compris entre 1 et 2 mm) est inférieure à celle proposée par ce modèle, en partie à cause de l'évaporation.

II.6 - Les moments de la DSD

L'expression générale d'un moment d'ordre n de la DSD (Eq. 23) est donnée par l'équation suivante :

$$M_n = \int_{D_{min}}^{D_{max}} N(D) \cdot D^n \cdot dD \quad (23)$$

$N(D)$ est la distribution des gouttes exprimée en m⁻³ mm⁻¹

D représente le diamètre des gouttes en mm,

D_{min} et D_{max} sont respectivement les diamètres minimal et maximal observés.

Nous avons introduit à l'équation (11), le moment d'ordre 6 correspondant au facteur de réflectivité radar équivalente Z. Le moment d'ordre 3 est également fort utile dès lors que l'on s'intéresse aux précipitations car il est lié à l'intensité pluviométrique, R :

$$R = 6\pi \cdot 10^{-4} \int_{D_{min}}^{D_{max}} N(D) D^3 v(D) dD \quad (24)$$

Où $v(D)$ est la vitesse de chute des gouttes (25) pour laquelle Atlas and Ulbrich (1977) ont déterminé une loi puissance par ajustement sur le jeu de données de Gunn and Kinzer (1949) obtenu à partir d'un système de production de gouttes artificielles :

$$v(D) = cD^Y \text{ (m. s}^{-1}\text{)} \quad (25)$$

avec $c = 3,778$ et $Y = 0,67$ pour D en mm

Dans la littérature, le coefficient c et l'exposant Y varient sensiblement d'une étude à l'autre respectivement sur des plages comprises entre 3,6 et 4,2 et 0,6 et 0,67 mais très

fréquemment, les valeurs suggérées par Atlas and Ulbrich (1977) font référence dans le calcul de l'estimation des précipitations.

D'autres moments d'intérêt, correspondant à des propriétés physiques des précipitations, peuvent être calculés à partir de la distribution granulométrique des hydrométéores. Le tableau (Tableau 3) ci-dessous présente quelques-uns des moments de la DSD, fréquemment utilisés.

Propriétés physiques des précipitations	Symbole	Expression	Unité
Concentration en hydrométéores	N_T	M_0	m^{-3}
Surface totale des hydrométéores	S	πM_2	$mm^2.m^{-3}$
Volume total des gouttes	V	$\frac{\pi}{6} M_3$	$mm^3.m^{-3}$
Diamètre moyen des gouttes	D_{moy}	$\frac{M_1}{M_0}$	mm
Diamètre volumique moyen	D_m	$\frac{M_4}{M_3}$	mm
Contenu en eau	LWC	$10^3 \rho \frac{\pi}{6} M_3$	$g.m^{-3}$ avec $\rho = 1$
Densité de flux d'énergie cinétique	KE	$5.09 \cdot 10^{-2} M_5$	$J.m^{-2}.h^{-1}$

Tableau 3 : Expressions des principales propriétés physiques des précipitations en fonction des moments de la DSD

II.7 - Les différentes sources d'erreur

De nombreuses erreurs peuvent affecter l'estimation de la pluie par radar. Ces erreurs sont liées au caractère indirect de la mesure et aux caractéristiques de l'échantillonnage définies par sa résolution spatiale et temporelle ainsi que par la fréquence de l'onde électromagnétique. Parmi les différentes sources d'erreur, on peut noter les erreurs d'étalonnage du radar (Gorgucci et al. 1992), la contamination du faisceau par les échos fixes (causée par les contributions des lobes secondaires de l'antenne, l'orographie environnante, les obstacles naturels, les bâtiments proches ou les effets de propagation anormale) (Andrieu et al. 1997; Creutin et al. 1997; Diederich et al. 2015; Ohs et al. 2010), l'atténuation liée à la présence d'eau sur le radôme (Gorgucci et al. 2013), l'atténuation

due à la pluie (Hitschfeld and Bordan 1954; Hildebrand 1978) , le remplissage non uniforme des faisceaux de particules (Ryzhkov and Zrnica 1998) , les interférences radio fréquence (Saltikoff et al. 2016) et les incertitudes relatives à la variabilité verticale de la répartition des tailles des particules (PSD) (Oue et al. 2015; Kumjian and Prat 2014) ou encore au choix des paramètres de la relation Z-R (Lee and Zawadzki 2005) et dans l'estimation du profil vertical de réflectivité (PVR) pour corriger la surestimation des réflectivités due à la bande brillante et leur sous-estimation au-dessus de l'isotherme 0 °C (Berne et al. 2004).

Lors de la 22^{ème} conférence radar AMS à Zurich, Zawadzki (1984) a présenté une liste exhaustive des différentes sources d'erreur. Il est important de noter que toutes ces erreurs sont liées entre elles. De ce fait, elles ont un effet cumulatif sur le biais qu'elles induisent lors de l'estimation de la précipitation. Il est donc important de prêter une attention particulière sur chacune d'entre elles pour minimiser les biais.

Le volume d'échantillonnage

Le calcul de la réflectivité équivalente (Eq. 11) fait l'hypothèse de l'homogénéité du milieu diffusant (constante diélectrique unique pour tout le volume et hypothèses de Rayleigh). Or le volume atmosphérique échantillonné (Eq. 3) croît en fonction du carré de la distance au radar. De plus, sous l'effet conjoint de l'angle de site d'acquisition et de la rotondité de la terre, même si les effets de cette dernière sont en partie compensés par les effets du gradient des indices de réfractifs, l'altitude du faisceau radar s'élève avec l'allongement de la distance au radar. Avec l'élévation du faisceau, tout ou partie du volume échantillonné peut être au-dessus de l'isotherme 0°C. A ces températures, les hydrométéores observés sont principalement en phase solide sous la forme de cristaux de glace ou de flocons de neige pour lesquels la constante diélectrique diffère de celle des hydrométéores en phase liquide. Il est possible aussi que les propriétés des particules présentes dans le faisceau soient verticalement hétérogènes du fait des phénomènes d'évaporation, de collision-coalescence des gouttes de pluie ou d'agrégation des cristaux de neige. Il en résulte une modification de la distribution granulométrique qui va biaiser l'estimation de la pluie.

Il se peut qu'en présence d'obstacles importants (colline, montagne, bâtiment, ...), dans un environnement proche du radar, que le faisceau soit que partiellement masqué. Du fait du remplissage partiel du faisceau, l'hypothèse d'homogénéité n'est alors plus respectée et la puissance transmise est moindre.

La bande brillante

En franchissant l'isotherme zéro degré, les flocons de neige commencent à fondre. Dans cette zone de fusion, appelée bande brillante, ils se recouvrent d'une fine pellicule d'eau tout en gardant une taille plus importante que celles des gouttes de pluie. De ce fait, leur réflectivité croît (de l'ordre de +5dB) avec le changement de la constante diélectrique plus importante pour l'eau que pour la neige. La distribution granulométrique est également modifiée par ce changement d'état (gouttes de très grand diamètre à vitesse de chute très faible). Il en résulte une surestimation des précipitations au sol. Ce phénomène se produit essentiellement pour des pluies de type stratiforme, ou au sein des traînes des lignes de grain. Pour résoudre ce problème, une solution consiste à identifier le profil vertical de réflectivité pour corriger la réflectivité apparente à l'aide des mesures effectuées aux autres angles de sites disponibles de l'acquisition volumique, cette technique étant bien discutée dans les travaux de (Sánchez-Diezma et al. 2000).

La calibration

Dans l'équation reliant la puissance rétrodiffusée aux principales caractéristiques du radar (Eq. 15), les caractéristiques électroniques et hyperfréquence du capteur sont regroupées dans la constante de calibration C_1 (Eq. 16). Une erreur de calibration peut engendrer des écarts importants sur l'estimation de la précipitation. Il est donc primordial d'étalonner avec attention un radar.

Pour ce faire, on peut opter pour une approche électronique, en relevant avec précision les caractéristiques nominales de chaque composant de la chaîne de réception. Le gain est ensuite calculé de l'ensemble et ajusté si nécessaire à l'aide de la constante C_1 (Eq. 16).

D'autres méthodes plus physiques permettent de mesurer globalement l'étalonnage du radar en comparant les puissances reçues à des valeurs de référence. On utilise par exemple une cible de référence telles que des sphères ou des réflecteurs tétraédriques dont les propriétés de rétrodiffusion sont connues. Il est également possible d'utiliser le soleil comme source radio fréquence (Whiton et al. 1977). Enfin, il est possible d'utiliser la mesure de la précipitation par un autre capteur (pluviographe, disdromètre ou pointeur vertical) comme valeur de référence (Lee and Zawadzki 2006; Gage et al. 2000). Dans ce cas, on préférera parler d'un ajustement plutôt que d'une calibration.

En 2002, lors de la conférence radar de l'AMS, David Atlas dressa une liste assez exhaustive des différentes méthodes que l'on pouvait mettre en œuvre pour obtenir une calibration absolue du radar (Atlas 2002).

L'atténuation

Un des problèmes majeurs de la mesure des précipitations à l'aide d'un radar météorologique de longueur d'onde inférieure à 7 centimètres est l'atténuation du signal par les hydrométéores. Les réflectivités mesurées par des radars en bande X et C, lors d'épisodes de fortes précipitations, sont en effet considérablement atténuées (Hildebrand 1978). Ce phénomène est dû à l'absorption et à la diffusion d'une partie de l'onde émise entre le radar et la cible. Comme nous le verrons ultérieurement, depuis les premiers travaux de Ryde (1946) puis de Atlas and Banks (1951), l'atténuation du signal radar et sa correction ont mobilisé de nombreux efforts au sein de la communauté des radaristes et des télécommunications sans fil (e.g. Ryde 1946; Atlas and Banks 1951; Hitschfeld and Bordan 1954; Gunn and East 1954; Atlas and Ulbrich 1977). Différentes méthodes ont été proposées afin de remédier à ce problème qui reste malgré tout un des facteurs des plus limitants pour l'estimation quantitative de la précipitation à partir d'observations par radar conventionnel à fréquence atténuée (Hitschfeld and Bordan 1954; Hildebrand 1978; Delrieu et al. 1997; Testud et al. 2000).

Pour un volume de résolution radar, l'atténuation spécifique, k (Eq.26), due aux hydrométéores est égale à la somme des atténuations dues à chaque hydrométéore au sein du volume. On définit l'atténuation spécifique k par la relation :

$$k = \frac{10^{-2}}{\ln(10)} \int_{D_{min}}^{D_{max}} Q_t N(D) dD \quad (26)$$

où σ_{ext} représente la section efficace d'atténuation totale (ou d'extinction) égale à la somme des surfaces efficaces d'absorption σ_{abs} et de diffusion totale σ_{sca} de chaque hydrométéore. Les calculs de σ_{ext} (Eq.27), σ_{sca} (Eq.28) et σ_{abs} (Eq.29) sont solutionnés par Mie (1908) :

$$\sigma_{ext\ mie} = \frac{\lambda^2}{2\pi} \operatorname{Re} \left(\sum_{n=1}^{\infty} (2n+1)(a_n + b_n) \right) \quad (\text{en } m^2) \quad (27)$$

$$\sigma_{sca\ mie} = \frac{\lambda^2}{2\pi} \sum_{n=1}^{\infty} (2n+1)(|a_n|^2 + |b_n|^2) \quad (\text{en } m^2) \quad (28)$$

$$\sigma_{abs} = \sigma_{ext} - \sigma_{sca} \quad (29)$$

et par Rayleigh (respectivement équations 32, 30 et 31) si l'hypothèse d'une longueur d'onde grande par rapport au diamètre des gouttes est vérifiée ($\lambda \gg D$) :

$$\sigma_{sca \text{ Rayleigh}} = \frac{2\pi^5 D^6}{3\lambda^4} |K|^2 \text{ (en m}^2\text{)} \quad (30)$$

$$\sigma_{abs \text{ rayleigh}} = \frac{\pi^2 D^3}{\lambda} \text{Im}(-K) \text{ (en m}^2\text{)} \quad (31)$$

$$\sigma_{ext} = \sigma_{sca} + \sigma_{abs} \quad (32)$$

où K est le facteur diélectrique des hydrométéores (Eq. 7)

$\text{Im}(K)$ représente la valeur imaginaire de l'indice de réfraction complexe

Re désigne la partie réelle d'une valeur complexe

λ la longueur d'onde électromagnétique (m)

D le diamètre des particules (m)

a_n et b_n sont les coefficients de Mie

Le terme de diffusion σ_{sca} est négligeable pour les particules d'eau en phase liquide et le terme d'absorption σ_{abs} sera plus important en phase liquide qu'en phase solide.

Aux bandes de fréquences utilisées par les radars (bandes S, C et X), l'atténuation liée aux gaz atmosphériques est considérée comme négligeable (inférieure à $2 \cdot 10^{-2}$ dB km⁻¹ pour une humidité de 10 g m⁻³ et inférieure à 10^{-2} dB km⁻¹ pour l'oxygène) (Sauvageot 1982). On peut donc considérer que l'atténuation spécifique k est proportionnelle au moment d'ordre 3 de la DSD.

Delrieu et al. (1991) ont montré qu'il était préférable d'utiliser la théorie de Mie pour le calcul de $\sigma_t(D)$ (Figure 35). En effet, cette formulation donne une meilleure estimation de l'atténuation en fonction du diamètre des gouttes et décrit plus précisément l'influence de la température sur les petites longueurs d'onde. Les calculs effectués en bande C donnent des atténuations de l'ordre de 0,1 dB km⁻¹ pour une pluie de 15 mm h⁻¹ à 0,7 dB km⁻¹ pour une pluie de 100 mm h⁻¹.

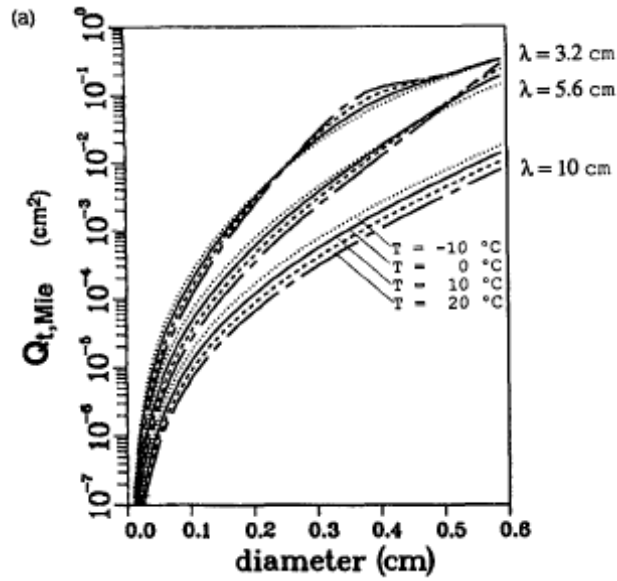


Figure 35 : Section efficace d'atténuation $\sigma_{t,mie}$ (dénommé ici $Q_{t,mie}$) calculée à partir de la théorie de Mie pour différentes longueurs d'onde (d'après Delrieu et al. 1991).

La réflectivité radar équivalente Z_e d'un volume atmosphérique peut être calculée à l'aide d'une fonction puissance de l'atténuation spécifique k (Eq. 33)(Ulbrich 1983; Marzoug and Amayenc 1994):

$$Z_e = \alpha k^\beta \quad (33)$$

Les coefficients α et β sont alors dépendants de la longueur d'onde, de la distribution granulométrique de la pluie et de la température des hydrométéores (l'indice de réfraction complexe dépend de la température du milieu).

L'atténuation spécifique peut être liée également à l'intensité pluviométrique par une fonction puissance (Eq. 34), à condition que les modèles de DSD considérés soient de type gamma ou lognormal et que l'on utilise la théorie de Mie pour le calcul de la section efficace d'atténuation (Delrieu et al. 1991)

$$k = cR^d \quad (34)$$

La réflectivité mesurée par le récepteur radar Z_m peut être exprimée sous la forme suivante (Gosset and Cazenave 2003) :

$$Z_m(r) = Z(r) \cdot \delta C \cdot A(r) \quad (35)$$

où Z_m est la réflectivité mesurée, δC un facteur multiplicatif de calibration du radar et $A(r)$ le facteur d'atténuation définie par :

$$A(r) = 10^{-0.2 \int_0^r k(s) ds} = \exp \left[-0.46 \int_0^r k(s) ds \right] \quad (36)$$

Dans le vide, $A(r)$ vaut 1, mais dans un milieu atténuant tel que l'eau il décroît avec la distance.

L'atténuation intégrée le long de la radiale (Path Integrated Attenuation, PIA en anglais) (Eq. 37) est définie comme le double de l'intégrale de k sur la distance de 0 à r :

$$PIA = -10 \log_{10} A(r) \quad (dB) \quad (37)$$

Les parties aériennes des radars opérationnels sont souvent protégées des fortes intempéries (rafales de vent, pluie, accumulation de glace, poussières) par l'adjonction d'un radôme. Ces sphères protectrices, protégeant l'antenne parabolique et souvent le piédestal du radar, nécessitent une attention particulière sur les matériaux qui les composent, sur la géométrie de leur structure et sur leur revêtement (peinture hydrophobique) afin de limiter au maximum leur impact sur les signaux mesurés. En période sèche, l'atténuation induite par leur présence est négligeable (Frasier et al. 2013). Toutefois, dès lors qu'ils sont soumis à une précipitation, la présence d'eau à leur surface, sous forme d'une mince pellicule d'eau ou de gouttelettes accrochées à des aspérités ou ruisselantes, tend à accroître l'atténuation des ondes électromagnétiques. En fonction de la fréquence du radar, de la température et de l'état de surface du radôme (présence d'une peinture hydrophobique, présence d'aspérités), des atténuations de plusieurs décibels (jusqu'à 20 dB pour un radar bande C présentant un radôme dégradé sous une pluie de 200 m.h^{-1} (Merceret and Ward 2002)) ont été rapportées dans la littérature ((Frasier et al. 2013; Kurri and Huuskonen 2008; Gorgucci et al. 2013)

En présence d'un radôme, l'atténuation sur site doit être prise en considération dans la formulation de l'atténuation totale sur le trajet radar-cible (Eq. 36) vue précédemment :

$$A(r) = A(r_0) + \exp \left[-0.46 \int_0^r k(s) ds \right] \quad (38)$$

Où r_0 représente la zone aveugle de mesure autour du radar. De ce fait $A(r_0)$ prend en considération l'atténuation liée à la précipitation sur le radôme et dans un rayon très proche du radar ($< 1 \text{ km}$).

Le choix de la relation Z-R

La mesure de la précipitation à l'aide d'un radar est une mesure indirecte. L'information sur la réflectivité d'un volume de l'atmosphère doit être transformée en intensité de pluie. Marshall and Palmer (1948) ont mis en évidence qu'il existait une relation entre le facteur de réflectivité Z (Eq. 11) et le taux de précipitation R (Eq. 24), dépendante de la distribution granulométrique. Ils ont établi une relation semi-empirique de la forme :

$$Z = a \cdot R^b \quad (39)$$

avec Z en $\text{mm}^6 \text{m}^{-3}$ et R en mm h^{-1}

a et b sont des constantes dépendantes de la distribution granulométrique de la pluie

Comme nous avons pu le noter précédemment, les équations définissant la réflectivité équivalente Z_e (Eq. 11) et le taux de précipitation R (Eq. 24) sont toutes deux fortement dépendantes de la distribution granulométrique de la précipitation (moment d'ordre 6 pour la première et 3.67 pour la seconde). Il est donc essentiel de connaître la DSD de la pluie pour résoudre ces équations et établir analytiquement les coefficients de la relation. La DSD peut être obtenue à l'aide d'un disdromètre (Joss and Waldvogel 1977). Ce capteur mesure le diamètre des gouttes de pluie, leur vitesse de chute ainsi que leur nombre par classe de diamètre dans un volume donné. Par régression linéaire entre les logarithmes décimaux des réflectivités Z et des intensités de précipitation R , on détermine les coefficients « a » et « b ».

Une autre méthode décrite par Press et al. (2007) consiste à obtenir les coefficients a et b par ajustement linéaire (échelle log-log) d'un ensemble de couples Z et R obtenus par différents instruments (radar, pluviomètres, disdromètres). Campos and Zawadzki (2000) ont mis en évidence que le calcul des coefficients « a » et « b » par cette méthode est dépendant du type de capteurs utilisés, de la taille de l'échantillon de données considéré et de la méthode d'ajustement mis en œuvre.

Battan (1973) donne à travers quelques exemples de relations Z-R extraits de la littérature, la diversité des coefficients « a » et « b », obtenus à partir de jeux de données issus de différents types de pluie à travers différentes régions. En général, le coefficient « a » est lié à l'intensité de la pluie et évolue dans le même sens que celle-ci. L'exposant « b » varie en fonction du type de précipitation. Du fait de très grande variabilité de la DSD, une large variété de relations a été identifiée pour des pluies de même type, et ce dans une même région (Wilson and Brandes 1979). Ces études ont montré que dans ce cas,

l'exposant « b » est relativement constant et le coefficient « a » plus variable compte-tenu de son lien à l'intensité de la précipitation.

Très souvent, des relations ZR climatiques sont utilisées, où les coefficients « a » et « b » sont obtenus à partir de séries temporelles relativement longues. Mais adapter la relation aux différents types de pluie, au sein d'un même événement, semble être une méthode permettant d'améliorer l'estimation quantitative de la précipitation (Uijlenhoet et al 2003).

En Afrique de l'Ouest et Équatoriale, les travaux de Chamsi (1992), Sauvageot and Lacaux (1995), Nzeukou et al. (2004), Ochou et al. (2007), Moumouni et al. (2008) ont permis d'établir une liste de relations Z-R en différents points de la sous-région (Tableau 4). Ces relations présentent entre elles, une certaine similitude liée au climat de la zone d'étude (zone continentale ou zone équatoriale) et au type de précipitation (ligne de grain ou convection isolée). Elles sont également proches des relations établies sur d'autres zones géographiques du globe présentant des caractéristiques climatiques similaires (Tokay and Short 1996; Maki et al. 2001).

Localisation	Type de pluie	a	b
Ochou et al. [2007]			
Niger (Niamey)	ALL	508	1.28
Congo (Boyele)	ALL	389	1.34
Sauvageot and Lacaux [1995]			
Continental Africa (Niger, Congo)	ALL	364	1.36
'Equatorial' Africa (Ivory Coast)	ALL	369	1.28
Maki et al. [2001]			
Australia (Darwin, continental squall lines)	CONV	232	1.38
	STRAT	532	1.28
Nzeukou et al. [2004]			
Senegal (Coast)	ALL	368	1.24
	CONV	162	1.48
	STRAT	385	1.21
Tokay and Short [1996]			
Equatorial Pacific (Kapingamarangi Atoll)	ALL	315	1.20
	CONV	139	1.43
	STRAT	367	1.30

		Moumouni et al. [2008]	
Benin , around Djougou Whole Data Set	ALL	433	1.33
	CONV.	343	1.38
	STRAT.	468	1.39
20 Squall Lines	ALL	509	1.31
	CONV.	289	1.43
	STRAT.	562	1.44
		Chamsi [1992]	
Niamey, Niger	ALL	508	1.19

Tableau 4 : Différents jeux de paramètres [a,b] de la relation Z-R établis par plusieurs auteurs sur des événements précipitants en Afrique de l'Ouest et Équatoriale.

II.8 - Les radars polarimétriques

La polarimétrie radar consiste à émettre dans l'atmosphère, simultanément ou alternativement, 2 ondes électromagnétiques, l'une de polarisation linéaire horizontale, l'autre de polarisation linéaire verticale. Les techniques de diversité de polarisation et leurs variables résultantes, tirent parti de la propagation anisotrope des deux ondes électromagnétiques liée à la forme non sphérique des hydrométéores et cela, en particulier pour les gouttes d'eau. Au cours de leur chute, les particules précipitantes sont soumises à la pression atmosphérique, à la friction de l'air, et aux forces de tension superficielle des molécules. Sous l'action des forces résultantes, ainsi que des forces électrostatiques et de la pression hydrostatique interne, la goutte d'eau se déforme jusqu'à atteindre une forme d'équilibre. La déformation plus ou moins prononcée de l'enveloppe, ressemble à un ellipsoïde aplati (oblate en anglais) avec une large base horizontale et une surface supérieure courbe et lisse. A partir d'observations faites en soufflerie, Pruppacher and Beard (1970) lient le rapport des demi-axes majeur (a) et mineur (b) de la goutte à l'équilibre à son diamètre équivalent sphérique, à l'aide d'une relation linéaire :

$$\frac{b}{a} = 1.03 - 0.062 D \text{ pour } 1 \leq D \leq 9mm \quad (40)$$

A partir d'un modèle numérique prenant en compte les effets de l'aérodynamique, Beard and Chuang (1987) proposent une formulation polynomiale plus précise du rapport axial des gouttes de pluie à l'équilibre chutant dans l'atmosphère pour des diamètres de 1 à 6 mm (Eq. 40) illustrée en Figure 36 :

$$\frac{b}{a} = 1.0048 + 5.7 \times 10^{-4}D - 2.628 \times 10^{-2}D^2 + 3.682 \times 10^{-3}D^3 - 1.677 \times 10^{-4}D^4 \quad (41)$$

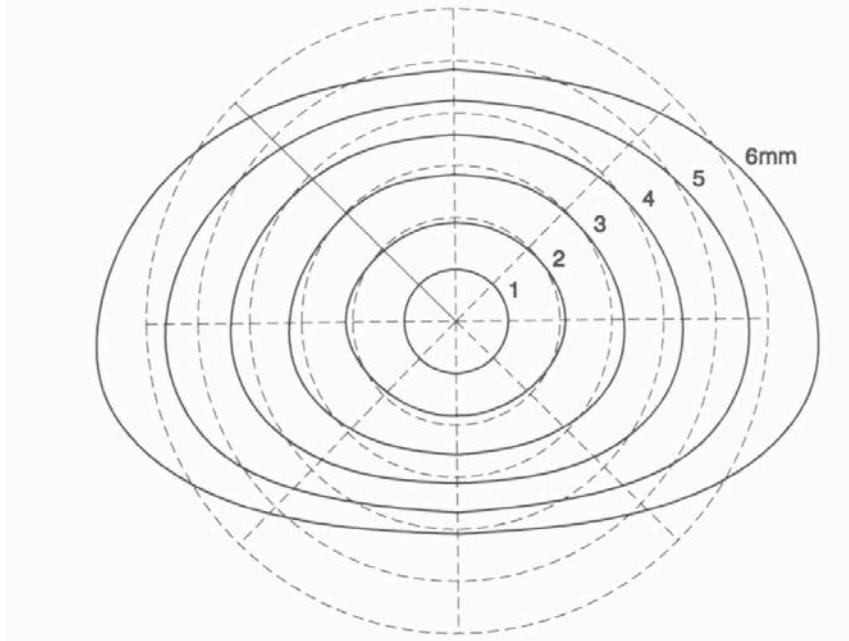


Figure 36 : Formes des gouttes de pluie à l'équilibre pour des diamètres de 1 à 6 mm, d'après Beard and Chuang (1987).

Ainsi, les caractéristiques de chacune des 2 ondes électromagnétiques rétrodiffusées sont conditionnées par la taille, la forme et l'orientation des cibles présentes dans le volume de résolution du radar. Cela conduit à l'élaboration de nouvelles variables radar polarimétriques décrites ci-dessous.

Les variables polarimétriques

Afin de traiter les signaux polarimétriques d'un radar, il est plus aisé d'introduire, dans l'expression de la section efficace de rétrodiffusion σ (Eq. 6), la puissance de l'onde électromagnétique proportionnelle au carré de son intensité (E^2) :

$$\sigma_i = 4\pi r^2 \left| \frac{E_r}{E_i} \right|^2 \frac{e^{-ik_0 r}}{r} = 4\pi r^2 |S|^2 \frac{e^{-ik_0 r}}{r} \quad (\text{cm}^2) \quad (42)$$

avec E_r et E_i représentant respectivement le champ électrique incident et réfléchi et leur rapport, $k_0 r$ représentant le terme de phase de propagation, avec $k_0 = \frac{2\pi}{\lambda}$ et r la distance à la cible.

S est la matrice de Jones (1941), définie dans la littérature par le symbole S_{FSA} pour le calcul des termes de propagation (Forward Scatter Alignment) et S_{BSA} pour le calcul des termes de rétrodiffusion (Bringing and Chandrasekar 2001) (Eq. 43). Elles dépendent de la taille, de la forme, de l'orientation et de la composition de la particule diffusante, ainsi que des angles d'incidence et de diffusion.

$$S_{FSA} = \begin{bmatrix} S_{hh} & S_{hv} \\ S_{vh} & S_{vv} \end{bmatrix}_{FSA} \text{ et } S_{BSA} = \begin{bmatrix} -1 & 0 \\ 0 & 1 \end{bmatrix} S_{FSA} \quad (43)$$

où les quatre éléments de la matrice de diffusion $S_{hh}, S_{vv}, S_{vh}, S_{hv}$ sont des nombres complexes que l'on peut calculer à partir des mesures du signal en phase (I_x) et en quadrature de phase (Q_x) sur les voies horizontale et verticale d'un radar polarimétrique.

$$S_x = I_x + jQ_x \quad (44)$$

Dans le cas d'un radar monostatique, utilisant une seule antenne ou 2 antennes coïncidentes pour l'émission et la réception des ondes électromagnétiques, en propagation, le terme S_{hv} de la matrice S_{FSA} est égale $-S_{vh}$, et en diffusion, le terme S_{hv} de la matrice S_{BSA} est égale S_{vh} . La matrice S_{BSA} est alors symétrique.

On peut déduire des équations (Eq. 42) et (Eq. 43), l'expression de la matrice des flux de champs réfléchis en fonction de la matrice des flux de champs incident :

$$\begin{bmatrix} E_h^r \\ E_v^r \end{bmatrix} = S \begin{bmatrix} E_h^i \\ E_v^i \end{bmatrix} \frac{e^{-ik_0 r}}{r} \quad (\text{V} \cdot \text{m}^{-1}) \quad (45)$$

Les différentes variables polarimétriques vont pouvoir être exprimées à partir des éléments complexes de la matrice de rétrodiffusion S_{BSA} .

La réflectivité différentielle

Z_{dr} est le rapport entre les réflectivités en polarisation horizontale (h) et verticale (v). Il est exprimé en dB (Eq. 46). C'est une mesure du rapport axial des précipitations, pondéré par la réflectivité.

$$Z_{dr} = 10 \log_{10} \left(\frac{Z_h}{Z_v} \right) \quad (\text{dB}) \quad (46)$$

ou exprimé à partir des coefficients de la matrice de Jones :

$$Z_{dr} = 10 \log_{10} \left(\frac{|S_{hh}|^2}{|S_{vv}|^2} \right) \quad (\text{dB}) \quad (47)$$

La valeur de Z_{dr} varie en fonction de la sphéricité moyenne des particules présentes au sein du volume atmosphérique observé. Pour des particules sphériques, type gouttelettes ou grêle, ou des hydrométéores qui ne présentent pas, au cours de leur chute, une direction préférentielle, tels que des cristaux de glace, de la grêle ou des flocons de neige, la valeur de Z_{dr} est proche de 0. Pour des cibles de forme oblongue, telles que les gouttes de diamètre supérieure à 2 mm, Z_{dr} est positif alors que pour certains types de grêle de forme sphéroïdale allongé (prolate en anglais), il sera négatif (Figure 37).

Ce paramètre est indépendant de la concentration des hydrométéores dans le volume de résolution et n'est pas sensible à la calibration du radar. Du fait d'une atténuation plus importante de la puissance de l'onde horizontale, il est important de corriger Z_{dr} de l'atténuation différentielle qui tend à diminuer sa valeur.

Bringi and Chandrasekar (2001) montrent que le diamètre volumique moyen d'un ensemble de particules peut être exprimé en fonction de la réflectivité différentielle. Pour une mesure de Z_{dr} avec un radar en bande S (10 cm), ils proposent la relation suivante :

$$D_m = 1.619 Z_{DR}^{0.485} \quad (\text{cm}) \quad (48)$$

La phase différentielle

Au cours de son trajet aller-retour, entre le radar et le volume atmosphérique observé, la phase du signal émis évolue en fonction du milieu qu'il traverse. Cette rotation de phase est plus conséquente dès lors que l'onde électromagnétique se propage à travers des précipitations. Si ces particules précipitantes présentent une asymétrie axiale, alors un déphasage se crée entre les ondes horizontales et verticales. La différence de phase entre les ondes, appelée la phase différentielle (Eq. 49), est sensible à la forme des hydrométéores, à leur orientation et à leur concentration. Cette variable n'est pas

impactée par les erreurs de calibration du radar, à l'atténuation du signal due aux précipitations, à un remplissage partiel du faisceau radar (partial beam blockage). Si sur le trajet entre le radar et la cible, les précipitations sont en phase liquide, alors il est possible d'estimer l'atténuation intégrée en utilisant la mesure de la phase différentielle comme une contrainte des algorithmes de correction (Bringi et al. 2001; Testud et al. 2000).

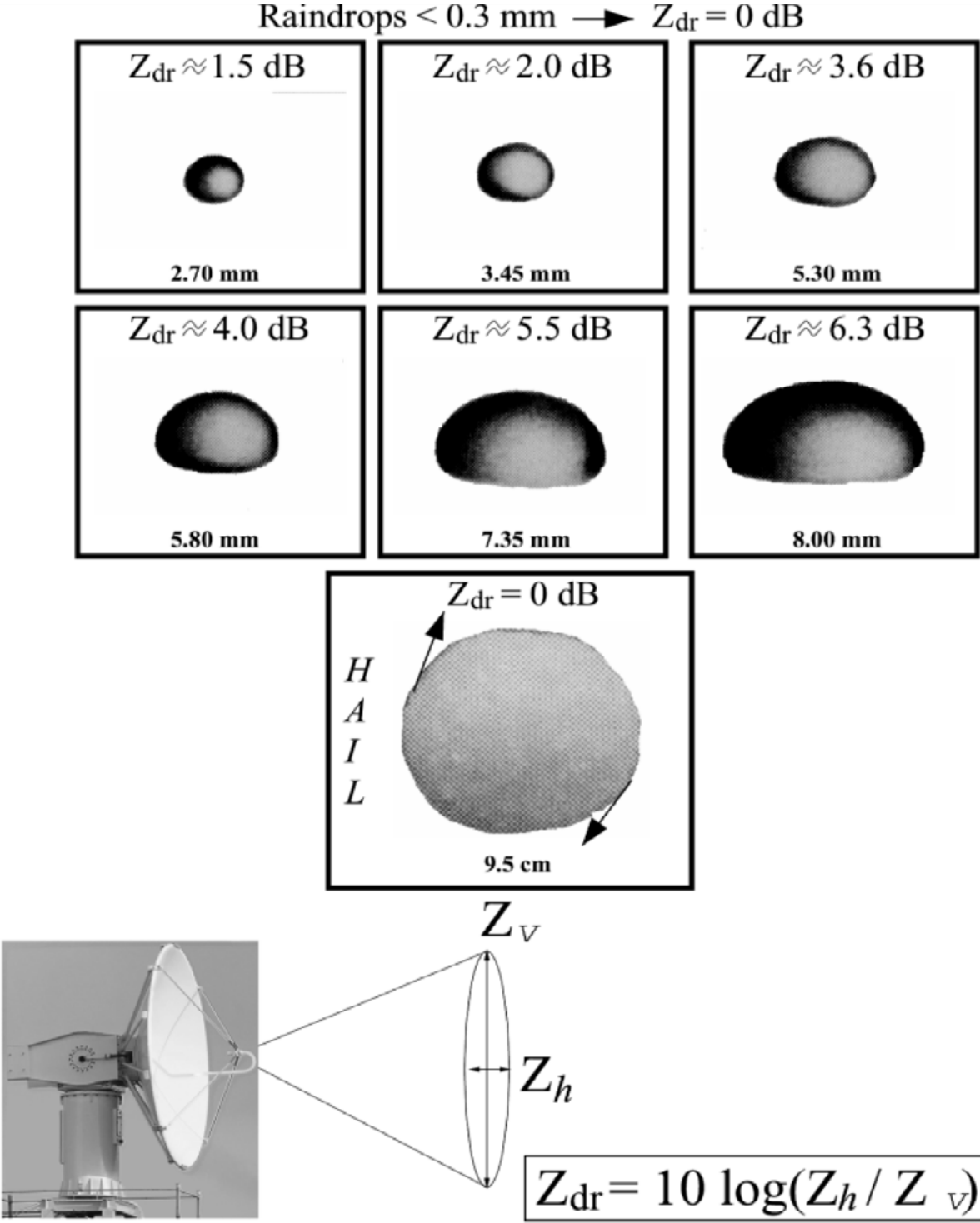


Figure 37 : Valeurs typiques de Z_{dr} pour différentes tailles de gouttes et de grêle. (extrait de Wakimoto and Bringi 1988).

$$\Phi_{dp} = \frac{180}{\pi} \arg \left(\sum S_{hh} * S_{vv}^* \right) \text{ (degré)} \quad (49)$$

La valeur effective de la différence de phase entre les deux ondes mesurées par le radar est Φ_{dp} (Eq. 50). Elle est égale à la valeur du déphasage différentiel de propagation ϕ_{dp} (Eq. 51) à laquelle s'ajoute la phase différentielle de rétrodiffusion δ_{dp} (Eq. 52):

$$\Phi_{dp} = \phi_{dp} + \delta_{dp} \quad (50)$$

avec

$$\phi_{dp} = \phi_{hh} - \phi_{vv} \quad (51)$$

Φ_{dp} et ϕ_{dp} tous deux exprimés en degré.

L'expression de la phase différentielle de rétrodiffusion en fonction des coefficients de la matrice de Jones s'écrit :

$$\delta_{dp} = \arg (\langle S_{vv} \cdot S_{hh}^* \rangle) \quad (52)$$

ou « arg » représente l'argument des deux paramètres, S_{hh}^* le complexe conjugué de S_{hh} et $\langle S_{vv} \cdot S_{hh}^* \rangle$ la valeur moyenne pour un ensemble de particule.

La phase différentielle de rétrodiffusion, δ_{dp} , peut être exprimée à l'aide de la réflectivité différentielle comme le suggèrent différents auteurs à partir d'une régression. Par exemple, Schneebeli et Berne (2012) proposent la relation ci-dessous (Eq. 53) pour un radar en bande X (3 cm) :

$$\delta_{dp} = 0.632 Z_{dr}^{1.71} \quad (53)$$

Le terme δ_{dp} est négligé si les conditions de Rayleigh (diamètres des particules petits par rapport à la longueur d'onde) sont satisfaites. Mais pour des fréquences dont la longueur d'onde est inférieure à 5 cm (cas de la bande C et X), pour des diamètres sphériques équivalents de goutte supérieurs à 3mm, δ_{dp} peut atteindre des valeurs de plus de 25° (Figure 38) (Trömel et al. 2013 ; Schneebeli and Berne 2012).

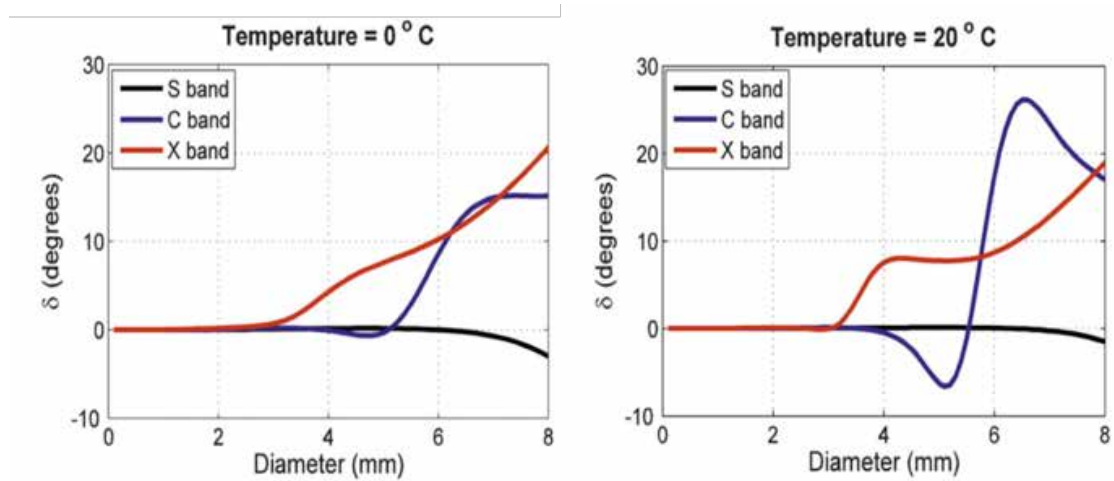


Figure 38 : Évolution de la phase différentielle de rétrodiffusion en fonction du diamètre équivalent de la goutte de pluie pour des longueurs d'ondes de 11cm (bande S), 5,45cm (bande C) et 3,2cm (bande X) aux températures de 0 et 20 °C (extrait de Trömel et al. 2013).

La phase différentielle spécifique

La phase différentielle spécifique (K_{dp}) est la dérivée en distance de la phase différentielle Φ_{dp} (Eq. 49) (Matrosov et al. 1999). Cette variable polarimétrique dépend de la constante diélectrique du milieu, de l'anisotropie et de la concentration des particules. Son absence de sensibilité aux erreurs de calibration, au remplissage partiel du faisceau, et à l'atténuation en fait un bon candidat pour l'estimation quantitative des précipitations.

$$K_{dp} = \frac{\Delta\Phi_{dp}}{\Delta r} = \frac{\Phi_{dp}(r_2) - \Phi_{dp}(r_1) + \delta_{dp}(r_2) - \delta_{dp}(r_1)}{(r_2 - r_1)} \quad (^\circ/\text{km}) \quad (54)$$

Avant de calculer la dérivée de la phase différentielle, il est important de filtrer cette variable afin de réduire le bruit de mesure. Différentes techniques sont proposées dans la littérature. On peut mentionner par exemple les travaux de Wang and Chandrasekar (2009), Otto and Russchenberg (2011) ou Grazioli et al (2014).

La variable K_{dp} est sensible principalement aux précipitations liquides et croît avec leur intensité. La valeur de K_{dp} dépend également de la longueur de l'onde électromagnétique. Ainsi les valeurs de K_{dp} calculées à partir des mesures d'un radar bande X (3 cm) seront trois fois plus importantes que celles obtenues à partir d'un radar bande S (10cm). Bringi and Chandrasekar (2001) montrent que l'on peut exprimer la phase différentielle spécifique en fonction du diamètre volumique moyen et du contenu en eau :

$$K_{dp} \approx C \frac{180}{\lambda} 10^{-3} LWC 0.062 D_m \quad (^\circ/\text{km}) \quad (55)$$

Avec D_m en mm

LWC (Liquid Water Content) en g.m^{-3}

λ la longueur d'onde exprimée en m

C la constante sans dimension et indépendante de λ égale à 3.75

Le coefficient de corrélation

Le coefficient de corrélation ρ_{HV} mesure la cohérence entre les polarisations horizontale et verticale au cours du temps. Cette variable, sans unité (Eq. 56), est indépendante des erreurs d'étalonnage et de l'atténuation. La valeur de ρ_{HV} est forte ($\rho_{HV} \approx 1$) pour un ensemble homogène d'hydrométéores au sein d'un volume de résolution radar. ρ_{HV} tend à diminuer en présence d'un mélange d'hydrométéores sous différentes phases (liquide et solide), en présence d'hydrométéores ne présentant pas une orientation préférentielle, en bordure de précipitation et si le rapport signal sur bruit du radar diminue. Le coefficient de corrélation est un indicateur d'échos de la couche de fusion ($0,90 < \rho_{HV} < 0,95$) et de la présence d'échos non-météorologiques ($\rho_{HV} < 0,8$).

$$\rho_{HV} = \frac{\langle S_{hh} \cdot S_{vv}^* \rangle}{\sqrt{\langle |S_{hh}|^2 \rangle \cdot \langle |S_{vv}|^2 \rangle}} \quad (56)$$

II.9 - Conclusion

A travers ce chapitre, j'ai souhaité présenter les grands principes de fonctionnement d'un radar météorologique, conventionnel et polarimétrique et ses principales variables d'intérêt et leur relation avec les précipitations. Ainsi à l'aide d'une relation Z-R appropriée et à condition de veiller avec attention à limiter les différentes sources d'erreur et de biais, il est possible de transformer la réflectivité Z en intensité de pluie R. On peut alors estimer la précipitation sur des surfaces importantes de plusieurs milliers de kilomètres carrés, étudier leurs variabilités spatiales et temporelles.

L'exploitation de techniques polarimétriques a permis de repousser les limites de la météorologie radar. Les travaux de Testud et al. (2000) ont montré comment, à l'aide de la phase différentielle, corriger efficacement l'atténuation du signal radar par les précipitations. Cette avancée a permis d'envisager l'exploitation de radar à longueur

d'onde atténuée, bande X, dans des contextes climatiques qui jusque-là étaient peu favorables à leur utilisation. Par ailleurs, l'exploitation des variables issues des mesures polarimétriques ne requière pas une calibration absolue du radar. De ce fait, l'estimation quantitative des précipitations a gagné en précision par l'utilisation de nouveaux algorithmes basés sur la mise en œuvre de relations impliquant une ou plusieurs variables : $R(K_{dp})$ est particulièrement efficace en bande X du fait d'une meilleure sensibilité de la phase de propagation à ces fréquences (Bringi and Chandrasekar, 2001; Matrosov et al., 2005, 2006; Wang and Chandrasekar, 2010) ; $R(Z_{dr}, K_{dp})$ devrait être le meilleur estimateur. Cette relation tire parti de toutes les propriétés de la DSD (la forme des particules, l'orientation de leur axe principal, du contenu en eau et du diamètre moyen des gouttes). Cependant, du fait qu'en bande X, l'atténuation différentielle est difficile à corriger et que la mesure de Z_{dr} peut être biaisée et qu'en bande S, la mesure de K_{dp} est fortement bruitée, l'apport en précision de cette relation reste mitigé.

Les radars polarimétriques permettent également de discriminer les types d'hydrométéores majoritairement présents au sein d'un volume atmosphérique. Les algorithmes à base de logique floue (Straka and Zrnica, 1993; Vivekanandan et al., 1999; Straka et al., 2000; Zrnica et al., 2001; Dolan and Rutledge, 2009; Park et al., 2009; Al-Sakka et al., 2013; Thompson et al., 2014; Cazenave et al., 2016) sont aujourd'hui suffisamment stables et robustes pour être mis en œuvre de manière opérationnelle (Grazioli et al., 2014).

Le chapitre suivant est consacré à l'élaboration et aux tests de deux méthodes d'estimation des précipitations à l'aide de données du radar bande C du MIT mis en œuvre dans le cadre des campagnes AMMA (2006-2007) au Niger.

Chapitre III : Estimer les précipitations au Sahel à l'aide d'un radar à fréquence atténuée

III.1 - Introduction

J'ai contribué à deux études, qui valident, sous certaines conditions, la pertinence de l'utilisation d'un radar météorologique conventionnel à fréquence atténuée pour l'étude des précipitations sur le degré carré de Niamey au Niger. Il s'agit des travaux de Brian Russell ([Russell et al. 2010](#)) dirigés par le Professeur Earl Williams et celle que j'ai réalisée entre 2008 et 2009 ([Cazenave 2009](#)). Chacune de ces études proposent des approches méthodologiques distinctes du traitement de la réflectivité radar à des fins de production de mesures quantitatives de précipitation sur une surface supérieure à celle couverte par le réseau dense de pluviographes AMMA-CATCH du degré carré de Niamey. Elles exploitent le même jeu de données acquis lors des campagnes AMMA-CATCH de 2006 et 2007 au Niger.

Dans la première partie de ce chapitre, le jeu de données collecté à Niamey à l'aide du réseau de pluviographes et du radar du MIT est présenté. Puis les approches méthodologiques développées dans le cadre des études conduite par [Russell et al. \(2010\)](#) et [Cazenave \(2009\)](#) sont exposées.

III.2 - Le jeu de données

Le site d'observation des précipitations au Niger, le degré carré de Niamey ([Lebel et al. 1995b](#)), se situe entre 1°40 E et 3° E en longitude et en latitude entre 13° N et 14°10 N, soit une surface de 16 000 km² ([Figure 39](#)). Déployé depuis 1988, le réseau pluviographique compte, en 2006, 54 stations réparties non uniformément sur la zone. Ce dispositif, unique en Afrique de l'Ouest, de suivi climatologique des précipitations a permis de conduire plusieurs études sur de la structure des champs de pluie à méso échelle et pour différentes échelles de temps ([Barbé and Lebel 1997](#) ; [Ali et al. 2005](#) ; [Balme et al. 2006](#)). Il a contribué à approfondir nos connaissances sur la dynamique de la saison des pluies ([Balme et al. 2005](#)). Le dispositif est également une référence de pluviométrie au sol pour différentes études concernant l'estimation des précipitations par satellite ([Roca et al. 2010](#) ; [Pellarin et al. 2008](#) ; [Gosset et al. 2013](#)).

Les pluviographes sont munis d'un cône d'une surface d'ouverture de 400 cm² et d'augets basculants de 20gr, représentant une hauteur d'eau précipitée de 0,5 mm par

basculement. La totalité de l'eau de pluie captée par le cône du pluviographe est stockée, après passage dans les augets, dans des bidons de contrôle. Un protocole de collecte des données permet de corriger à posteriori les dérives temporelles des enregistreurs et une éventuelle dé-calibration mécanique des augets. Les fichiers collectés aux pluviographes et corrigés d'éventuelles dérives, vont permettre de construire des fichiers à pas de temps réguliers de 5 minutes qui alimentent une base de données de mesures de référence de la pluie au sol. L'algorithme de traitement des données brutes est le suivant : tous les basculements enregistrés durant un pas de temps de 5 minutes (de l'heure ronde à 5 minutes, puis de 5 minutes à 10 minutes et ainsi de suite) sont agrégés ; dès lors que l'on enregistre moins d'un basculement en 5 minutes, un traitement numérique permet de répartir uniformément la précipitation sur quelques pas de temps consécutifs. Cette correction intervient essentiellement pour les pluies stratiformes, dont les intensités sont faibles, par exemple lors de la fin de traîne d'une ligne de grain (Figure 40). Ce traitement, réalisé systématiquement sur les données pluviographiques de l'observatoire AMMA-CATCH, est présenté en détail dans l'article de [Russell et al.](#) de 2010.

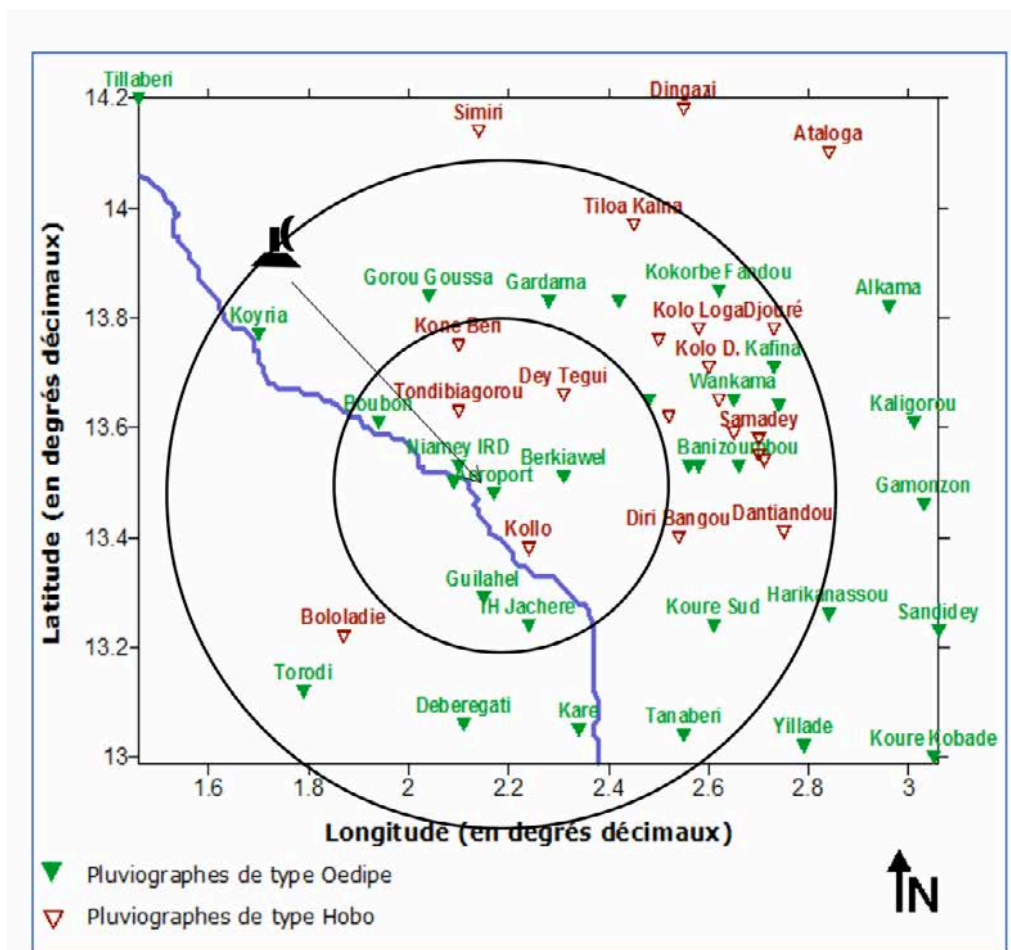


Figure 39 : Distribution des pluviographes sur le site du Niger et implantation du RADAR météorologique en 2006 et 2007. Les centrales d'acquisition Oedipe datent du début des années 1990 et ont été remplacées progressivement par des centrales de nouvelle génération Hobo à partir des années 2000. Les cercles marquent les distances au radar respectivement à 60 et 120km.

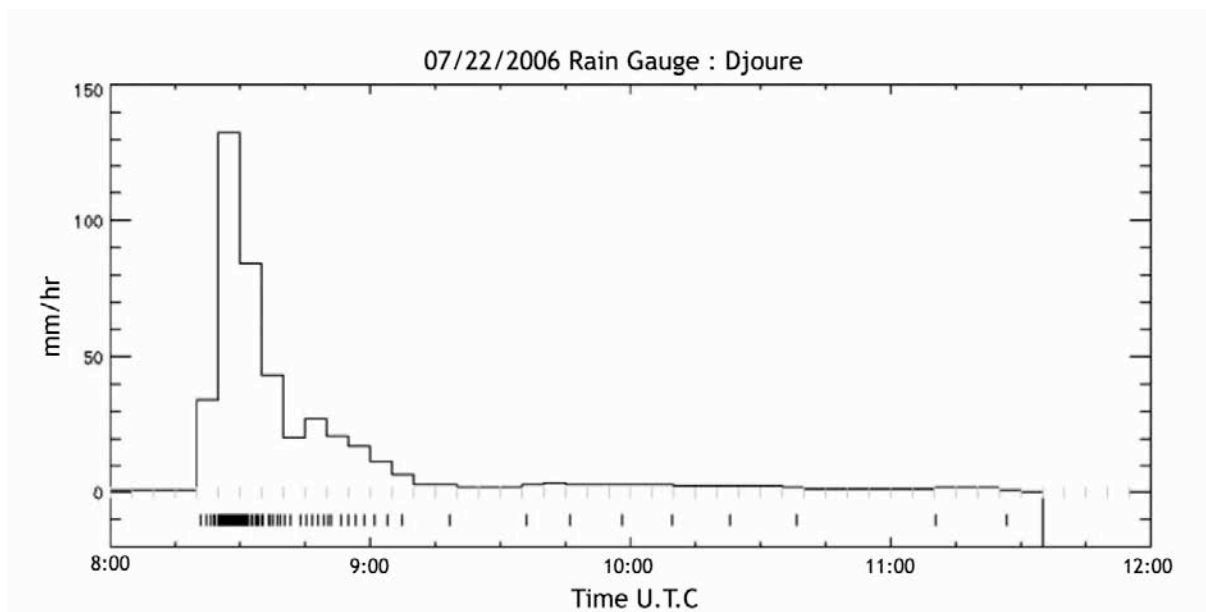


Figure 40 : Série temporelle du taux de précipitation calculer à partir d'un pluviographe (Station de Djoure) pour la ligne de grain du 22 juillet 2006. Les tirets noirs représentent les occurrences de basculement des augets répartis dans les pas de temps réguliers de 5 minutes (tirets gris). La série temporelle du taux de précipitations (en mm/h) à pas de temps réguliers (5 minutes) obtenue est représentée par le tracé noir. Extrait de Russel et al 2010.

Ce jeu de données fait partie de l'ensemble des observations qui constituent la base de données du Service National d'Observation AMMA-CATCH dont l'objectif est de documenter sur le long terme les évolutions climatiques, hydrologiques et écologiques en Afrique de l'Ouest (<http://www.amma-catch.org/>).

Le radar météorologique du MIT

Le RADAR météorologique du MIT (Figure 41) a été déployé à l'aéroport militaire de Niamey (13°29'29.57"N, 2°10'11.33"E) en juin 2006 pour fournir des informations nécessaires à l'étude de la dynamique et la variabilité des systèmes précipitants sahéliens dans la cadre de l'expérience AMMA. Ce radar bande C réalise des mesures de réflectivité et des mesures doppler de vitesse radiale des hydrométéores. Ses caractéristiques sont indiquées au tableau ci-dessous :

Fréquence	5.35 GHz
Puissance électromagnétique transmise	250 kW
Largeur de l'impulsion électromagnétique	1 μ s
Fréquence de répétition	950 Hz
Échantillonnage	250 m / 500 m
Gain d'antenne	40 dB
Ouverture horizontale du faisceau (φ)	1.4°
Ouverture verticale du faisceau (θ)	1.4°



Figure 41 : Le radar du MIT lors de l'arrivée d'un front de poussière à Niamey en 2007 (photo T. Lebel).

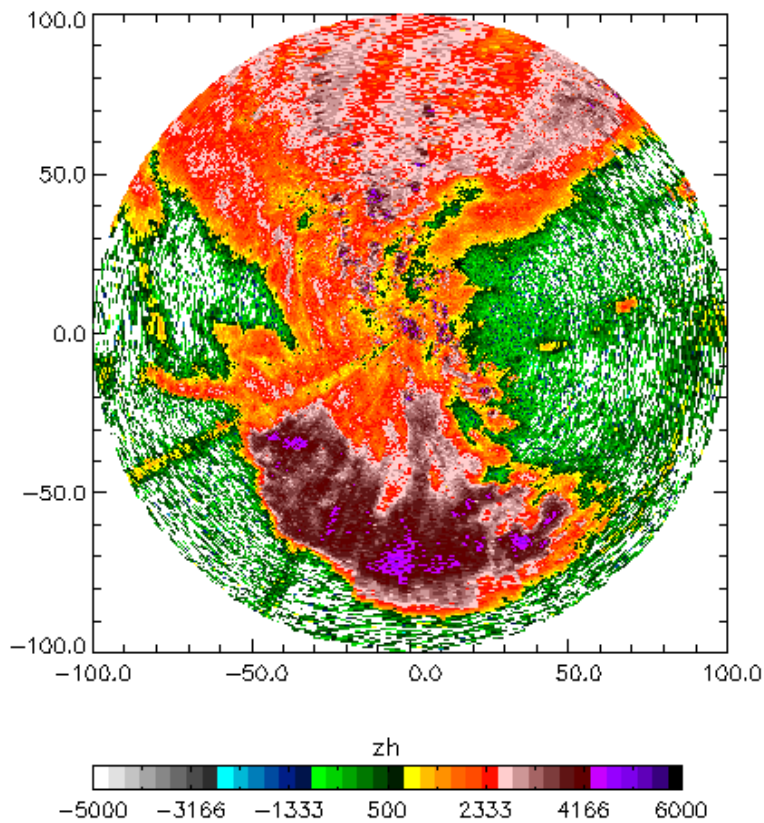


Figure 42 : Acquisition de type PPI à 0.57° le 17 juillet 2006 à 08h00 UTC. Un front convectif intense, marqué par de très fortes réflectivités ($Z_h > 45\text{dBZ}$), est situé au sud du radar au sein duquel on identifie plusieurs cellules orageuses. Une traîne stratiforme importante apparaît au nord du radar, où apparaissent également quelques pixels de réflectivités élevées ($Z_h > 40\text{dBZ}$) probablement liés à des reprises convectives.

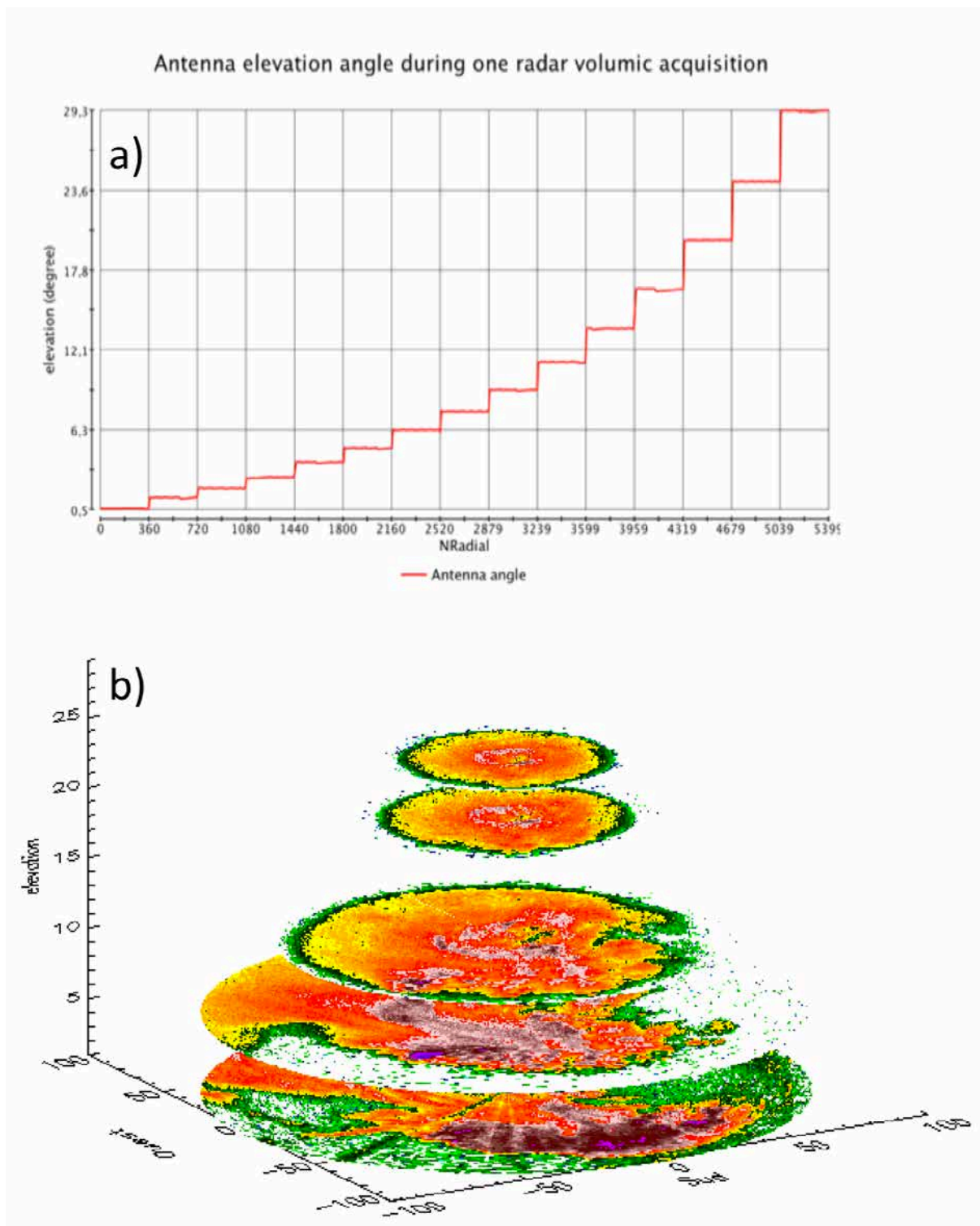


Figure 43 : Évolution de l'élévation de l'antenne du radar au cours d'un cycle d'exploration volumique (a). Représentation volumique de l'atmosphère proche du radar (+/- 100km) pour 5 angles de site lors de l'événement pluvieux du 17 juillet 2006 à 00 :19 UTC (b).

Au cours de la saison des pluies, en 2006, trente systèmes convectifs de méso-échelle, type ligne de grains, ont été suivis et observés au radar et 21 pour l'année suivante.

Les mesures de réflectivité de ce jeu de données ont été calibrées à l'aide de deux sphères de référence en aluminium de 15 et 30 cm de diamètre, suspendues à un ballon captif d'hydrogène à une distance approximative de 3 kilomètres du radar. Les réflectivités

mesurées sur ces cibles ont permis de valider la calibration du radar à -0.1 dB (à +/- 0.5 dB) par rapport au calcul théorique de puissance rétrodiffusée sur une sphère de 15 cm et à +1.1 dB (à +/- 0.5 dB) sur une sphère de 30 cm. Bien que la légère imprécision des puissances mesurées sur la sphère de 30 cm n'ait pu être justifiée, il n'en reste pas moins que ces mesures montrent une bonne calibration du radar compte tenu des conditions de réalisation. Elles ont permis par ailleurs de valider la procédure automatique de calibration du positionnement de l'antenne basée sur une recherche de l'astre solaire.

III.3 - Détermination des paramètres débiaisés de la relation Z-R pour quelques événements significatifs des campagnes AMMA 2006 et 2007 pour le radar du MIT.

Russell et al. (2010) ont publié une approche méthodologique combinant données radar de réflectivité et les mesures pluviométriques pour fournir des champs de pluie au-delà de la zone couverte du réseau AMMA-CATCH pour 13 événements acquis lors des saisons 2006 et 2007.

Dans la littérature relative au QPE (Quantitative Precipitation Estimation) radar, de nombreuses études établissent les paramètres de la relation Z-R par régression linéaire entre des réflectivités radar calculées à partir de données de DSD, obtenues le plus souvent par disdromètre, spectropluviomètre, ou par le passé à partir des traces d'impact de goutte laissées sur du papier buvard, à des mesures d'intensité de précipitation relevées à l'aide de pluviographe ou de spectropluviomètres (Ochou et al. 2007; Moumouni et al. 2008). Z (Eq. 11) et R (Eq. 24) étant chacun relié à un moment de la DSD (respectivement 6 et 3.67), le lien entre ces deux variables n'est pas juste empirique. La loi puissance obtenue est alors appliquée à l'ensemble des pixels radar afin de produire des champs de pluie. Un attrait important de cette technique est lié à la colocalisation des mesures de réflectivité et de précipitation mais du fait de la forte variabilité de la DSD au sein d'un même événement précipitant (Moumouni et al. 2008) peut-on considérer que les paramètres ainsi obtenus sont pertinents pour traiter des champs de réflectivité radar de plusieurs milliers kilomètres carrés, intégrant des volumes atmosphériques de plusieurs millions de mètres cubes ?

La méthodologie proposée dans cette étude, consiste, sous certaines conditions qui seront présentées ultérieurement, à établir une loi de puissance entre les mesures pluviométriques du réseau AMMA-CATCH et les réflectivités radar les plus proches pour obtenir les paramètres de la relations Z_e -R, Z_e représentant les réflectivités radar corrigées.

Réduction du jeu de données

Dans cette étude, le jeu de données, issu des mesures présentées ci-dessus, est constitué d'une part des précipitations agrégées au pas de temps de 10 minutes pour l'ensemble des 56 stations du réseau de pluviographes et d'autre part des réflectivités des pixels radar les plus proches de chaque station pluviographique, issues des PPI à 0.57° . Ainsi, pour un pluviographe situé à 50 km du radar, à cet angle d'élévation de l'antenne, le pixel radar le plus proche est localisé à 600m d'altitude. Si l'on considère que le diamètre moyen des gouttes au sein des lignes de grains est de 1.71 mm (Moumouni et al. 2008), les gouttes comprises dans le volume radar atteignent le sol en un peu moins de 2 minutes.

Classification des pixels radar

Pour chaque événement documenté par le radar, une classification des pixels en fonction de leur présence au sein de la partie convective ou stratiforme des lignes de grains est réalisée. Cette classification, en 3 catégories, convective, transition et stratiforme, est obtenue par une analyse des distributions temporelles de réflectivité à la verticale des pluviographes (Figure 44). On considère que les premières réflectivités, généralement fortes, sont rétrodiffusées par le front convectif du système précipitant. Une fois le pic de réflectivité passé, le pixel présentant le minimum de réflectivité marque la fin de partie convective. Sur la base d'observations en mode RHI réalisées au cours de la campagne, l'apparition de la bande brillante, caractéristique des pluies stratiformes, intervient dès lors que les réflectivités sont stabilisées 5 à 15 dBZ au-dessus des réflectivités de la zone de transition, 20 à 60 minutes après la fin des pluies d'origine convective. Le début de la partie stratiforme est fixé arbitrairement par le pixel présentant un maximum de réflectivité dans les 40 minutes suivant la fin du front convectif. L'extension de cette zone de faible intensité pluviométrique s'étend jusqu'à la fin de l'événement. La zone comprise entre la fin de la partie convective et le début de la partie stratiforme est considérée comme la zone de transition.

Traitement des données radar

Du fait de l'utilisation d'une fréquence d'émission électromagnétique atténuée par les précipitations, il est nécessaire avant tout de procéder à une correction systématique des réflectivités mesurées afin d'en corriger l'atténuation subie par l'onde lors de son trajet aller et retour. Ce phénomène est particulièrement marqué au sein du front convectif des systèmes sahéliens au sein desquels il est fréquent de rencontrer des intensités de pluie supérieures à 100 mm.h^{-1} .

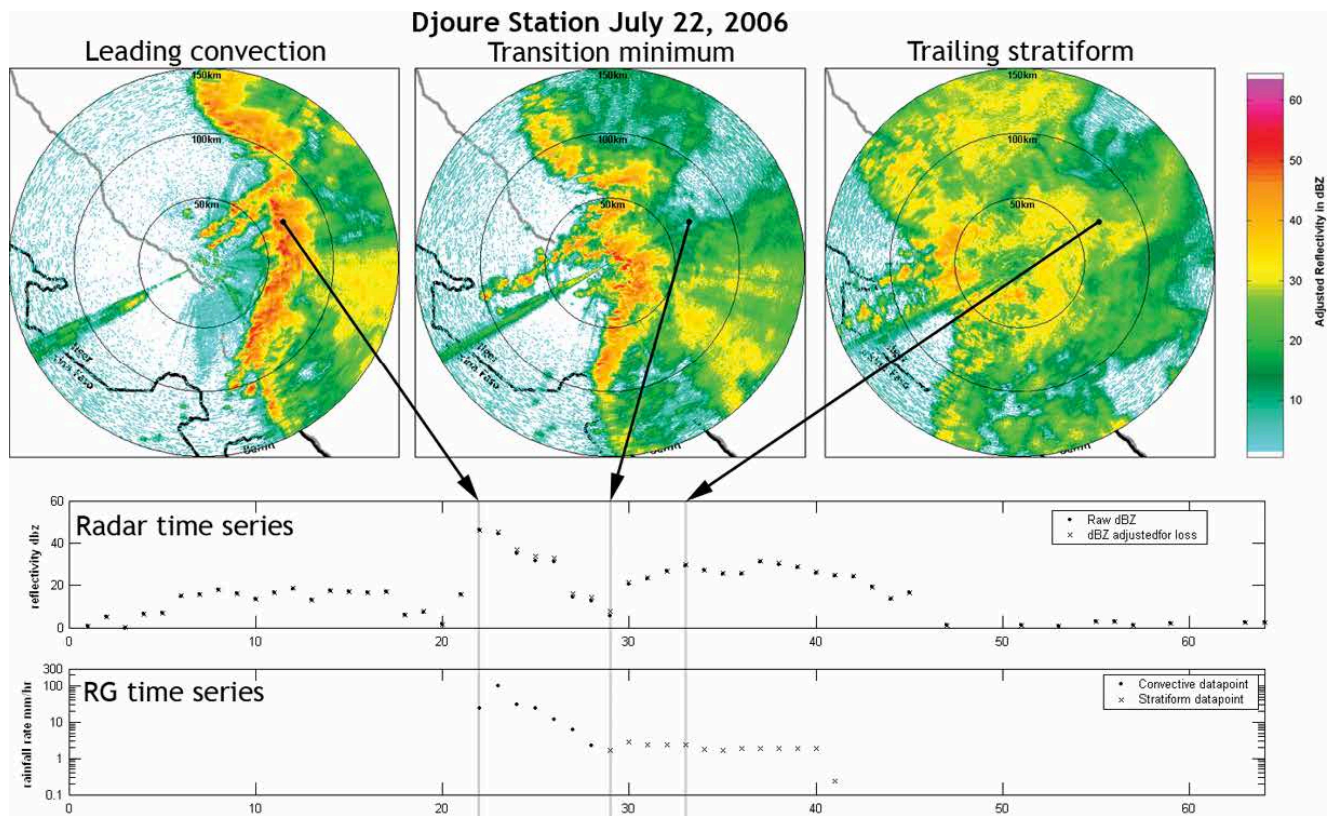


Figure 44 : Classification des pixels radar à la verticale du pluviographe de Djoure en fonction des critères décrits par Russel pour la ligne de grain du 22 juillet 2006. (extrait de [Russel et al 2010](#))

[Russell et al. \(2010\)](#) testent pour différentes relation k-Z (atténuation-réflexivité) une procédure itérative permettant de corriger l'effet de l'atténuation sur les réflectivités. Parmi les relations disponibles, celle proposée par Battan (1973) (Eq. 57) tend à devenir instable le long des radiales stratiformes et également, elle corrige excessivement les faibles réflectivités et beaucoup moins les fortes réflectivités. Bien que construite à partir d'un jeu de données acquis entre 1990 et 1993 sur le même site géographique lors de l'expérience EPSAT-Niger ([Lebel et al. 1995b](#) ; [Lecocq et al. 1996](#)), la relation proposée par Bénichou (1995) (Eq.58) rend l'algorithme itératif de correction d'atténuation instable et divergent dès lors qu'une radiale comporte des paquets de réflectivité supérieures à 50 dBZ, sur-corrigeant ainsi les réflectivités élevées.

En modifiant sensiblement les préfacteurs et l'exposant de la relation proposée par Bénichou (1995), une nouvelle relation (Eq. 59) a permis de corriger plus faiblement les partie de radiale à fortes réflectivités (> 50dBZ) et d'augmenter la correction dans les partie de radiale où les réflectivité été faibles à modérée, à l'arrière des cellules convectives à fortes réflectivités, tout en préservant la stabilité de l'algorithme sur l'ensemble du jeu de données.

$$k = 1.12 \cdot 10^{-4} Z^{0.62} \quad (\text{Battan, 1973}) \quad (57)$$

$$k = 5.87 \cdot 10^{-6} Z^{0.91} \quad (\text{Bénichou, 1995}) \quad (58)$$

$$k = 2.27 \cdot 10^{-5} Z^{0.72} \quad (\text{Russell et al. , 2010}) \quad (59)$$

Par ailleurs, la présence d'eau sur le radôme est une source importante d'atténuation du signal radar en bande C. Afin d'éviter une trop grande dispersion des couples radar/pluviomètre qui pourrait être introduite par une sous-corrrection des données de réflectivités en de telles circonstances, tous les PPI dont la moyenne des réflectivités à proximité du radar (dans un rayon fixé arbitrairement à 1 km) est supérieure à 36 dBZ (indicateur de la présence d'une cellule convective à l'aplomb du radar) sont écartés du jeu de données qui sert à l'ajustement des paramètres de la loi R-Z_e.

Une attention particulière est portée sur les évolutions rapides et localisées des intensités de précipitation mesurées par le réseau de pluviographes, typiques des événements sévères telles que les lignes de grains. Pour chaque couple pixel radar – pluviomètre, à chaque pas de temps, l'intensité de pluie mesurée est convertie en réflectivité, puis comparée à la valeur du pas de temps précédent. Dès lors qu'une différence de 10 dBZ est constatée, on considère que l'on est en présence d'une évolution trop rapide et trop importante qui n'a probablement pas été observée par le radar. L'instantanéité de la mesure radar rend difficilement détectable la modification rapide des conditions de précipitation et la réflectivité mesurée ne reflète pas alors le cumul pluviométrique des 10 minutes. Tout comme précédemment, ces couples de mesures sont écartés du jeu de données.

Enfin, l'ensemble des couples de données radar/pluviomètre, dont la réflectivité est inférieure à 20 dBZ, soit l'équivalent d'une intensité pluviométrique inférieure à 0,5 mm.h⁻¹, sont également retirés. Ce seuil très bas de précipitation n'est généralement pas pris en considération dans le calcul des régressions.

Calcul de paramètres des lois ZR

Il est généralement admis que l'intensité ou le cumul pluviométrique mesuré au sol par un pluviographe sert de référence pour l'estimation quantitative des précipitations par télédétection. En effet la mesure réalisée est une mesure directe de la pluie précipitée à la surface du cône de l'instrument. Or compte-tenu de la faible surface de captation du pluviographe au regard de l'important volume atmosphérique échantillonné à chaque pixel radar (de l'ordre de 10⁷ à 10⁸ m³), est-il fondé de considérer que l'ensemble des erreurs sont issus des seules mesures radar ? Le parti pris dans cette étude consiste à considérer que chacune des deux mesures radar et pluviographe n'est pas exempt d'erreur et une régression par la méthode des moindres carrés totaux est appliquée afin

de limiter les biais (Nievergelt 1997). La pente de la droite de régression « b » est l'exposant de la relation Z_e -R et le préfacteur « A' » est calculé à partir du rapport suivant :

$$A' = \frac{\sum Z_e}{\sum R^b} \quad (60)$$

où Z_e est l'ensemble des réflectivités convectives ou stratiformes corrigées conservées pour un événement donné

R est l'ensemble des intensités de précipitation relatives aux réflectivités Z_e

b est la pente de la droite des moindres carrés totaux de Z_e et R

Ainsi les estimations de précipitations radar (QPE) sont calculées à partir des relations Z_e -R suivantes :

$$Z_{e_{convective}} = A'_{convective} R^{b_{convective}} \quad (61)$$

$$Z_{e_{stratiforme}} = A'_{stratiforme} R^{b_{stratiforme}} \quad (62)$$

Bien que très proche du préfacteur « a » calculé par la méthode des moindres carrés totaux, « A' » permet de calculer des totaux de précipitation non biaisés.

Afin de vérifier la précision des lois Z_e -R ainsi déterminées, deux scores statistiques sont calculés : la précision moyenne entre la mesure radar et la mesure pluviographique notée *Error* (Eq. 63) et la précision absolue moyenne entre la mesure radar et la mesure pluviographique notée $|\overline{Error}|$ (Eq. 64) :

$$Error = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \frac{R_i - G_i}{G_i} \quad (63)$$

$$|\overline{Error}| = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \left| \frac{R_i - G_i}{G_i} \right| \quad (64)$$

où G_i et R_i représentent respectivement le cumul pluviométrique du pluviographe i et le cumul radar estimé pour le pixel correspondant.

Résultats et discussion

Au total, 13 événements ont été étudiés sur la période 2006-2007 (9 en 2006, 4 en 2007). Les résultats obtenus sont résumés ci-après :

- les coefficients de détermination de nuages de points, pour chaque événement sont relativement élevés et s'établissent autour de 0.77 pour la partie convective et légèrement plus faibles autour de 0.66 pour la zone stratiforme. Ils sont suffisamment forts pour calculer des paramètres robustes des relations Z_e -R ;
- les coefficients de la relation Z_e -R pour la partie convective des systèmes précipitants sont compris pour le préfacteur entre [21 et 471] et pour l'exposant entre [0.98 et 1.73]. Pour la partie stratiforme, ils sont respectivement entre [165 et 330] et [0.97 et 1.8]. Ces valeurs sont du même ordre de grandeur que celles de la littérature pour des études similaires (Moumouni et al. 2008; Nzeukou et al. 2004; Uijlenhoet et al. 2003; Maki et al. 2001; Atlas 2002; Tokay and Short 1996) mais en moyenne les préfacteurs « convectifs » sont plus faibles d'un facteur 2 (-3dB) et ceux « stratiformes » d'un facteur 1.63 (-2dB). La variabilité inter événementielle du préfacteur ou de l'exposant est importante. Une comparaison avec des données de réflectivité acquise en août 2006 avec le radar à 13.8 GHz embarqué sur le satellite TRMM a mis en évidence un décalage d'environ 3.1 dB des distributions de réflectivité. Ce résultat tend à confirmer que le radar du MIT sous-estime les réflectivités de quelques décibels. Cette erreur de mesure est compensée par le calcul du préfacteur de la loi puissance et n'a in fine pas d'incidence sur la restitution du cumul de précipitations mais induit probablement un biais sur les estimations infra-événementielles.
- les scores statistiques des erreurs moyennes et des erreurs moyennes absolues sont respectivement compris pour la partie convective entre [0.9% et 46%] et [35% et 87%] et pour la partie stratiforme entre [-9% et 26%] et [36% et 76%], montrant un meilleur accord des couples (Z_e ,R) pour cette dernière.

A titre d'illustration, la figure 45 présente les résultats pour 3 événements majeurs de la saison des pluies en 2006. Les 2 colonnes de gauche sont une mise en regard des cumuls pluviométriques au pas de temps de 10 minutes pour chaque station (*Gauge*) et les réflectivités radar correspondantes (*Radar*). La corrélation est forte entre ces 2 variables (de 0.7 à 0.85), ce qui conforte les choix méthodologiques mis en œuvre.

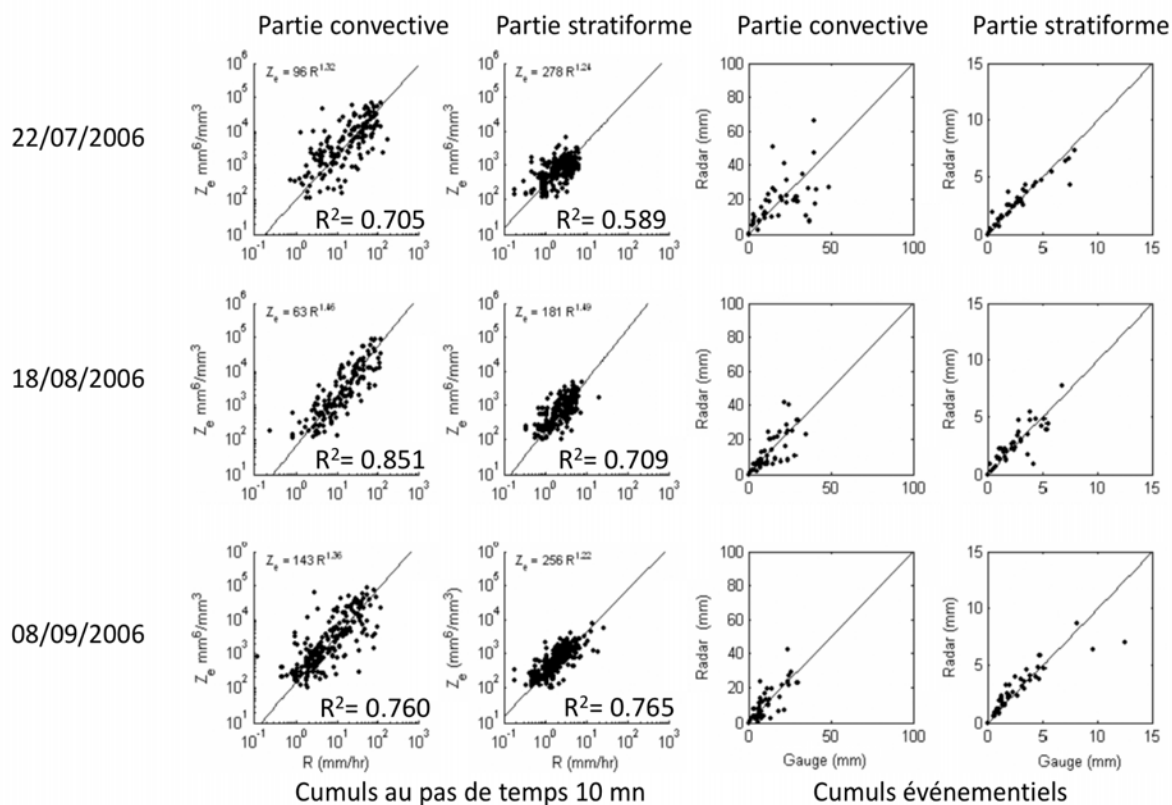


Figure 45 : Distributions des nuages de points réflectivité radar / intensité de pluie pour 3 événements représentatifs de l'ensemble des précipitations observées. Les 2 premières colonnes de gauche présentes les diagrammes de dispersion à chaque pas de temps de 10 minutes des couples (Z_e, R) pour chacune des 56 stations pluviométriques et la relation Z_e - R obtenue par régression à partir de la méthode des moindres carrés pour les parties convectives et stratiformes de chaque événement. Les 2 colonnes de droite présentent les diagrammes des cumuls pluviométriques événementiels mesurés à chaque station sol (Gauge) et estimés au radar (Radar) (extrait de Russell et al, 2010)

La mise en regard des cumuls pluviométriques événementiels mesurés et calculés à partir de la relation Z_e - R (Figure 45, 2 colonnes de droite) montre pour la partie stratiforme une dispersion moindre des points autour de la première bissectrice. Cela est due principalement à la structure homogène des pluies au sein des traînes stratiformes. Un nombre important de points éloignés de la première bissectrice est visible pour les pluies convectives, probablement lié à des lacunes dans le processus d'identification et de rejet de pixels radar au sein des gradients de réflectivité ainsi qu'à un excès de correction d'atténuation à l'arrière d'une région de très forte réflectivité. En régime stratiforme, les points atypiques tendent à être négatives. Cela conforte l'hypothèse que les points atypiques positifs sont dus à des régions de forts gradients de réflectivité, et que les points négatifs sont inhérents à une correction insuffisante de l'atténuation dans la traîne stratiforme.

Conclusion

Une méthodologie a été établie et mise en œuvre afin de limiter les biais d'estimation des pluies à l'aide du radar du MIT sur quelques événements des saisons 2006 et 2007. La relation k-Z proposée par Bénichou (1995) a été sensiblement adaptée afin que les radiales radar soient corrigées de l'atténuation en diminuant légèrement les corrections apportées en zone convective et en augmentant les corrections en zone stratiforme. Afin d'affiner la précision des paramètres des relations Z_e -R, certains couples (Z_e ,R) ont été écartés : si une correction d'atténuation trop importante est appliquée sur la réflectivité; si entre 2 pas de temps consécutifs, les mesures de précipitations présentent une évolution importante de la réflectivité équivalente; si la réflectivité est inférieure à 20 dBZ. Pour chaque ensemble de couple (Z_e ,R), classé comme appartenant à la partie convective de la précipitation ou à sa partie stratiforme, une loi puissance a été ajustée suivant une régression par la méthode des moindres carrés totaux afin de mieux répartir les erreurs entre chacune des variables.

Les résultats obtenus montrent un meilleur accord, des estimations de pluie par radar avec les mesures au sol dans la partie stratiforme des précipitations. On note une grande variabilité inter événementielle des paramètres des lois Z_e -R, avec en général un préfacteur plus faible que ceux publiés dans la littérature. Cela est probablement dû, pour partie, à l'utilisation d'un site bas à $0,57^\circ$, angle inférieur à la moitié de l'ouverture du faisceau radar, pouvant engendrer une perte de l'énergie transportée et par ailleurs à une erreur de calibration de 1 à 2 dB du radar malgré l'étalonnage réalisé à l'aide des sphères.

Toutefois, cette étude a permis de proposer à la communauté scientifique, l'utilisation des données des PPIs à site 0.57° du radar du MIT pour restituer des champs de pluie de 13 événements de 2006 et 2007, au-delà de la zone de couverture du réseau de pluviographe AMMA-CATCH au Niger pour des futures études.

III.4 - Étude comparative des cumuls de précipitations mesurés à l'aide du radar Doppler du MIT et du réseau dense de pluviographes du degré carré de Niamey.

Il existe différentes façons de corriger des erreurs et des artefacts spécifiques dans les estimations quantitatives des précipitations à partir de données radar (QPE radar) (Goudenhoofdt and Delobbe 2009; Hanchowong et al. 2012). L'approche mise en œuvre dans l'étude de Cazenave (2009), consiste à corriger le QPE radar en utilisant les observations de pluviomètres considérées alors comme la vérité au sol. On suppose que les estimations du radar sont affectées par une erreur multiplicative uniforme. Cette

erreur peut être due, par exemple, à une variabilité de l'étalonnage électronique ou à un coefficient « a » erroné d'une relation Z-R climatologique (Eq. 38). Le ratio ou facteur de correction du biais moyen (Mean field bias correction, MFB) (Vieux and Bedient 2004) (Eq. 65) est estimé pour chaque événement pluvieux entre QPE radar et mesures pluviométriques. Ce facteur de correction est appliqué sur l'ensemble des données radar acquises durant un événement. Il est estimé au pas de temps événementiel en intégrant l'ensemble du réseau AMMA-CATCH :

$$MFB = \frac{\sum_{i=1}^n R_{gi}}{\sum_{i=1}^n R_{ei}} \quad (65)$$

Avec R_g valeur de la précipitation observée au pluviomètre

R_e valeur de la précipitation estimée à partir de la mesure radar à proximité du pluviomètre.

Z_e est convertie en intensité de pluie en utilisant une relation R-Z puis convertie en cumul de pluie sur un pas de temps de 10 minutes en considérant que la précipitation est uniforme sur la période. Dans un premier temps, les images radar au site de 0.7 degré ont été utilisées. A cette élévation d'antenne, le centre du faisceau radar se situe à une hauteur de 1,350 km au-dessus des stations pluviographiques les plus éloignées soit 110 km du radar, ce qui, sous ces latitudes, assure que l'ensemble des hydrométéores présents au sein du volume radar sont en phase liquide.

Analyse comparative des cumuls de précipitation au sol et radar

Au cours de la saison 2006, du 6 juin et au 30 septembre, 39 événements pluvieux « majeurs » ont été enregistrés à l'aide du réseau de pluviographes AMMA-CATCH. Un événement majeur est défini comme ayant généré un cumul minimum de 2,5 mm sur au moins 30% des stations du réseau. Du fait du démarrage tardif des acquisitions radar, débutées le 2 juillet, et de pannes ponctuelles survenues au cours de la campagne de mesure, seuls 30 événements sont analysés sur l'ensemble des événements majeurs de la saison.

Pour chacun de ces événements, une comparaison directe est réalisée entre le cumul moyen de précipitation des 54 pluviographes du réseau AMMA-CATCH (R_g) (Eq. 66) et le cumul moyen estimé avec le radar du MIT (R_e) (Figure 46). R_e est calculé à partir des réflectivités radar brutes acquises au plus près de l'aplomb des pluviographes auxquelles est appliquée la relation Z-R climatologique proposée par Chamsi (1992) (Eq. 72). Sur l'ensemble des événements considérés, à l'exception l'épisode du 14 août 2006, les

cumuls radar sont systématiquement inférieurs à ceux mesurés au sol, avec un ratio moyen sur la saison de l'ordre de 2,8 et une assez grande variabilité du rapport des cumuls compris entre 0,6 et 3. Toutefois, la dynamique saisonnière est globalement bien restituée ($R^2 = 0,9$) (Figure 47).

$$R_{g \text{ ou } e} = \frac{1}{n} \sum_{n=1}^{nb_{stations}} \sum_{t=0}^{nb_{pas \text{ de } temps}} cumul_{10mn}(n, t) \quad (66)$$

La dispersion des couples (R_g, R_e) (Figure 47) semble indiquer que la sous-estimation des pluies radar n'est pas due uniquement à une erreur d'étalonnage électronique. Elle combine à la fois une variabilité inter-événementielle de la mesure de la réflectivité, des erreurs liées à de fortes atténuations de la mesure radar par les précipitations et de l'utilisation d'une relation Z-R climatologique qui ne tient pas compte d'une possible variabilité de la DSD intra et inter événementielle. Chacune de ses sources de biais est explorée dans la suite de l'étude afin d'affiner au mieux l'estimation de la pluie par radar pour chaque événement.

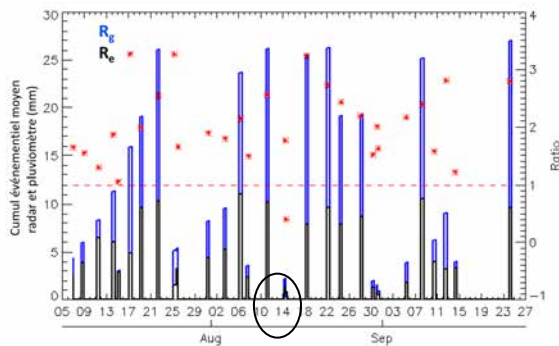


Figure 46 : Cumuls événementiels moyens aux stations pluviographiques et estimés à l'aide des mesures radar pour les 30 événements majeurs retenus de la saison 2006. Les étoiles rouges représentent le ratio R_e/R_g . Seul l'événement du 14/08/2006 (entouré d'un cercle noir) présente une estimation radar supérieure à la mesure au sol.

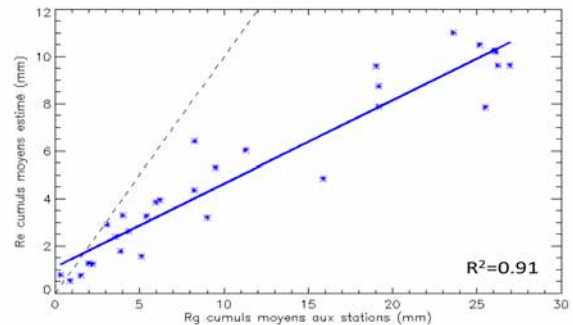


Figure 47 : Diagramme de dispersion des couples (R_g, R_e) pour les 30 événements majeurs retenus de la saison 2006. La droite de régression est présentée en bleu et la première bissectrice est en pointillés noirs. Le coefficient de corrélation (R^2) est de 0,91.

Stabilité du radar au cours de la saison des pluies 2006

La vérification de la stabilité de la chaîne de mesure radar est réalisée à partir des réflectivités moyennes mesurées par un pylône de télécommunication situé sur la route de l'Ouallam au Nord de Niamey, à 8,6 km du radar (Figure 48). Dans le paysage des échos

de sol vu par le radar, Ce pylône constitue un écho « particulier » qui se caractérise par une forte puissance rétrodiffusée sur la radiale d'azimut 322 degrés et celles toutes proches de part et d'autre (Figure 49). Sur la période de juillet à septembre 2006, la réflectivité moyenne du pylône est de 51,4 dBZ avec une variance de 0.27 (Figure 50). L'écart maximal entre deux journées est de 1,88 dBZ. Cette légère instabilité attribuée en grand partie à une instabilité de la chaîne de réception du radar, contribue au biais de l'estimation de la précipitation.



Figure 48 : Image satellite (source Google Earth) de Niamey avec les marqueurs de position du radar (13°29'29.57"N, 2°10'11.33"E) et du pylône de télécommunication (13°33'35"N,2°6'52"E). Le trait blanc représente la radiale radar d'azimut 322° comprenant la réflectivité rétrodiffusée par la structure métallique. Sur l'image grossie, en haut à gauche, est visible le pylône blanc et son ombre projetée au sol.

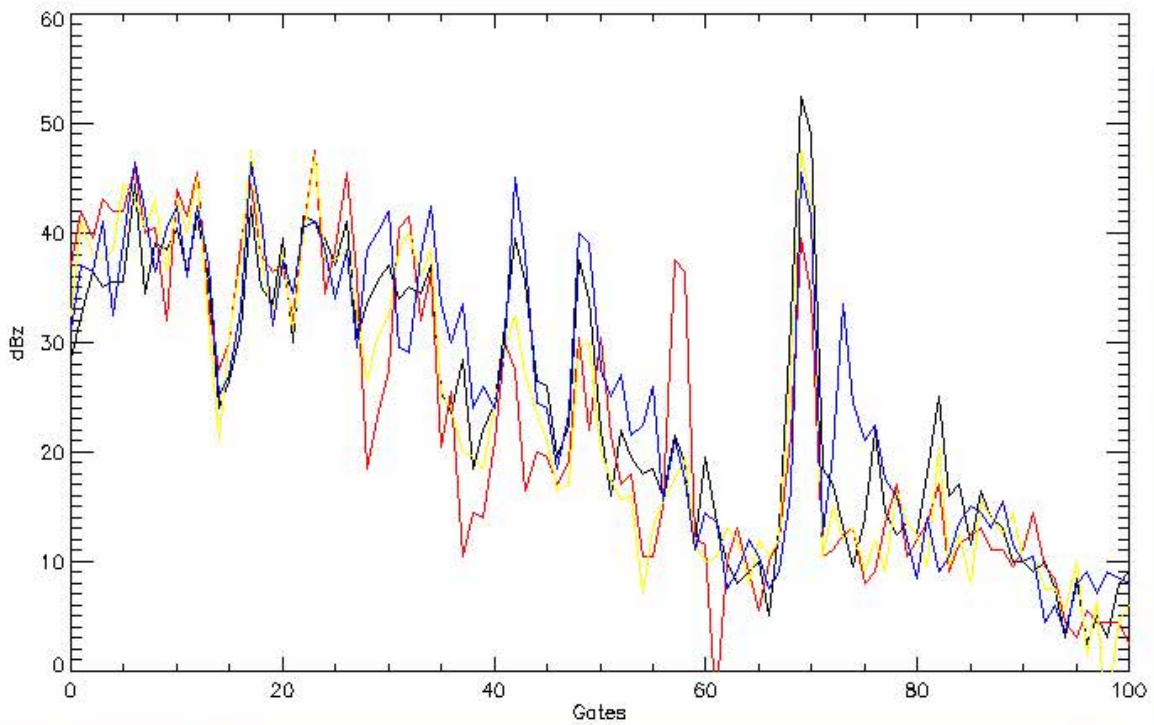


Figure 49: Profils des 100 premières acquisitions (à 125m de pas d'échantillonnage) des radiales 320 (rouge), 321 (bleu), 322 (noire) et 323 (jaune) degrés à l'élévation 0.7 degré. La signature électromagnétique (55dBZ) du pylône est principalement sur la radiale 322 (tracée en noir).

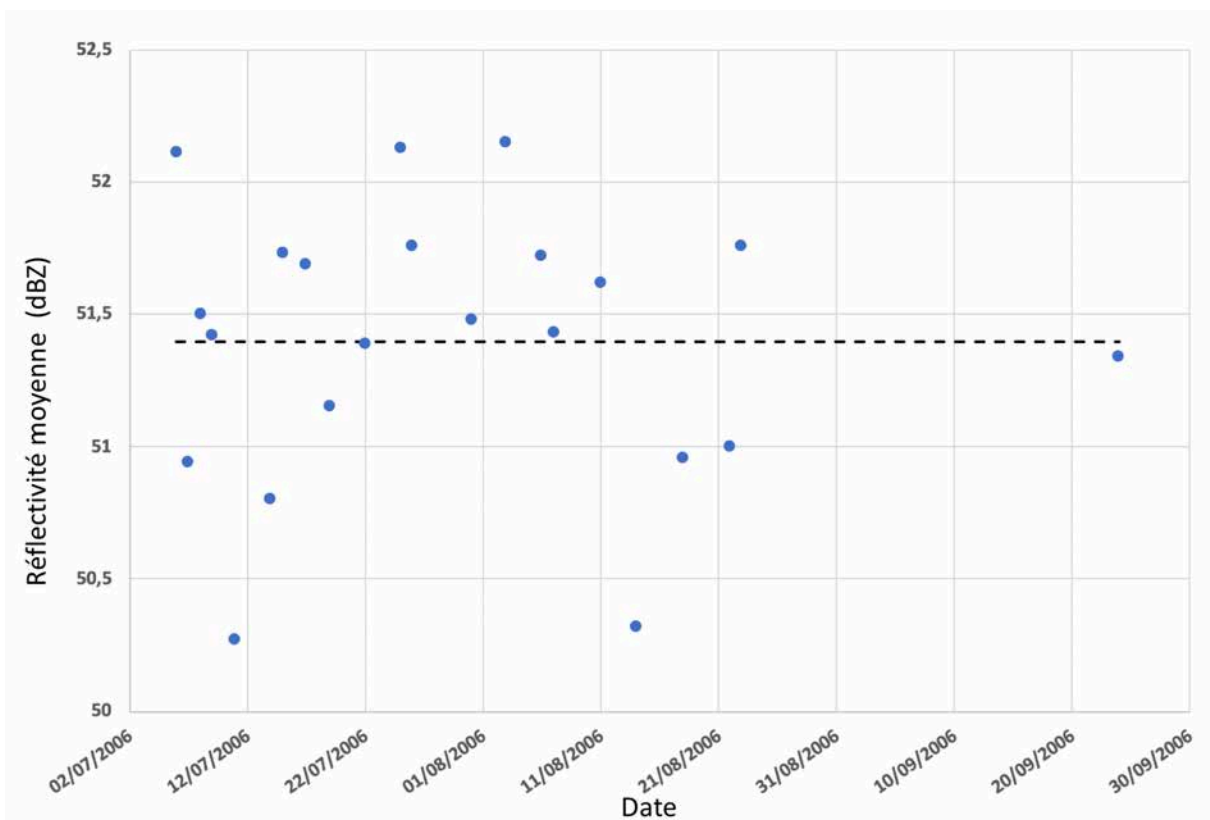


Figure 50 : Évolution de la réflectivité moyenne journalière du pylône de télécommunication situé à 8.6 km du radar au cours de la saison 2006. La moyenne sur la période, représentée par la ligne pointillée, s'établit à 51,4 dB.

Correction de l'atténuation des réflectivités radar

La sensibilité aux fortes précipitations des ondes électromagnétiques en bande C a déjà été abordée lors du rappel théorique sur la mesure radar et lors de la présentation des travaux de Russell et al. (2010). Les très fortes intensités de précipitation caractéristiques des cellules convectives de lignes de grains d'Afrique de l'ouest (Figure 51) affectent particulièrement la mesure des réflectivités (Figure 52).

Les préfacteurs et les exposants des relations Z-k (Eq. 33) et k-R (Eq. 34), utilisés pour la correction des radiales atténuées, sont issus des travaux de Bénichou (1995) réalisés à partir des acquisitions du radar météorologique bande C de la Direction de Météorologie du Niger à Niamey, lors de l'expérience EPSAT-Niger (1990-1993). A partir des paramètres de la loi log-normale de la modélisation de la DSD proposés par Chamsi and Sauvageot (1989), Bénichou (1995) établit des couples de relations k-R et Z-k pour différentes températures du milieu atmosphérique (Tableau 5).

T = 0°C	T = 10°C	T = 20°C
$k = 3.01 \times 10^{-3} R^{1.05}$ $Z = 366 \times 10^3 k^{1.13}$	$k = 2.26 \times 10^{-3} R^{1.07}$ $Z = 445 \times 10^3 k^{1.11}$	$k = 1.71 \times 10^{-3} R^{1.08}$ $Z = 568 \times 10^3 k^{1.10}$

Tableau 5 : Coefficients des relations k-R et Z-k en fonction de la température pour un radar bande C (Bénichou 1995)

Du fait de l'angle d'élévation du faisceau par rapport au sol, la température du milieu atmosphérique observé décroît avec la distance, pour atteindre la zone de fusion et l'isotherme 0°C située au-dessus de 4500 mètres d'altitude. Pour un angle de site de 0.7°, à une distance de 100 km, le centre du faisceau est proche d'une altitude de 2000 m. A cette distance, on considère une température moyenne de 10°C pour le calcul de la surface efficace d'atténuation des gouttes de pluie (Eq. 27). Les méthodes itératives de correction d'atténuation d'Hitschfeld and Bordan (1954) et d'Hildebrand (1978) ont été testées avec succès sur le jeu de données. Les corrections apportées par chacune des méthodes aux radiales radar présentant des PIAs modérés sont très proches. Afin d'éviter la divergence des deux algorithmes en présence de forts PIAs, la solution proposée par Hitschfeld and Bordan (1954) est retenue pour le traitement de l'atténuation en limitant la correction à 10 dB comme suggéré par Delrieu et al. (1999).

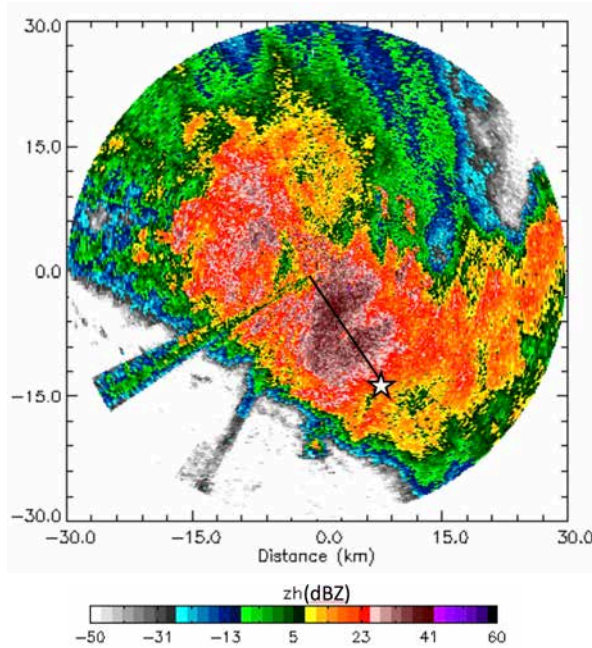


Figure 51 : Image radar du 17 juillet 2006. Présence d'une forte cellule de précipitation entre le radar et la station pluviographique de Kollo (étoile blanche, 2° 14' 24'E - 12° 22' 12'N) à 7h TU le 17 juillet. La ligne noire marque la radiale d'azimute 148°.

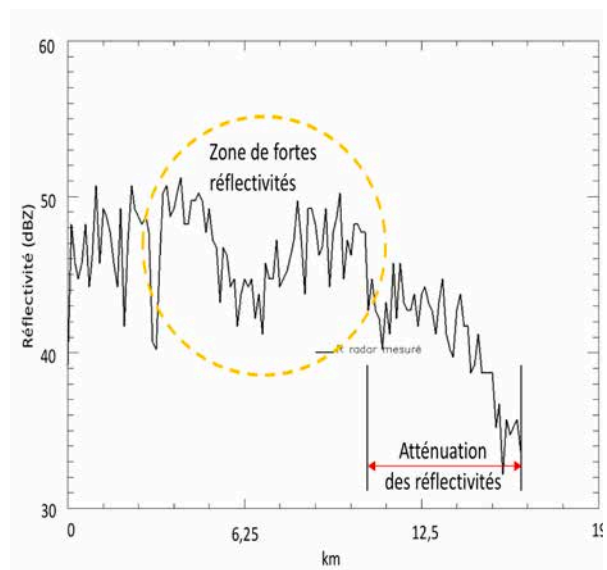


Figure 52 : Sur la radiale 148°, passant à la verticale de la station de Kollo à 15,8km du radar, le 17 juillet 2006 à 7h TU, la présence d'une cellule convective de forte intensité ($Z_e > 51$ dBZ) (ellipse orange) engendrent des atténuations importantes des réflectivités des portes suivantes (flèche rouge).

Les intensités de pluie relevées à la station pluviométrique NiameyAero (2° 9' 36"E, 13° 28' 12"N), distante d'environ deux kilomètres du radar sont utilisées pour corriger les mesures de réflectivité radar de l'atténuation sur site, due à la présence d'eau sur le radôme du radar. Merceret and Ward (2002) suggère de modéliser l'atténuation locale par une fonction affine de l'intensité de la précipitation (Eq.67) pour laquelle les paramètres (a et b) sont dépendants de l'état de surface du radôme.

$$k = a R + b \quad (dB) \quad (67)$$

avec R l'intensité pluviométrique en mm.h^{-1}

$a = 0.095$ et $b = 0.01$ pour un radôme de piètre qualité

et $a = 0.033$ et $b = 0.01$ pour un radôme à traitement hydrophobique

Lors de l'événement du 17 juillet 2006, à 7h00 TU, l'intensité de pluie enregistrée à la station de l'aéroport de Niamey est de 59.23 mm.h^{-1} . Du fait de la vétusté du radôme du radar du MIT, l'atténuation sur site induite par une telle intensité de pluie est de l'ordre de la moitié de la puissance du signal (2.82 dB). Cet ajustement important appliqué sur les réflectivités radar de la radiale 148° induit une divergence de l'algorithme

d'Hitschfeld-Bordan (Figure 53), qui, en limitant à 10 dB la correction d'atténuation, est maîtrisée (Figure 54).

Sur l'ensemble de l'événement précipitant du 17 juillet 2006, les profils de réflectivité radar, mesurés à l'aplomb de la station de Kollo, corrigés de l'atténuation locale et de l'atténuation le long du trajet, permettent de restituer correctement la dynamique de l'événement (Figure 55). Néanmoins, le pic de précipitation convective estimé est supérieur aux mesures sol de près de 20% (Figure 56). Ce biais peut être expliqué par une légère surestimation de la correction de l'atténuation locale due à l'incertitude de la précipitation sur le radar en raison de la distance relativement importante du pluviomètre le plus proche (2 km).

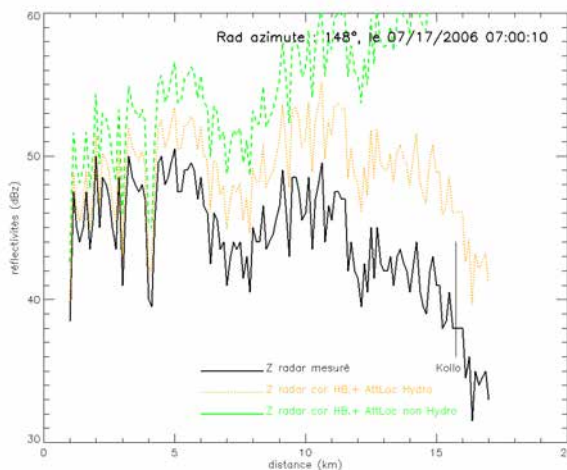


Figure 53 : Exemple de divergence de l'algorithme d'Hitschfeld-Bordan (1954) consécutive à une correction d'atténuation locale de 4.33dB comme le propose Merceret pour un radôme de piètre qualité.

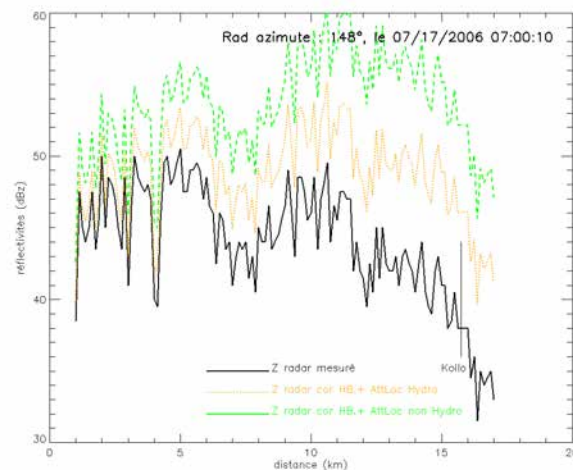


Figure 54 : Divergence de l'algorithme d'Hitschfeld-Bordan (1954) due à la correction d'atténuation locale peut être contrainte par une correction maximale de 10 dB.

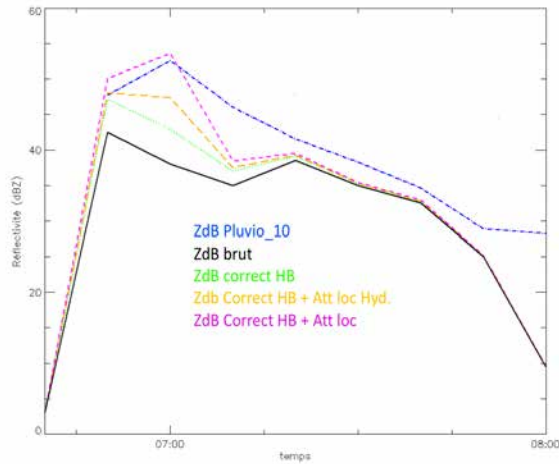


Figure 55 : Profils des réflectivités brutes (trait noir) mesurées à la verticale de la station de Kollo, le 17 juillet 2017 entre 6h40 et 8h05. Ces réflectivités sont corrigées de l'atténuation par l'algorithme d'Hitschfeld-Bordan (1954) (vert), avec une première correction de l'atténuation locale considérant un radôme hydrophobique (jaune) ou non (rose). Les données pluviométriques de la station de Kollo ont été converties en réflectivité comme élément de comparaison (bleu).

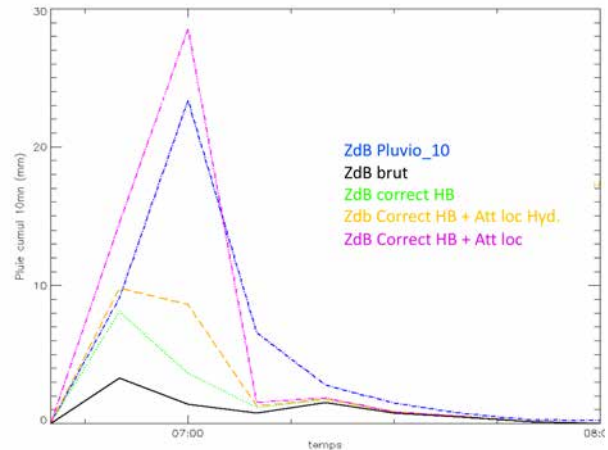


Figure 56 : Hyétogramme mesuré à la station de Kollo, le 17 juillet 2017 entre 6h40 et 8h05 (trait bleu) et hyétogrammes estimés à l'aide de la relation Z-R sur des réflectivités brutes (noir), des réflectivités corrigées de l'atténuation (vert) sur site pour une radôme hydrophobique (jaune) ou non (rose).

Détermination d'une relation ZR climatologique

Du fait de la particularité de la structure des systèmes précipitants sahéliens et leur disdrométrie associée, les relations Z-R extraites de la littérature, ne faisant pas expressément référence à cette zone climatique, ne peuvent être utilisées sans induire un biais sur l'estimation des précipitations. Les travaux de Chamsi and Sauvageot (1989), Chamsi (1992), Sauvageot and Lacaux (1995), Ochou et al. (2007) et Moumouni et al. (2008) ont conduit à la publication de différentes relations Z-R climatologiques, spécifiques à notre zone d'étude, élaborées à partir de mesures disdrométriques et radar. Ainsi, Chamsi (1992) élabore trois relations Z-R à partir de jeux de données acquis au cours de l'expérience EPSAT-Niger (1988-1989). Par régression linéaire entre les intensités de pluie et les réflectivités radar déduites de mesures disdrométriques, l'auteur établit une première loi (Cham1, Eq. 68) adaptée à variabilité de la DSD au sein d'une ligne de grains :

$$Z = 411R^{1.33} \quad (\text{Cham1}) \quad (68)$$

En réduisant son jeu de données à la partie convective des pluies de la région, il obtient une nouvelle loi (Cham2, Eq. 69) propre aux fortes réflectivités :

$$Z = 239R_{conv.}^{1.45} \quad (\text{Cham2}) \quad (69)$$

Puis, s'appuyant sur un large échantillon de 17384 spectres de données disdrométriques issu de lignes de grain au Niger et au Cameroun, il détermine les paramètres $\Lambda(R)$ (Eq. 70) et $N0(R)$ (Eq. 71) d'un modèle exponentiel de DSD (Eq. 21) lui permettant ainsi d'établir une loi sensiblement différente aux précédentes (Cham3, Eq. 72):

$$\Lambda(R) = 30R^{-0.008} \quad (70)$$

et

$$N0(R) = 0.015R^{0.63} \quad (71)$$

$$Z = 508R^{1.19} \quad (\text{Cham3}) \quad (72)$$

En agrégeant des données du Congo aux spectres collectés au Niger, Sauvageot and Lacaux (1995) proposent une relation pour les pluies continentales africaines en utilisant une régression linéaire sur les données brutes (Sauv, Eq. 73) :

$$Z = 364R^{1.36} \quad (\text{Sauv}) \quad (73)$$

A partir du même jeu de donnée réduit à la saison des pluies 1989, Ochou et al. (2007) confirment la bonne représentation de la DSD des systèmes précipitants sahéliens à l'aide d'une loi log normale mais obtiennent une loi Z-R à l'exposant plus faible, donnant moins de poids aux fortes réflectivités :

$$Z = 508R^{1.28} \quad (\text{Ochou}) \quad (74)$$

Moumouni et al. (2008) ont documenté les caractéristiques granulométriques des pluies observées au sol à l'aide de trois spectropluviomètres optiques distribués dans la région de Djougou (Bénin), au cours de la campagne de mesure AMMA (2005-2007). Une partie de ce travail porte sur l'élaboration de relations Z-R en zone soudano-sahélienne établies à partir d'un jeu de données de 93 événements précipitants. Ils proposent une relation pour cette zone climatique intermédiaire entre la côte du Golfe de Guinée et la bande sahélienne (Eq. 75) :

$$Z = 433R^{1.33} \quad (75)$$

En restreignant le jeu de données à un ensemble d'événements bien organisés, identifiés comme des lignes de grain, principales sources des précipitations au Sahel, ils obtiennent

une relation Z-R (Moum1, Eq. 76) très proche de celle proposée par Ochou et al. (2007, Eq. 74) :

$$Z = 509R^{1.31} \quad (\text{Moum1}) \quad (76)$$

Les spectres granulométriques partitionnés en fonction du type de pluie convective (Moum2, Eq. 77) ou stratiforme (Moum3, Eq. 78) permettent d'établir deux nouvelles lois adaptées à la variabilité intra-événementielle des lignes de grains :

$$Z = 289 R_{conv.}^{1.43} \quad (\text{Moum2}) \quad (77)$$

$$Z = 562 R_{strat.}^{1.44} \quad (\text{Moum3}) \quad (78)$$

Les relations climatologiques Chami1 (Eq. 68), Ochou (Eq. 74) et Sauv (Eq. 73), portant sur l'ensemble d'un système précipitant, sont extrêmement proches et restituent des intensités de précipitation semblables sur l'ensemble de la plage de valeurs de 20 à 70 dBZ (Figure 57). Dès lors que les réflectivités sont supérieures à 40 dBZ, ces lois produisent des estimations de pluie similaires à celles des relations Moum1 (Eq. 76), Cham2 (Eq. 69) et Moum2 (Eq. 77) spécifiques aux précipitations convectives. Cela s'explique par la forte contribution des précipitations d'origine convective sur l'ensemble du cumul de pluie des lignes de grains d'Afrique de l'Ouest. La relation Cham3 (Eq. 72), calée sur des pluies d'origine stratiforme, produit les plus faibles intensités de pluie pour des réflectivités comprises entre 20 et 25 dBZ. Inappropriée pour les fortes réflectivités, son estimation est supérieure de 50% à celle de Ochou (Eq. 74) pour une réflectivité de 55 dBZ.

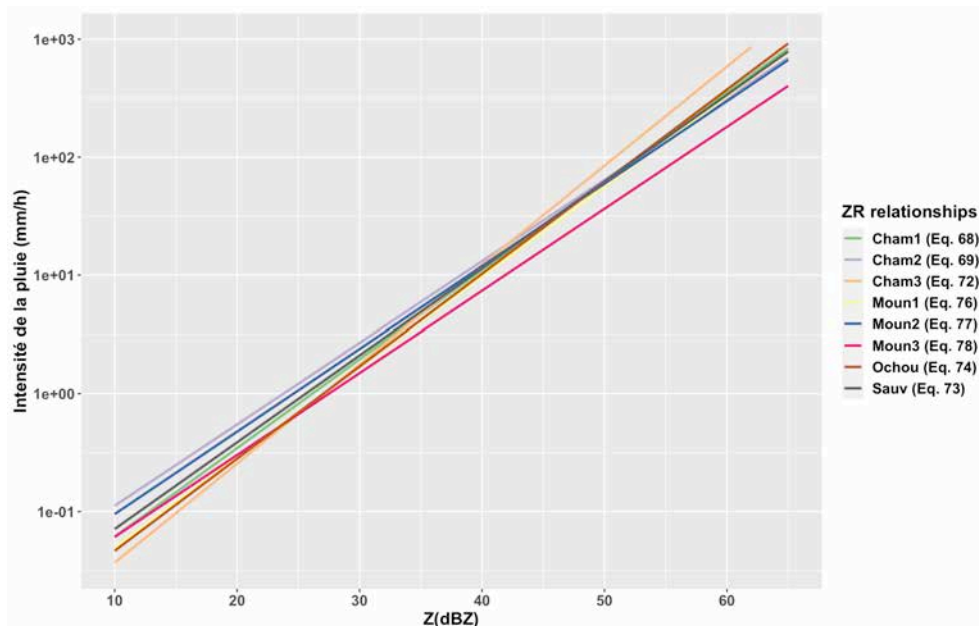


Figure 57 : représentation de l'intensité de pluie en fonction de la réflectivité radar pour différentes relations ZR proposées pour la zone sahélienne

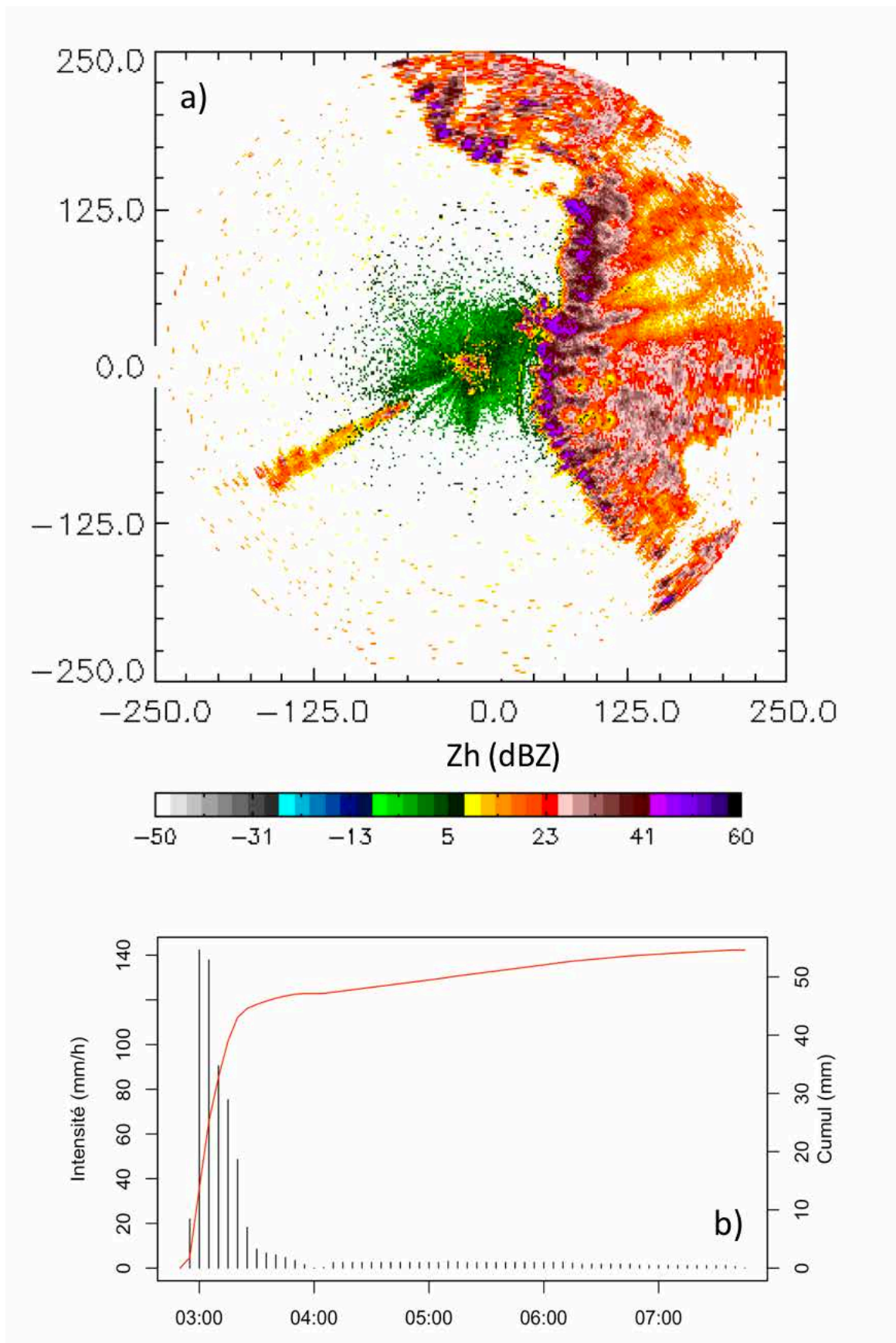


Figure 58 : Réflectivités radar acquises au site 0,7°, lors du passage sur le degré carré de Niamey de la ligne de grain du 24 septembre 2006 à 2h30 UTC (a). Intensités et cumul de précipitation à la station de Massi Koubou (b).

Les différentes relations Z-R, détaillées précédemment, sont appliquées sur les données radar de cet événement majeur de la saison des pluies 2006, afin de déterminer à partir de scores statistiques la meilleure adéquation entre le hyétogramme moyen calculé à partir des mesures du réseau de pluviographes et le hyétogramme estimé avec les réflectivités radar (Tableau 6). Pour cette date, un ajustement de l'étalonnage du radar a été déterminé à 1.1dB par optimisation du critère de Nash (Nash and Sutcliffe 1970) sur les cumuls moyens de précipitation estimés et observés au pas de temps de 10 minutes sur l'ensemble de l'événement en appliquant la relation Z-R Cham3 (Eq. 72).

ZR	Auteur	R2	Nash	RMSE	NBias	Ratio R _g /R _e
Z=508R ^{1.19}	Chamsi, 1992* (Cham3)	0.927	0.903	0.267	0.009	0.991
Z=509R ^{1.31}	Moumouni, 2008* Ligne de Grains (Moum1)	0.930	0.858	0.322	-0.256	1.344
Z=508R ^{1.28}	Ochoux, 2007* (Ochou)	0.930	0.894	0.278	-0.202	1.254
Z=364R ^{1.36}	Sauvageot Lacaux 1995* (Sauv)	0.929	0.903	0.226	-0.074	1.164
Z=239R ^{1.45}	Chamsi, 1992 Convectif (Cham2)	0.922	0.901	0.252	-0.036	1.037
Z=289R ^{1.43}	Moumouni, 2008 Convectif (Moum2)	0.924	0.893	0.279	-0.121	1.138

* relation climatologique

Tableau 6 : Scores statistiques calculés entre les hyétogrammes moyens mesurés et estimés sur l'ensemble des stations pluviographiques du Degré carré de Niamey lors de l'événement du 24 septembre 2006, pour différentes relations Z-R extraites de la littérature.

Quelle que soit la relation Z-R mise en œuvre, les cumuls de précipitations estimés sont relativement proches des cumuls observés. Parmi les relations climatologiques (Cham3 (Eq. 72), Moum1 (Eq. 76), Ochou (Eq. 74) et Sauv (Eq. 73)), qui portent sur l'ensemble de la précipitation sans distinguer le front convectif de la traîne stratiforme, le meilleur score de Nash est obtenu pour les relations de Cham3 (Eq. 72) et Sauv (Eq. 73). La relation Moum2 (Eq. 77), relative aux pluies d'origine convective, donne des résultats très proches à la loi Cham3 (Eq. 72).

Avec un ratio (R_g/R_e) à 0.991, la loi Cham3 (Eq. 72) tend à surestimer le pic de précipitation d'origine convective et à légèrement sous-estimer les pluies d'origine

stratiforme (Figure 58 a). La relation Moum1 (Eq.76), moins bien adaptée pour la restitution des pluies convectives présente le plus faible ratio à 1.344 (Figure 59 b).

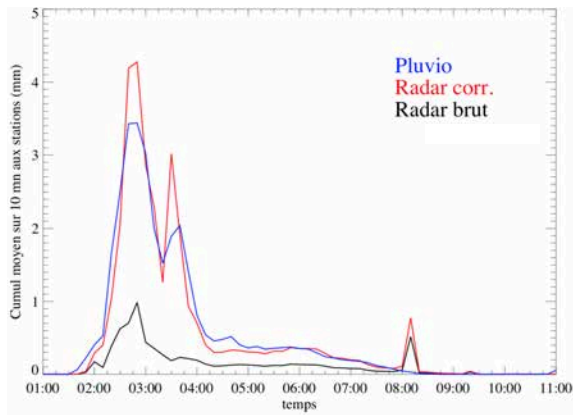
Les relations Moum2 (Eq. 77) et Cham2 (Eq. 69), toutes deux établies uniquement sur des spectres de DSD d'origine convective restituent assez bien le front de précipitation mais surestiment la traîne stratiforme du système précipitant (Figure 59 c et d).

Autour de 8h10 TU (Figure 59 b, c, d et Figure 60) , on note un pic de précipitation de l'ordre 0.5mm sur les hyétogrammes estimés. Ce pic moins marqué avec la relation Cham3 (Eq. 72) (Figure 59 a), du fait des coefficients de la relation Z-R donnant moins de poids aux faibles réflectivités, est dû à un groupe de petites cellules à l'est du radar n'ayant laissées qu'une très faible trace au sol.

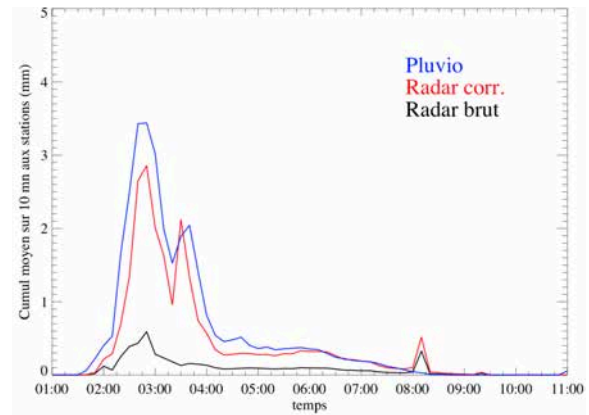
En considérant la loi Moum1 (Eq. 76), construite sur un ensemble de lignes de grains et en augmentant sensiblement l'ajustement du facteur de calibration du radar à 1.65dB, on améliore alors l'estimation de la précipitation sur le plan dynamique et quantitatif (Figure 60). Le score du critère de Nash (0.940) devient légèrement supérieur à celui obtenu à l'aide de la relation de Cham3 (Eq. 72).

Afin de limiter l'ajustement d'étalonnage et mieux représenter la traîne stratiforme des lignes de grain, nous conservons pour la suite de ces travaux les coefficients de Z-R de Cham3 (Eq. 72).

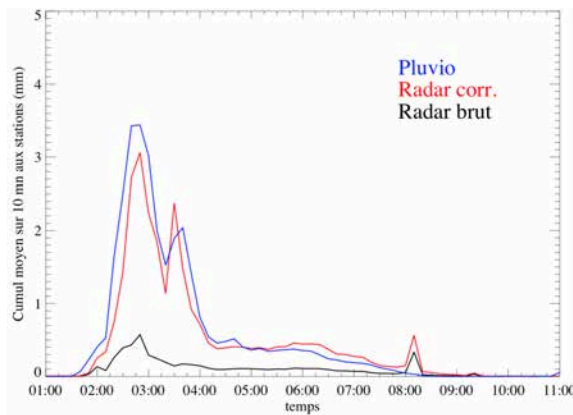
a) Cham3 (Eq. 76)



b) Moum1 (Eq. 76)



c) Moum2 (Eq. 77)



d) Cham2 (Eq. 69)

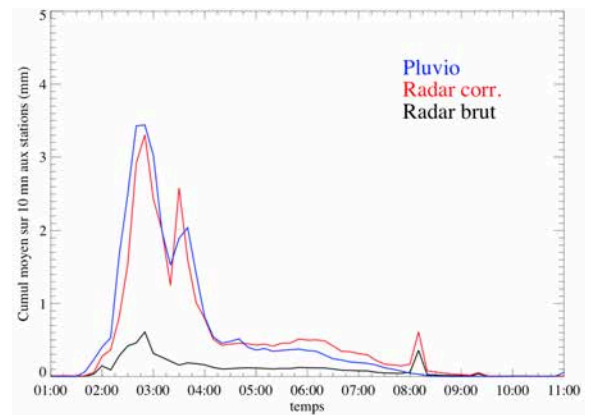
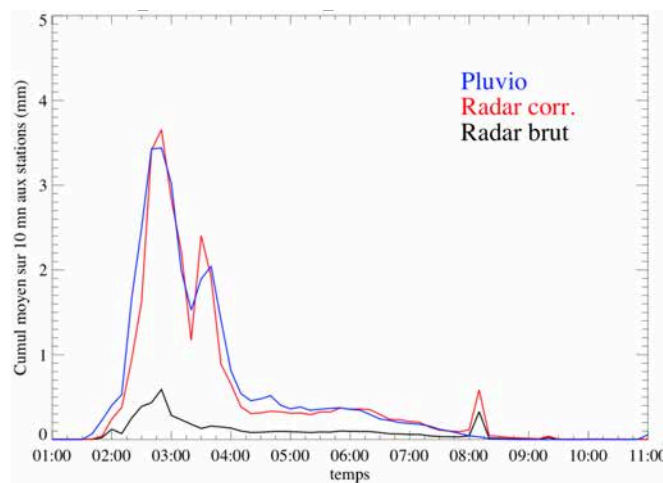


Figure 59: Tracés des hyétogrammes moyens aux stations, observés et estimés à l'aide de différentes relation ZR proposées dans la littérature pour les lignes de grain ou de type convective en Afrique de l'ouest, appliquées à l'évènement du 24 septembre 2006.



$R^2=0.943$ Nash=0.940 RMSE=0.209 Nbias=-0.079 Ratio=1.086

Figure 60 : Hyétogramme moyen observé et estimé à l'aide de la relation de Moumouni (2008) pour les lignes de grain (Moum1, Eq. 76) et une calibration radar de 1.65dB. Évènement du 24 septembre 2006

Influence de la fluctuation du signal radar et de l'angle d'élévation de l'antenne

A chaque acquisition volumique, les sites d'élévation bas de l'antenne radar (sites 0,6°, 0,7° et 1,3°) sont réalisés dans un laps de temps très court, inférieur à 3 minutes. Lors des acquisitions radar du 24 septembre 2006, les pics de réflectivité brute, mesurés à la verticale de la station pluviographique de Banizoumbou, varient de 10 dBZ suivant l'angle d'antenne considéré (Figure 61). Cet écart est de plus de 3dB entre les 2 sites bas à 0,6 et 0,7 degré. La station de Banizoumbou est distante de 53 kilomètres du radar. Les centres des faisceaux radar, aux angles d'élévation d'antenne à 0,6° et 0,7° sont distants de moins de 100 mètres pour une hauteur d'exploration de 1300 mètres (ouverture d'antenne de 1,4° à -3dB). Les deux volumes de l'atmosphère observés sont à 93% identiques. La minute séparant ces deux acquisitions ne peut donc pas expliquer une telle différence de mesure (3dB). La variabilité de la pluie à cette échelle de temps n'est pas si importante.

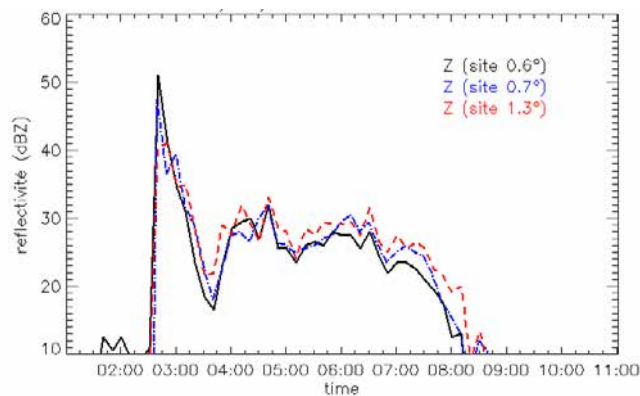


Figure 61 : Réflectivités mesurées au cours de l'événement du 24/09/2006 à l'aplomb de la station de Banizoumbou aux 3 sites bas (0.6, 0.7 et 1.3°).

Les hyétoqrammes estimés à partir des données de chacun des angles d'élévation de l'antenne présentent des quantités cumulées de précipitation très différentes (Figure 62). Les écarts de cumul sont dus à une surestimation de la partie convective pour les sites 0,6° et 0,7°. A l'échelle du degré carré, sur l'ensemble des stations, par effet de lissage, les hyétoqrammes moyens présentent des écarts plus faibles pour la restitution du pic convectif (Figure 63). Malgré tout, le ratio R_g/R_e demeure important quel que soit l'angle de site considéré (0.6, 0.7 et 1.3°) avec comme valeur respective 2.53, 1.924 et 1.902.

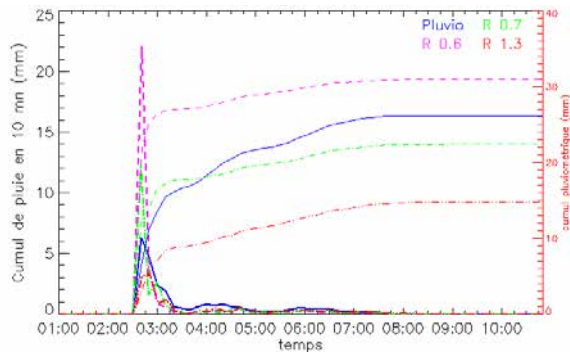


Figure 62 : Hyétogrammes et cumuls mesurés et estimés aux sites d'élévation d'antenne 0.6, 0.7 et 1.3° à la verticale de la station de Banizoumbou le 24/09/2006.

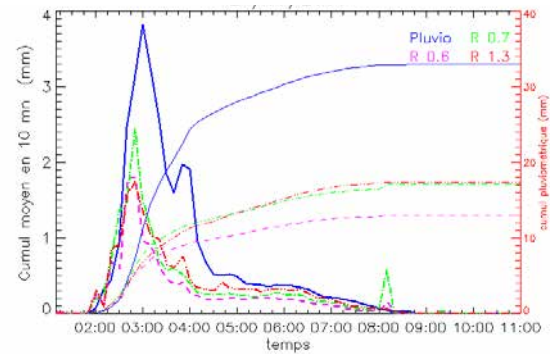


Figure 63 : Hyétogrammes moyens et cumuls moyens mesurés et estimés aux sites 0.6, 0.7 et 1.3° le 24/09/2006, aux stations pluviographiques.

Intégration radiale et multi-sites

La variabilité des mesures de la réflectivité radar suivant l'angle d'élévation de l'antenne est extrêmement préjudiciable à l'estimation quantitative de la pluie à l'aide du radar. Différents tests d'intégration spatiale des réflectivités, verticalement et horizontalement ont permis de converger vers une méthodologie de traitement des réflectivités radar limitant les biais et améliorant ainsi significativement l'estimation quantitative de la précipitation. En intégrant radialement sur un kilomètre les réflectivités des trois sites bas (0.6°, 0.7° et 1.3° degrés), puis en intégrant à nouveau verticalement ces réflectivités moyennes, les scores statistiques progressent après avoir procédé à une nouvelle optimisation de l'ajustement de la constante d'étalonnage. Pour l'événement du 24 septembre 2006, considérant un ajustement de 2.7dB sur les données brutes radar, la quantité de précipitation estimée par le radar est proche de celle mesurée à l'aide du réseau de pluviographes. Les hyétogrammes moyens mesurés et estimés sont très proches l'un de l'autre (Figure 64a). La dispersion des couples $(\sum \frac{R_g}{n}, \sum \frac{R_e}{n})$ est relativement faible autour de la première bissectrice (Figure 64b). 99% de la pluviométrie est restituée. L'efficacité de Nash (0.907) est élevée, avec une très bonne corrélation ($R^2=0.911$).

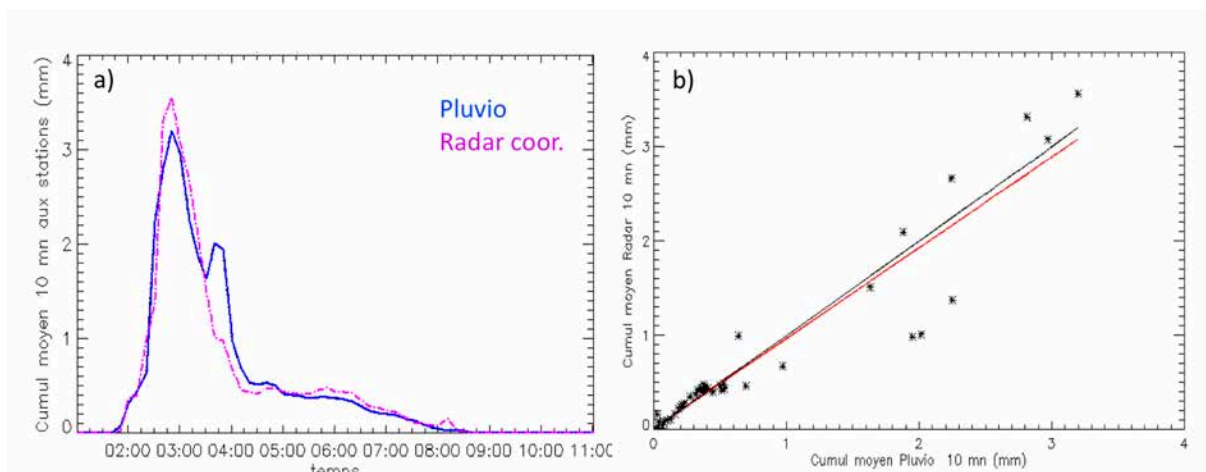


Figure 64 : Hyétogrammes moyens estimés à partir des données radar et mesurés pour l'évènement précipitant du 24 septembre 2006 (a) après intégration radiale sur 1km et verticale sur 3 sites bas. Le diagramme de dispersion des cumuls moyens aux stations au regard des estimations radar (b) présente une corrélation (R^2) de 0.911 et une efficacité de Nash de 0.907 pour un étalonnage de 2.7 dB.

A l'échelle locale du point de mesure et au pas de temps de 10 minutes, tous les scores statistiques progressent également, malgré une dispersion toujours importante des points autour de la droite de régression pratiquement confondue avec la première bissectrice (Figure 65). La dynamique générale est correctement restituée avec un coefficient de corrélation de 65%. Plus de la moitié des estimations pluviométriques aux stations (55%) présentent une efficacité de Nash supérieure à 50% malgré un pic convectif surestimé dans 27% des cas.

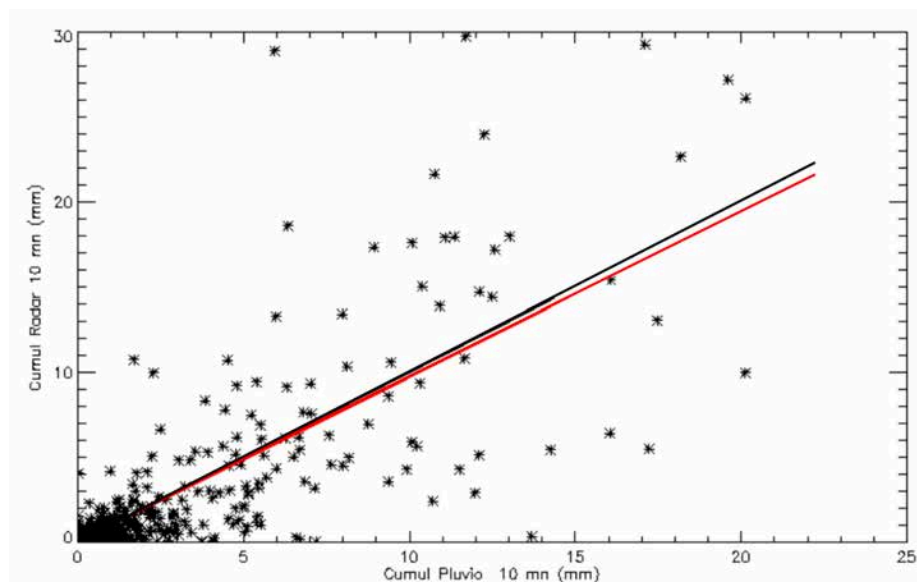


Figure 65 : Diagramme de dispersion des cumuls 10 minutes pluviométriques versus cumuls estimés à partir des données radar après ajustement de la constante d'étalonnage à 2.7dB et intégration radiale sur 1km et verticale sur les 3 sites bas pour l'évènement précipitant du 24 septembre 2006. L'efficacité de Nash est de 0,488 et la corrélation (R^2) est de 0,65. Le ratio $\frac{\sum \frac{R_g}{n}}{\sum \frac{R_e}{n}}$ est de 1,033 (première bissectrice en rouge) pour une RMSE de 1,726.

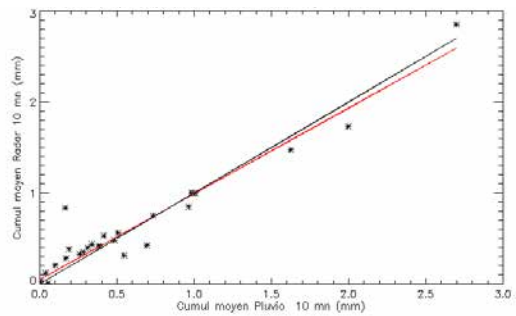
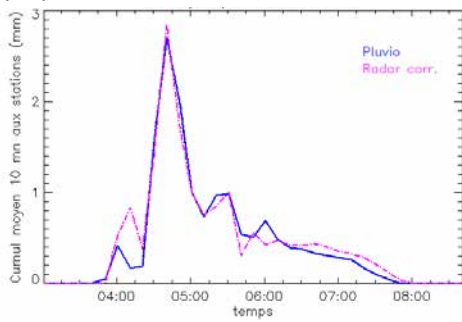
Validité de la méthode appliquée à différents événements

La procédure décrite ci-dessus est éprouvée sur 7 lignes de grains observées en 2006 (Figure 66). Le choix de ces événements a été réalisé à partir d'un critère d'organisation de la structure spatiale de la pluie. Seuls les événements répondant aux caractéristiques des lignes de grain ont été retenus (D'Amato and Lebel 1998).

Pour chacun de ces événements, la constante d'étalonnage optimisée sur les scores statistiques, varie entre 1.1dB et 3.3dB. L'efficacité de Nash relativement haute, comprise entre 0.78 et 0.937, tend à montrer que la méthode estime correctement les précipitations à l'échelle du degré carré. Le cumul moyen estimé de précipitation à la station est compris entre 78,8% et 115,6% et sur l'ensemble des 7 événements, l'estimation s'établit à 99% de la précipitation. Pour tous les événements, les couples $(\sum \frac{R_g}{n}, \sum \frac{R_e}{n})$ sont relativement bien distribués de part et d'autre des droites de régression, malgré une dispersion qui croît avec le cumul de précipitation, semblant indiquer un biais plus important d'estimation des précipitations convectives.

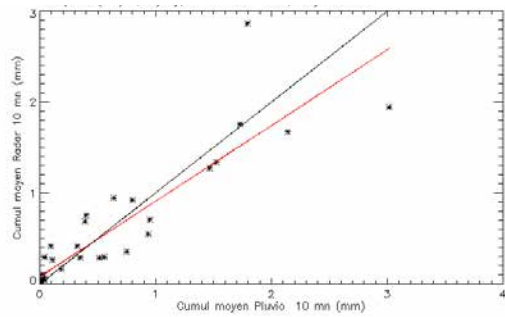
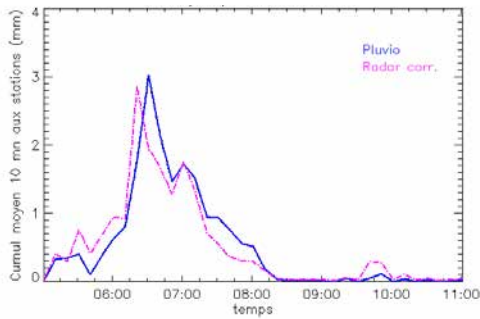
La dynamique des événements est bien rendue, avec des scores de corrélation supérieurs à 80%. Les pics de précipitation convective sont assez bien restitués, bien que pour certains événements, des décalages temporels d'une dizaine de minutes sont notables (4 événements sur 7). Cette anticipation du pic convectif peut être attribuée à un phénomène d'advection et au temps de chute des gouttes de pluie entre la hauteur du volume atmosphérique observé et le pluviographe au sol. A l'échelle de la station et de l'événement, le pourcentage de stations dont l'estimation du pic convectif est bien supérieure à l'observé, varie entre 15% et 31%.

14/07/2006



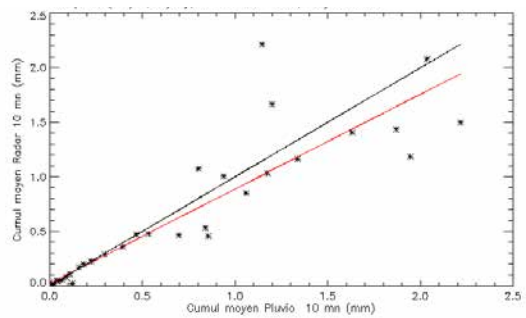
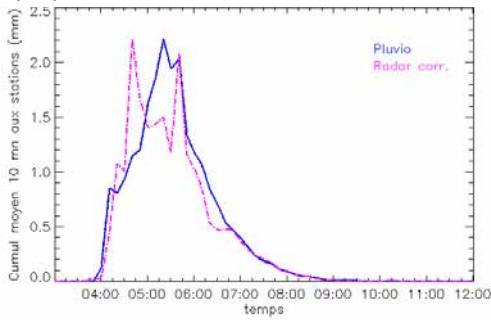
Étalonnage : 1.3dB, Ratio=0.948, $R^2 = 0.939$, Nash = 0.937, RMSE = 0.151 Nbias = 0.055
Stations à eff. Nash > 0.50 : 63.64%, stations à eff. Nash < 0 : 22.77%

17/07/2006



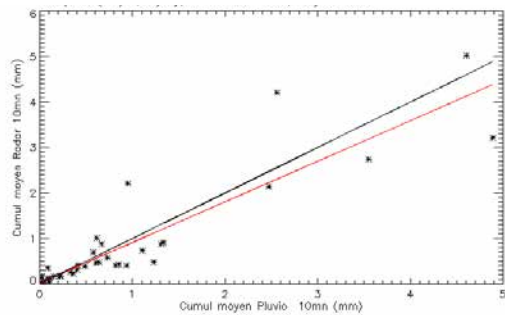
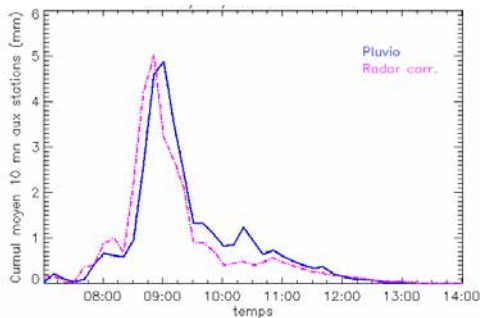
Étalonnage : 1.8dB, Ratio=1.013, $R^2 = 0.815$, Nash = 0.815, RMSE = 0.308, Nbias = -0.218
Stations à eff. Nash > 0.50 : 39.13%, Stations à eff. Nash < 0 : 30.43%

19/07/2006



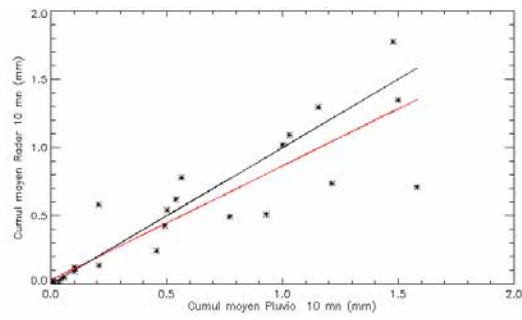
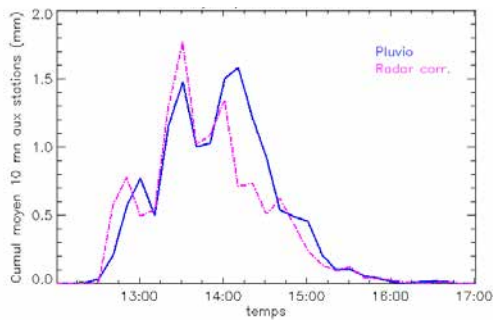
Étalonnage : 0.6dB, Ratio=1.089, $R^2 = 0.853$, Nash=0.850, RMSE=0.239, Nbias=-0.081
Stations à eff. Nash > 0.50 : 67.39%, stations à eff. Nash < 0 : 21.74%

22/07/2006



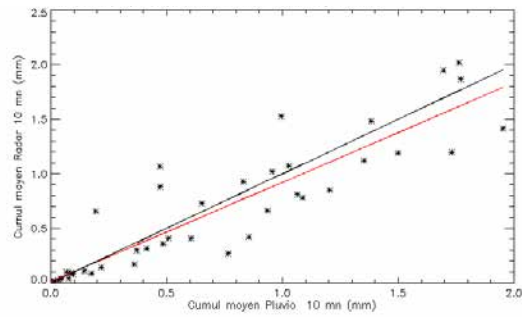
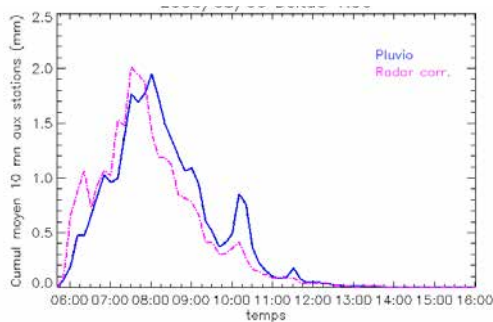
Étalonnage : 0.9 dB, Ratio=1.088, $R^2 = 0.831$, Nash = 0.823, RMSE = 0.480, Nbias = -0.081
Stations à eff. Nash > 0.50 : 57.78%, stations à eff. Nash < 0 : 15.56%

03/08/2006



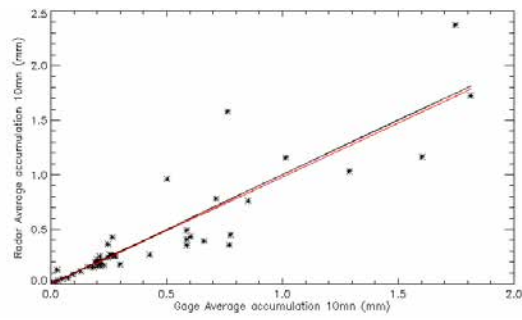
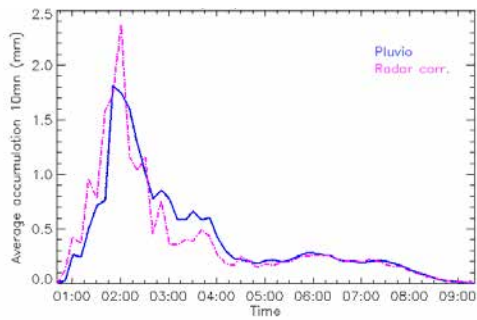
Étalonnage : 1.00dB, Ratio=1.109, R²=0.816, Nash = 0.809, RMSE =0.226, Nbias = -0.099
Stations à eff. Nash > 0.50 : 43.90%, stations à eff. Nash < 0 : 31.71%

06/08/2006



Étalonnage : 1.9dB, Ratio=1.068, R²=0.870, Nash =0.865, RMSE =0.211, Nbias = -0.064
Stations à eff. Nash > 0.50 : 47.83%, stations à eff. Nash < 0 : 23.91%

28/08/2006



Étalonnage : 3.3 dB, Ratio=1.030, R²=0.816, Nash =0.780, RMSE =0.200, Nbias = -0.030
Stations à eff. Nash > 0.50 : 20.41%, stations à eff. Nash < 0 : 36.77%

Figure 66 : Application de la méthode d'intégration radiale et multi-sites à 7 événements de la saison des pluies 2006 sur le Degré carré de Niamey : hyétogrammes moyens estimés et observés (colonne de gauche) ; diagrammes de dispersion des couples $(\sum \frac{R_g}{n}, \sum \frac{R_e}{n})$ pour chacune des stations pluviographiques. L'étalonnage est précisé pour chacun des événements ainsi que les principaux scores statistiques obtenus.

Comparaison des patterns de cumul horaire

Des cartes de cumuls de pluie horaire générées à partir de champs de pluie à haute résolution spatiale et temporelle, au kilomètre carré et au pas de temps de 5 minutes, par krigeage Lagrangien (Vischel et al. 2011) sur les données du réseau sol, sont comparées aux champs de pluies estimés à l'aide du radar. Comme constaté précédemment, l'estimation quantitative des pics de précipitation est biaisée et il est en résulte une

surestimation importante de l'apport en précipitation des cellules convectives. De ce fait une comparaison quantitative n'apporte pas d'information complémentaire aux résultats exposés précédemment. Toutefois, la juxtaposition des champs de pluies horaires estimés et observés permet de visualiser l'apport de la mesure radar sur la restitution des champs de pluie spatialisés.

Pour l'événement du 14 juillet 2006, les champs de pluie événementiels vus par le radar et à partir des données pluviographiques krigées présentent une certaine similitude malgré de forts écarts d'estimations des pics de précipitation (ratio=0,61) (Figure 67). Au pas de temps horaire (Figure 68), les maxima de précipitation sont localisés en un même lieu ou très proche les uns des autres et les contours de la pluie sont similaires. Les coefficients de corrélation pour les cumuls horaires à 5 heures, 6 heures et 7 heures sont respectivement de 0.44, 0.32 et 0.2 et les ratios 0.4, 0.74 et 1.09.

La finesse de l'image radar met en évidence les biais de distribution spatiale des champs de pluie krigés, liés à la non homogénéité du réseau pluviographique et à l'inter-distance entre les points de mesure malgré la forte densité du dispositif AMMA-CATCH. Des informations non présentes sur les cartes krigées sont visibles sur l'image radar telles que les traînées de précipitation laissées par le passage de cellules de faible diamètre, parfaitement identifiables sur l'image du QPE radar de 5h00 à 5h59 TU (Figure 68). Ces observations apportent des informations sur la durée de vie de chaque cellule, leur vitesse de déplacement et leur direction, éléments importants pour caractériser leur cycle de vie et l'intermittence spatiale de la pluie à l'échelle de l'événement voir à l'échelle annuelle. Malgré la présence d'un réseau dense de pluviographes, l'apport du radar est indéniable pour l'étude de la structure spatiale des champs de pluie.

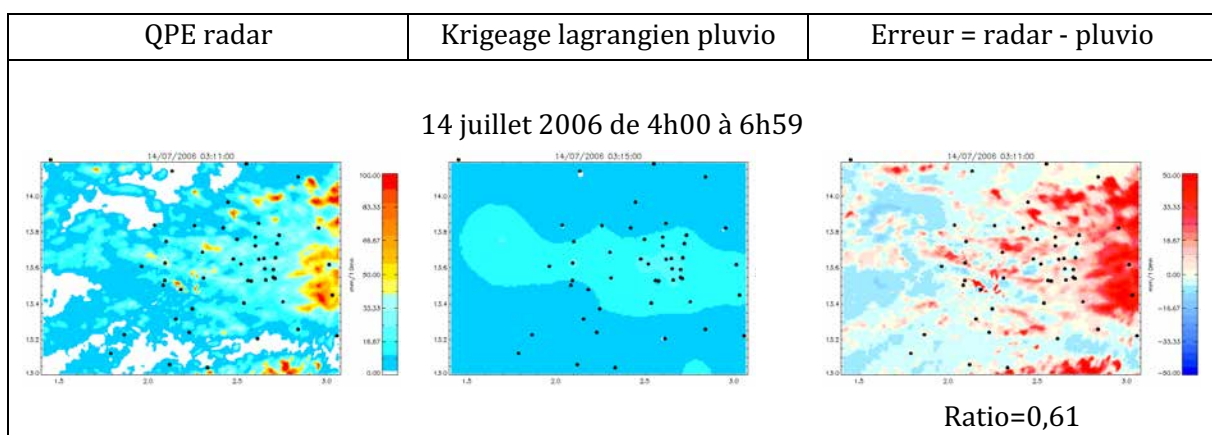


Figure 67 : Champs de pluie événementiels krigés (colonne centrale), estimés à l'aide du radar du MIT (colonne de gauche) et l'erreur entre les champs de pluies radar et krigés (colonne de droite) pour l'événement du 14 juillet 2006

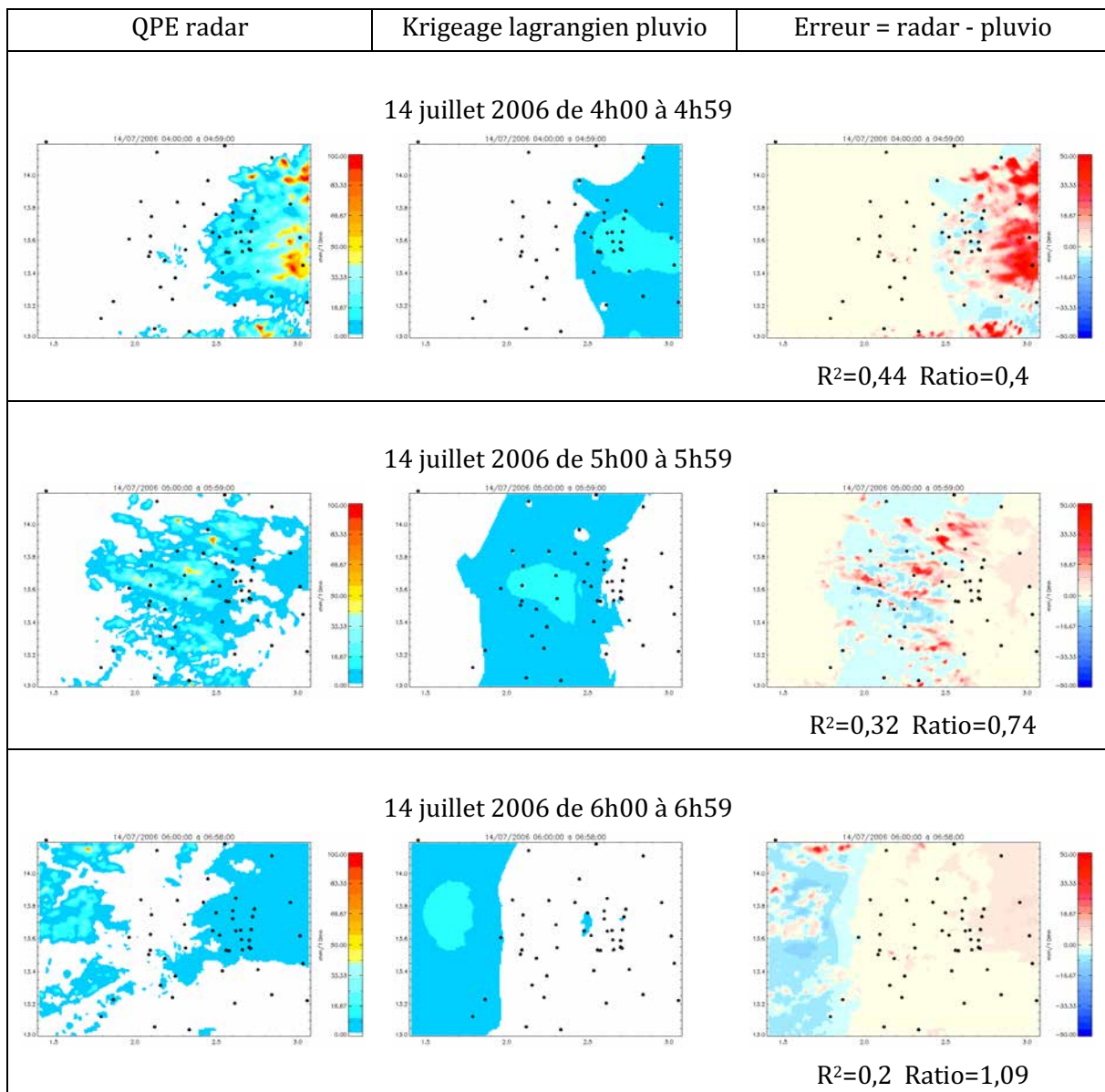


Figure 68 : Champs de pluie horaires krigés (colonne centrale), estimés à l'aide du radar du MIT (colonne de gauche) et l'erreur entre les champs de pluies radar et krigés (colonne de droite) pour l'événement du 14 juillet 2006

Conclusions

Une première analyse des principaux événements pluvieux enregistrés en 2006, fait apparaître une sous-estimation globale de la mesure de précipitation par le radar. Le ratio moyen $\Sigma \text{Gage} / \Sigma \text{Radar}$ (rapport du cumul moyen mesuré aux stations pluviographiques sur le cumul moyen estimé à partir des mesures radar) pour la saison s'établit à 220%. Cette sous-estimation est constatée également à différentes échelles spatio-temporelles (événements/degré carré, événement/station pluviographique).

Différentes sources de biais sont explorées afin de corriger au mieux le déficit de la précipitation estimée : instabilité de la chaîne de mesure ; erreur d'étalonnage du radar ;

méthode de correction d'atténuation. Les réflectivités mesurées ont été corrigées de l'atténuation locale, liée à la présence d'eau sur le radôme, et de l'atténuation le long de la radiale, consécutive à la diffusion et l'absorption du signal par les gouttes de pluie. Un test de sensibilité a permis de déterminer les coefficients de la relation Z-R les mieux adaptés aux types de pluies observées (principalement des lignes de grain).

Une des principales sources du biais d'estimation est due à l'instabilité des mesures de réflectivité intra-saisonnière d'un pylône de télécommunication. L'observation de la réflectivité moyenne journalière sur cet écho fixe particulier situé à environ 10km du radar montre une fluctuation de la mesure du signal rétrodiffusé qui peut être compensée par un ajustement de la constante de calibration du radar.

Par ailleurs, l'analyse des réflectivités aux 3 sites bas à 0.6 et 0.7 et 1.3°, a mis en évidence des variations importantes des puissances rétrodiffusées par un même volume atmosphérique à quelques secondes d'écart. Une intégration radiale sur 1 km puis verticale des sites 3 bas a permis de restituer assez fidèlement les estimations de précipitation aux échelles événementielles/degré carré et avec un peu moins de précision événementielles/stations.

Pour 8 événements identifiés comme des lignes de grain, répartis tout au long de la saison, le ratio pluie moyenne observée sur estimée s'établit après ajustement d'étalonnage entre 94.8% et 127.7%.

III.5 - Conclusions du chapitre et perspectives

Ces deux études fournissent des approches méthodologiques différentes permettant d'estimer les quantités de précipitation à partir du jeu de données radar constitué au cours de l'expérience AMMA lors des campagnes au Niger de 2006 et 2007.

L'étude de Cazenave (2009) met en évidence une certaine fluctuation de la chaîne de réception du radar, d'une part à partir du suivi de la réflectivité d'un pylône de télécommunication dans le proche environnement du radar et d'autre part en comparant les réflectivités de volumes atmosphériques pratiquement identiques. L'intégration radiale puis verticale des données aux 3 sites bas permet de minimiser les fluctuations des mesures et d'améliorer significativement les estimations de précipitation. Cette fluctuation de la mesure peut expliquer pour partie l'importante variabilité du préfacteur des lois Z-R proposées dans l'étude de Russell et al (2010).

Malgré l'attention particulière portée par les auteurs dans le traitement de l'atténuation, il apparaît au final dans les deux études que les pluies convectives, à l'origine des plus fortes réflectivités radar, sont difficiles à estimer avec précision et présentent les plus forts biais.

Dans le cadre d'une proposition de recherche, écrites en collaboration des équipes ivoiriennes, il est envisagé de déployer le radar du MIT sur l'observatoire de recherche en environnement de Nambékaha (OREN) dans le Nord de la Côte d'Ivoire afin de cartographier les précipitations sur Haut Bassin du fleuve Bandama. L'objet global du projet est l'évaluation du transport solide du fleuve Bandama en amont du barrage de Kossou, qui contribue à l'envasement du barrage et ainsi diminue la ressource en eau disponible dans le réservoir à la fois pour subvenir aux besoins en eau de l'agriculture et de l'élevage régionaux et pour la production électrique nationale.

L'intégration du radar du MIT au dispositif de mesure se heurte à un verrou scientifique : comment produire des champs de pluie pertinents à l'aide d'un radar à longueur atténuée dans un contexte de précipitation intense type lignes de grains ? Autrement dit, comment connaître l'atténuation engendrée par les précipitations lors du trajet cible/radar en utilisant des points de référence comme suggéré par Delrieu et al. (1997) autres que des échos de montagnes dans des régions à faible relief. La solution pourrait être apportée par les réseaux de télécommunication hertziens déployés par les opérateurs de téléphonie mobile dont les signaux sont perturbés par les précipitations. La disponibilité de ces informations permettrait de connaître dans un premier temps l'atténuation intégrée entre 2 pylônes d'un lien de télécommunication présent dans le paysage du radar et ensuite de calculer la précipitation à l'origine de l'atténuation du signal.

Le chapitre suivant s'attache à décrire comment, à partir de l'information de l'atténuation du signal hertzien d'un lien de télécommunication, Doumounia et al. (2014) ont montré qu'il est possible d'estimer les précipitations à l'échelle de l'événement et d'une saison de pluie au Burkina Faso.

Chapitre IV : Utilisation des liens de télécommunication commerciaux pour l'estimation quantitative des pluies en zone peu instrumentée :

IV.1 - Introduction

La vulnérabilité des populations du Sud, et en particulier d'Afrique de l'Ouest, face aux événements extrêmes de précipitations s'est accrue avec les effets du changement climatique qui affectent les régions tropicales (Pachauri et al. 2015). Pour anticiper et prévenir les conséquences des inondations et des sécheresses, il est nécessaire de connaître avec précision les quantités précipitées ainsi que leurs répartitions spatiale et temporelle. Or aujourd'hui, l'Afrique ne possède pas des outils d'hydrologie en capacité de fournir cette information avec précision. Panthou et al. (2012) constatent, à partir de données fournies par les différents services météorologiques nationaux d'Afrique de l'Ouest que, depuis les années 1990, les réseaux sol de mesures pluviométriques ne cessent de se dégrader (Figure 69). La densité des radars météorologiques est très faible au regard des autres continents et ne représente que quelques équipements en Afrique de l'Ouest principalement dédiés à des programmes d'encensement des nuages (Dakar, Bobo Dioulasso, Bamako, Mopti, Manantali, Lomé) (Figure 70 & Figure 71).

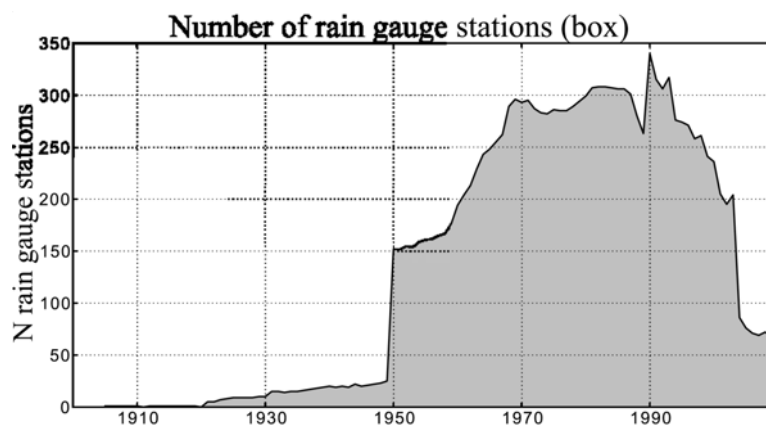


Figure 69 : Nombre de points de mesure journalière de la précipitation sur l'Afrique de l'ouest de 1910 à 2000. (extrait de Panthou et al. 2012)

Une solution alternative, basée sur l'affaiblissement par les précipitations de la puissance du signal transmis entre deux pylônes de télécommunication de téléphonie mobile a été testée avec succès au Burkina Faso. Cette approche, baptisée Rain Cell Africa, offre une alternative prometteuse pour pallier aux déficits des réseaux de mesure nationaux. Elle présente de nombreux avantages dans les zones urbaines liés à la densité des réseaux de téléphonie (Figure 4), un surcoût d'exploitation marginal, une grande fiabilité, et une centralisation et un partage des données en temps réel. Les MWL (MicroWave Link)

complètent bien les systèmes d'observation de la pluie traditionnels car ils fournissent des mesures du taux de précipitation à quelques dizaines de mètres du sol (< 100m), à une échelle intermédiaire entre les mesures ponctuelles des pluviomètres et des radars météorologiques dont les volumes d'échantillonnage atteignent plusieurs km³ (Wang et al. 2012). La méthode s'est avérée utile pour compléter les mesures des réseaux de pluviographes et radars dans de nombreux pays européens (Overeem et al. 2013; Schleiss and Berne 2010) et en Israël (Messer et al. 2006; Zinevich et al. 2008).

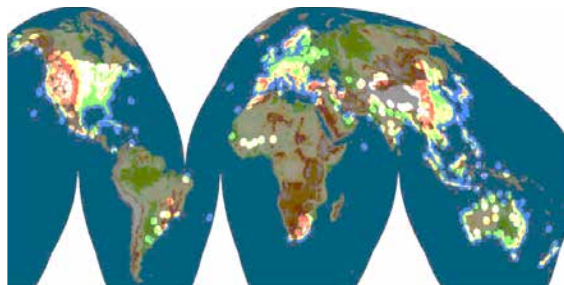


Figure 70 : Couverture de la planète par des radars météorologiques en 2013 en considérant que chacun couvre un disque de 200km de rayon. (extrait de Heistermann et al. 2013)

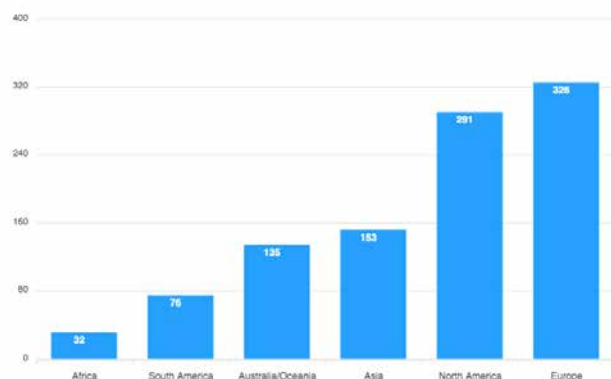


Figure 71 : Nombre de radars par continent (source OMM 2020 <https://wrld.mgm.gov.tr/Stats/>)

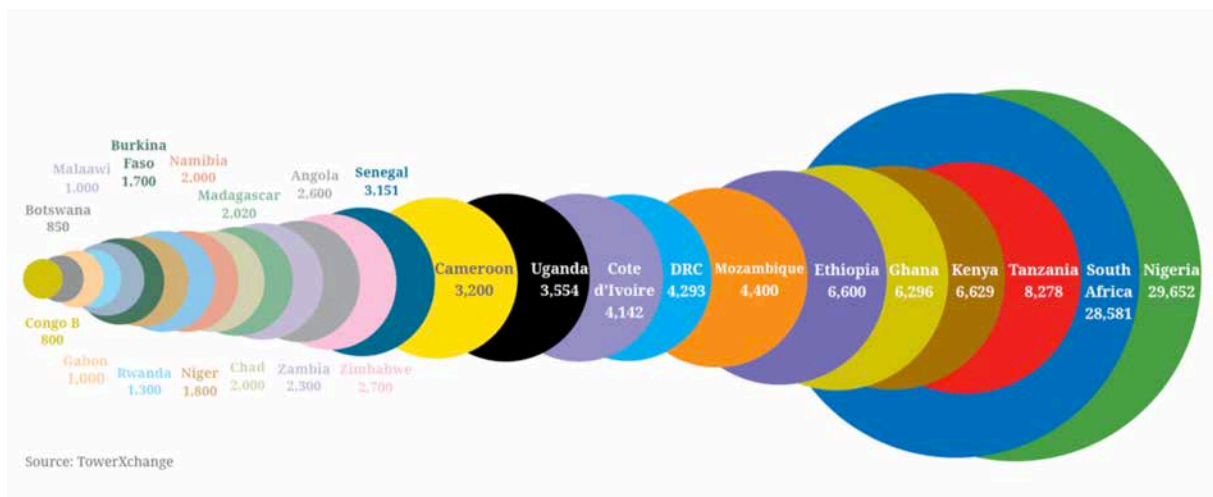


Figure 72 : Densité de pylônes des réseaux de télécommunication des opérateurs de téléphonie mobile pour différents pays d'Afrique en 2019.

(source : <https://www.towerxchange.com/wp-content/uploads/2018/09/TXAfricaDossier2018.pdf>)

Notre étude a été conduite par Ali Doumounia, étudiant au Laboratoire de Matériaux et Environnement (LAME) de l'Université Ouaga I Professeur Joseph Ki-Zerbo du Burkina Faso, dans le cadre de ses travaux de thèse, encadrés par Marielle Gosset, François

Zougmoré et moi-même. Les principaux résultats ont été publiés dans Doumounia et al. (2014) qui est présenté ci-après.

En introduction à cet article, un état de l'art des méthodes d'exploitation des liens de télécommunication commerciaux pour l'estimation des précipitations et leurs fondements théoriques sont exposés. Suit la présentation de l'article de Doumounia et al. (2014) qui décrit le dispositif instrumental et la méthodologie mis en œuvre. Les principaux résultats de l'étude sont présentés et discutés. Les perspectives scientifiques et opérationnelles sont brièvement avancées. L'article tel que publié dans la revue *Geophysical Research Letters* est repris en fin de chapitre.

IV.2 - Fondements théoriques

Dès 2006, différents auteurs (Upton et al. 2005; Messer et al. 2006; Leijnse et al. 2007a; Zinevich et al. 2008) ont proposé d'utiliser les liaisons de télécommunications hertziennes des opérateurs de téléphonie mobile comme moyen alternatif pour mesurer les précipitations. La méthode exploite les propriétés d'atténuation des précipitations dans les fréquences micro-ondes introduites au chapitre II. Ainsi lors de la propagation d'une onde électromagnétique entre deux antennes et en présence de précipitation le long de la liaison, le signal subit une atténuation de sa puissance, liée principalement à l'absorption et à la diffraction de l'onde par les gouttes de pluie (Figure 73). Quantifier l'atténuation de l'onde électromagnétique permet ainsi d'estimer les précipitations moyennes sur la liaison.

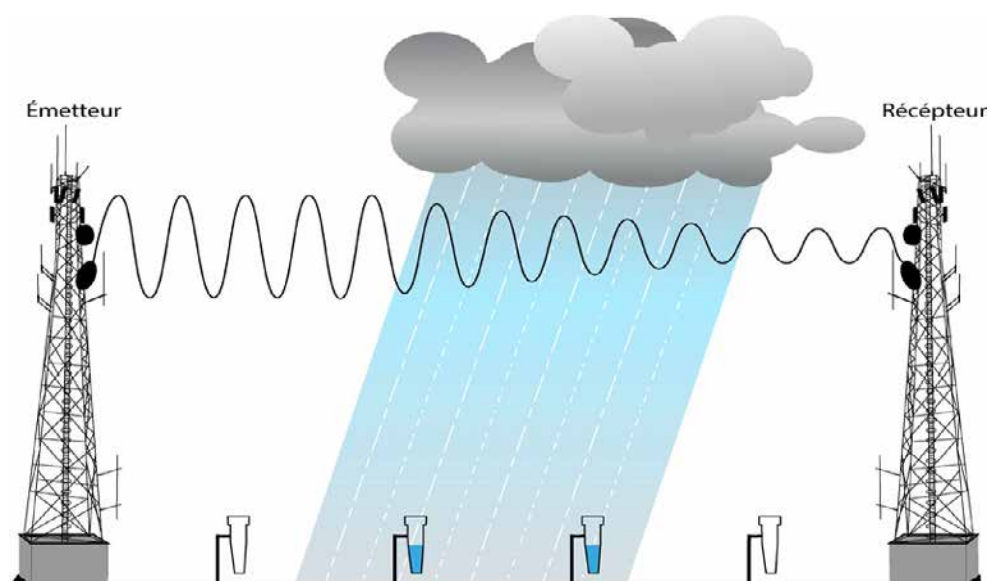


Figure 73 : Schéma de principe de l'atténuation par la pluie d'une onde électromagnétique transmise d'un pylône émetteur à un pylône récepteur.

L'atténuation (Eq.79) du signal entre deux équipements de télécommunication représente la perte de puissance (A_{total}) mesurée entre la station d'émission et la station de réception de l'onde électromagnétique :

$$A_{total} = 10\log(P_{Tx}) - 10\log(P_{Rx}) \quad (79)$$

Où P_{Tx} est la puissance transmise par l'équipement émetteur et P_{Rx} est la puissance reçue par l'équipement récepteur exprimées en Watts et A_{total} est exprimée en dB.

En présence de précipitation, A_{total} est composée des termes suivants :

$$A_{total} = A_{base} + A_{rain} + A_{wa} + A_{other} \quad (80)$$

où A_{base} représente la puissance reçue par le récepteur en l'absence de toute autre forme d'atténuation autres que celles liées aux équipements électroniques et à la propagation du signal dans l'air libre ; A_{rain} , l'atténuation induite par les précipitations au cours du trajet de l'onde électromagnétique ; A_{wa} , l'atténuation liée à la présence d'eau à la surface des antennes ; A_{other} , l'atténuation liée à des origines diverses.

Détection de la ligne de base (A_{base})

A chaque extrémité d'un lien de télécommunication hertzien est associée une unité de radiofréquence (Radio Frequency Unit, RFU en anglais) qui, simultanément, transmet une fréquence Tx et reçoit une fréquence Rx. Généralement les RFU permettent l'enregistrement des niveaux des puissances transmises (Tx power) et reçues (Radio Signal Level, RSL en anglais). Pour garantir le fonctionnement de la liaison, l'opérateur de téléphonie ajoute fréquemment un second lien sur les pylônes présentant une polarité perpendiculaire au premier, l'un étant polarisé verticalement, le second horizontalement ou une fréquence différente.

En l'absence de précipitation, on pourrait supposer que le signal mesuré à l'extrémité d'un lien micro-onde est stable au cours du temps. Or, comme on peut observer sur la figure 74, les puissances mesurées en réception sur les 2 liens à polarité orthogonale A et B (RFU RSL A et B sur la figure 74) fluctuent de quelques décibels en dehors des périodes de pluie caractérisées elles, par une forte perturbation du signal. Les origines de ces fluctuations sont multiples. Elles sont liées aux conditions atmosphériques (température, humidité, pression) (Liebe 1989), à la présence de gouttes en suspension lors d'un épisode de brouillard (Liebe 1993), à la présence de poussières ou d'aérosols (Ho et al. 2004; Xiao-

Ying Dong et al. 2011; Chen and Ku 2012), à des causes mécaniques telles que le désalignement des antennes dû à des rafales de vent sur les structures aériennes ou encore à la présence d'insectes ou de volatiles (oiseaux, chauve-souris) au sein du faisceau hertzien.

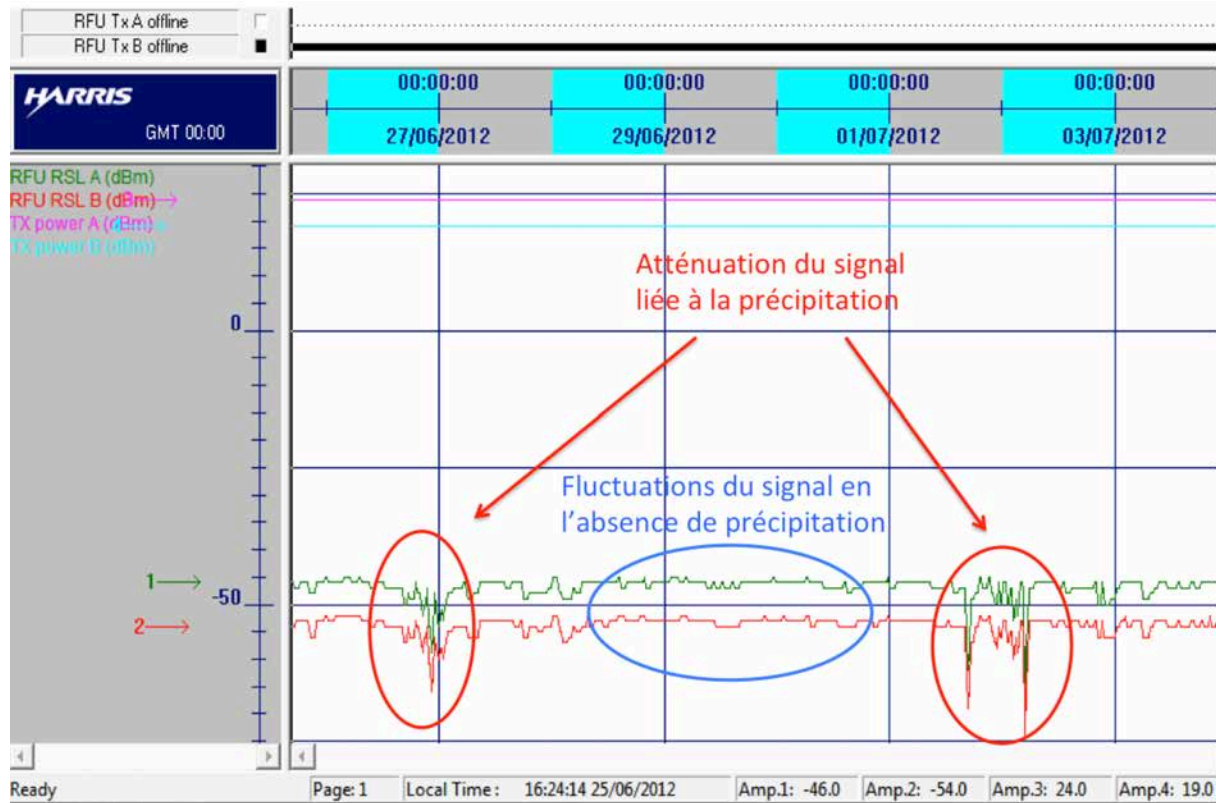


Figure 74 : Copie d'écran du logiciel Paperless Chart Recorder de Harris permettant de visualiser les chroniques des puissances transmises TX A et B (respectivement en rose et en bleu) et reçues RFU RSL A et B (respectivement en vert et en rouge) pour la période du 26 juin au 3 juillet 2012 pour le lien Korsimoro-Kaya au Burkina Faso. Les plus fortes perturbations de signal enregistrées autour du 27 juin 2012 à 0h et autour du 2 juillet 2012 sont liées à la présence de précipitation sur le lien (cercles rouges). En dehors de ces périodes, le signal fluctue de quelques décibels en raison de variations de l'électronique des équipements et de la composition de l'atmosphère (cercle bleu).

La détermination du niveau de réception de la puissance transmise en période sèche est essentielle pour quantifier avec précision l'atténuation due à la pluie et en déduire l'intensité moyenne de celle-ci. Plusieurs techniques ont été proposées dans la littérature afin de discriminer les périodes humides des périodes sèches, l'objectif étant de minimiser le nombre de fausses détections et de non-détection de périodes pluvieuses. Les principales sont listées ci-dessous :

- Leijnse et al. (2007a) propose une méthode très simple basée sur un seuil d'atténuation du signal au-dessus duquel ils considèrent que l'atténuation est induite par la pluie. Ce seuil est construit sur le mode, la valeur la plus observée, de toutes les puissances Rx mesurées sur un lien. Leur jeu de données est issu

de deux liaisons à 38 GHz, d'environ sept kilomètres de long, entre les villes d'Ede et de Wageningen aux Pays-Bas, lors de huit épisodes de pluies principalement stratiformes, sur une période de deux mois, d'octobre à novembre 2003. Facile à mettre en œuvre pour une exploitation en temps réel, cette méthode peut se révéler moins performante si lors de situations de temps sec, des cycles de variations importants de température et d'humidité apparaissent au cours de la journée, pouvant modifier l'atténuation intégrée le long du lien (Wang et al. 2012) ;

- Schleiss and Berne (2010) s'intéressent à la variabilité du signal sur une période de temps glissante. En début de période de pluie, la variance du signal croît significativement. Les auteurs déterminent alors un seuil de variance pour partitionner les périodes sèches et humides. L'ajustement de la durée de la fenêtre temporelle est lié aux conditions locales de la variabilité de la pluie et au pas d'échantillonnage des mesures pouvant différer d'un équipement à l'autre (pas d'échantillonnage de 1s pour les récepteurs Aviat Telecom, toutes les 15mn pour Alcatel/Nokia et Ericsson).
- Rahimi et al (2003) proposent d'utiliser la redondance d'information entre 2 liens superposés, à différentes polarités, ou différentes fréquences, ou dans un environnement proche si un tel équipement est accessible. En présence de précipitations, la corrélation des deux signaux de puissance reçue augmente significativement, permettant de discriminer les périodes sèches des périodes humides. Pour leur étude, les auteurs utilisent deux liens à double-fréquence dédiés à leur expérience. De février 2000 à octobre 2001 près de Bolton en Angleterre, un premier lien de 23,3 km (12,8 GHz et 17,6 GHz) enregistre 112 événements pluvieux et de juin 2001 and mai 2002, un second de 13,9 km (13,9 GHz et 22,9 GHz) complète le jeu de donnée de 52 épisodes de pluie.
- Chwala et al. (2012) ont développé une méthode de partitionnement obtenue par comparaison des spectres d'amplitude d'une période donnée avec ceux issus de longues périodes sèches et humides passées. Il s'appuie sur un jeu de données important, constitué de juillet à octobre 2010, à partir de 5 liens de l'opérateur de téléphonie mobile Ericsson, distribués, pour 3 d'entre eux (18,7GHz/4km ; 15GHz/17,1km ; 23GHz/10,4km), dans la vallée de Garmisch-Partenkirchen et deux autres (15GHz/17,4km ; 18,7GHz/10,2km) dans la zone préalpine proche du Mont Hoher Peißenberg en Allemagne. Des centrales d'acquisition directement connectées sur les équipements de

télécommunication, permettant d'échantillonner le signal toutes les 60 secondes avec une résolution d'amplitude de 0.05 dB ;

- Des méthodes probabilistes, plus complexes, ont été publiées mettant en œuvre des algorithmes basés sur des graphes de facteurs (Reller et al. 2011) ou utilisant une approche bayésienne basée sur des modèles de Markov (Wang et al. 2012). La première permet de prendre en compte les variations temporelles de la ligne de base tandis que la seconde permet de se passer d'un paramètre de seuil estimé empiriquement.

Pour l'étude qui suit, l'approche proposée par Schleiss and Berne (2010) a été retenue, du fait de sa simplicité de mise en œuvre et de sa faculté à s'adapter à une modification de la puissance émise ou du gain de la chaîne de réception.

De l'atténuation à l'intensité de la pluie (A_{rain})

Comme discuté au chapitre II, l'atténuation du signal « k » induite par les précipitations le long du trajet est liée à la section efficace d'atténuation (ou d'extinction) (Eq. 26). Atlas and Ulbrich (1977) ont approximé l'atténuation spécifique comme :

$$k = 4,343 \cdot 10^3 C_\lambda \int_{D_{min}}^{D_{max}} D^n N(D) dD \quad (81)$$

où C_λ et n dépendent à la fois de la longueur d'onde et de la température. En première approximation, $n = 4$ en bande C et X, ce qui rend « k » proche du moment d'ordre 4 de la DSD. Il est alors possible de relier l'atténuation spécifique k à une relation puissance de l'intensité pluviométrique R comme vu précédemment (Eq. 34).

Entre un pylône émetteur et un pylône récepteur, distant d'une distance L, k varie avec la variabilité des précipitations. Ainsi l'atténuation liée à la pluie, A_{rain} , est égale à l'intégrale sur la distance L des atténuations spécifiques :

$$A_{rain} = \int_0^L k(x) dx \quad (82)$$

En substituant dans l'équation précédente k par l'équation (Eq.34), on peut alors exprimer l'atténuation liée à la pluie en fonction de l'intensité des précipitations :

$$A_{rain} = c \int_0^L R(x)^d dx \quad (83)$$

Atlas and Ulbrich (1977) ont montré que pour des fréquences proches de 33GHz, l'exposant d est égal à 1. La relation k(R) est alors quasiment linéaire et l'équation (Eq. 83) s'exprime par :

$$A_{rain} \approx c \left[\int_0^L R(x) dx \right]^d \quad (84)$$

Il est possible de calculer l'atténuation spécifique moyenne en fonction de la précipitation moyenne en divisant chaque partie de l'équation précédente par la longueur du lien L :

$$\bar{k} = \frac{A_{rain}}{L} \approx c \bar{R}^d \quad (85)$$

Inverser cette relation, permet d'atteindre l'intensité moyenne de la précipitation à l'origine de l'atténuation du signal microonde sur la distance séparant les deux pylônes :

$$\bar{R} \approx a \bar{k}^b \approx a \left(\frac{A_{rain}}{L} \right)^b \quad (86)$$

Avec $a = (1/c)^d$ et $b = 1/d$

Sensibilité des paramètres de la relation k-R

Influence du choix de la fréquence

La plupart des réseaux hertziens urbains des opérateurs mobiles utilisent des fréquences comprises entre 13Ghz et 40Ghz. Ces fréquences offrent des avantages en termes de largeur de bande passante et de taille des équipements mais présentent des facteurs d'atténuation relativement élevés en présence d'événements précipitants. Ils sont donc réservés pour des distances relativement courtes de l'ordre de quelques kilomètres.

A partir d'un jeu de données de DSD acquis par Wessels (1972) aux Pays Bas en 1968, Leijnse et al. (2010) ont calculé la sensibilité du coefficient « a » et de l'exposant « b » de

la relation k-R au choix de la fréquence mise en œuvre (Figure 75). Pour une plage de fréquence de 5 à 50GHz, le coefficient « a » varie d'un facteur 100, passant d'une valeur proche de 300 à 2, avec une certaine linéarité de la décroissance pour des fréquences comprises entre 10 et 80GHz. L'exposant « b » présente des valeurs entre 0.7 et 1.375 pour des fréquences comprises entre 50 et 90GHz avec un minimum à 0.7 pour une fréquence de 7GHz. A 35GHz l'exposant « b » est égal à 1, ce qui rend la relation k-R linéaire. Mais pour toutes autres fréquences, une attention particulière doit être apportée au choix de la DSD et à la température du milieu dans le calcul des paramètres de la relation k-R afin de limiter les biais et les incertitudes associées.

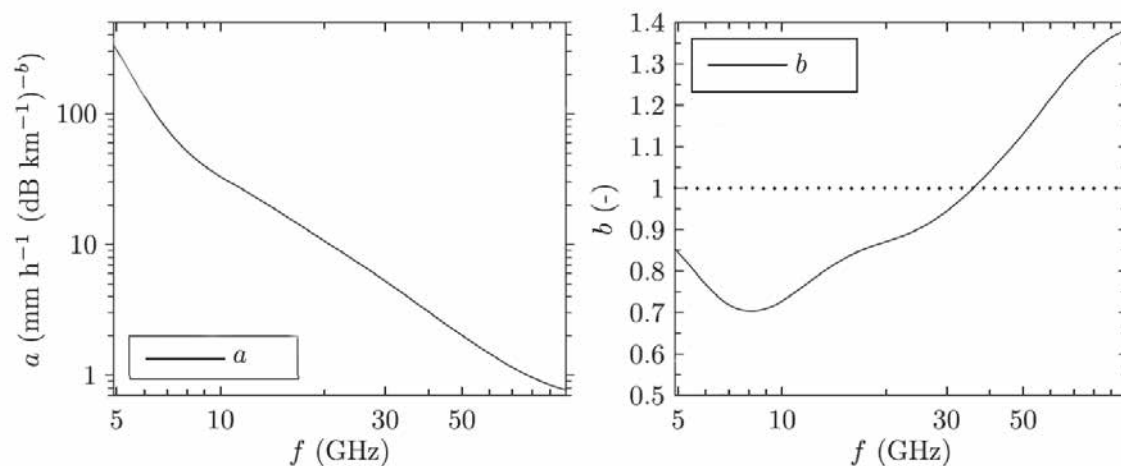


Figure 75 : Sensibilité du coefficient a (à droite) et de l'exposant b (à gauche) de la relation k-R en fonction de la fréquence mise en œuvre. (d'après Leijnse et al. 2010)

Influence de la disdrométrie

Plusieurs auteurs ont évalué l'impact de différents modèles de DSD sur le calcul des coefficients de la loi k-R et sur la restitution de la pluie (Leijnse et al. 2010; Doumounia 2016; [Khanal et al. 2019](#)). Sur le jeu de données de Wessels (1972), Leijnse et al. (2010) ont montré la sensibilité de la loi k-R à la DSD aux fréquences de 10 et 30 GHz. Pour une fréquence de 30 GHz, les variations de la DSD n'impactent pas ou peu les paramètres de la relation k-R, du fait de sa quasi-linéarité (Figure 76b). Une même relation k-R peut donc être mise en œuvre pour différents types de régime pluviométrique. Par contre, à une fréquence de 10 GHz, les paramètres de la loi k-R sont alors sensibles au type de précipitation et la linéarité de cette loi n'est plus observée (Figure 76a). La DSD apparaît comme un critère important de l'estimation quantitative des précipitations pouvant engendrer des biais importants.

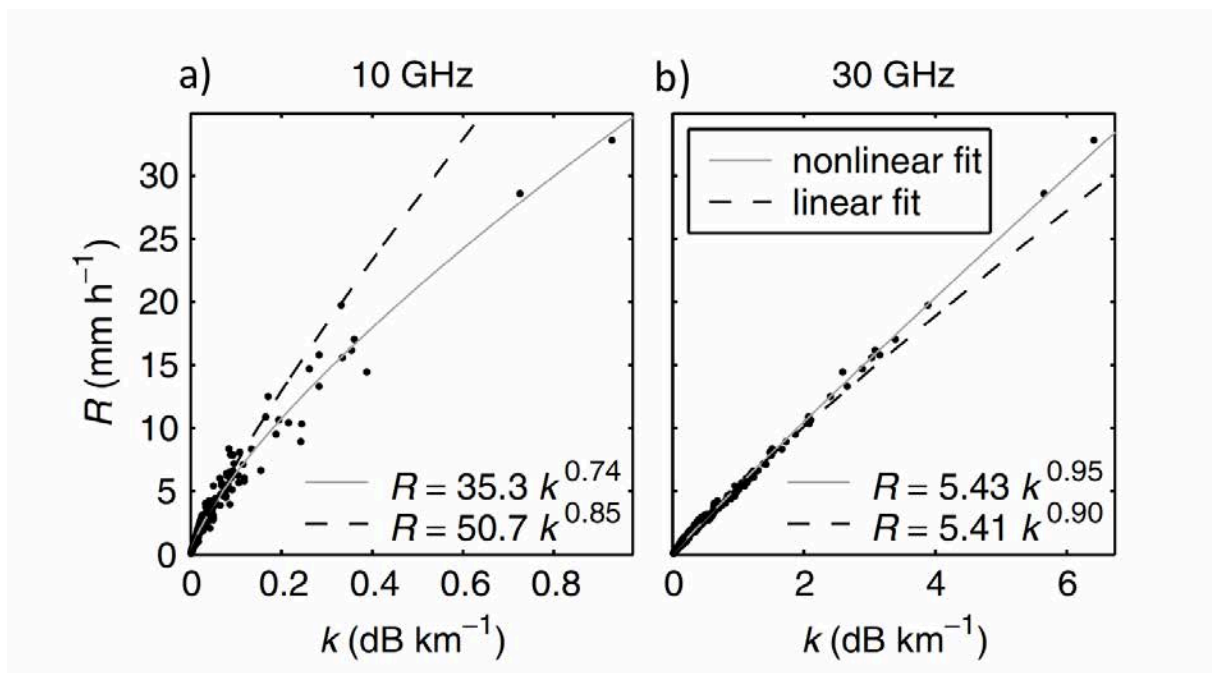


Figure 76 : Résultats des ajustements des relations de puissance k-R aux fréquences de 10 GHz (a) et 30 GHz (b). Les ajustements polynomiaux sont représentés par les lignes grises continues et les ajustements linéaires des logarithmes par les lignes noires pointillées. (d'après Leijnse et al. 2008)

Doumounia (2016), dans sa thèse, a étudié l'évolution de l'atténuation spécifique pour différentes modélisations de DSD sur l'Afrique de l'Ouest proposées par Moumouni et al. (2008) et Ochou et al. (2007). L'atténuation spécifique « k » est calculée aux fréquences de 7 GHz, 9.4 GHz et 13 GHz, pour des intensités de pluie allant jusqu'à 60 mm.h⁻¹ et différentes températures (Figure 77). A ces fréquences, il confirme la non-linéarité de la relation k-R et sa dépendance à la disdrométrie, exprimée à travers les différentes lois de calage. Du fait d'une proportion importante des grosses gouttes dans la traîne stratiforme des lignes de grain (Moumouni et al. 2008), la loi k-R calée sur le modèle gamma des précipitations stratiformes soudano-sahéliennes au Bénin tend à produire les atténuations plus importantes aux fortes intensités de pluie (Figure 77d). Mais sous les trains stratiformes, les intensités de pluie dépassent rarement les 10mm.h⁻¹.

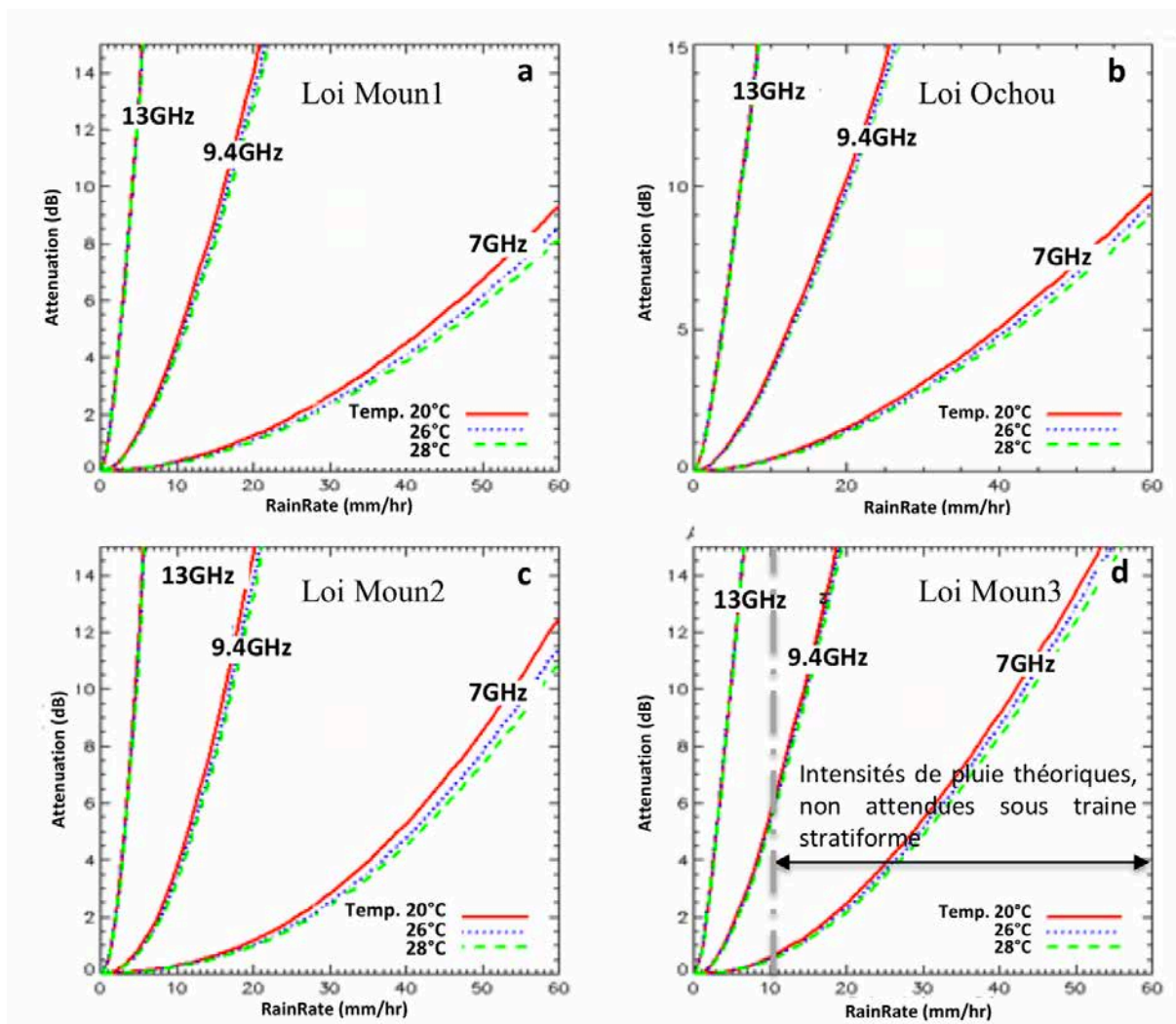


Figure 77 : Atténuation spécifique simulée pour des températures 20°, 26° et 28° Celsius et des fréquences de 7 GHz, 9.4 GHz et 13GHz, pour un lien de 30km pour différentes DSD : a) Loi gamma calée sur des précipitations soudano-sahéliennes au Bénin (Eq. 76) b) Loi lognormale calée sur des précipitation d’Afrique de l’Ouest (Eq. 74) c) Loi gamma calée sur des précipitations convectives soudano-sahéliennes au Bénin (Eq. 77) et d) Loi gamma calée sur des précipitations stratiformes soudano-sahéliennes au Bénin (Eq. 78). (lois a, c et d d’après Moumouni et al. (2008) et loi b d’après Ochou et al. (2007)). Graphiques adaptés de Doumounia (2016)

Par ailleurs, la hauteur des liens de télécommunication n’excède pas une centaine de mètres et l’ouverture de leur antenne en émission et en réception étant relativement étroite (de l’ordre de quelques degrés), le signal se propage au sein d’un milieu où la phase des hydrométéores reste homogène, à la différence des radars météorologiques qui, rapidement en fonction de la distance au radar et de l’angle d’élévation de l’antenne, peuvent observer au sein d’un même volume de résolution des hydrométéores sous différentes phases. De ce fait et compte tenu de la longueur relativement faible des liens (< 30km), l’incertitude liée un changement de phase des hydrométéores sur le trajet de l’onde est très limitée.

Sensibilité à la température du milieu

Comme la relation k-R aux fréquences proches de 33GHz est quasi linéaire, elle reste très peu sensible aux variations de température (Leijnse et al. 2007a). Le coefficient « a » varie très faiblement et l'exposant « b » est proche de 1. Lorsque la relation k-R est non-linéaire, le coefficient « a » croît avec la température alors que l'exposant « b » décroît (Figure 78). Cette corrélation inverse tend à minimiser la dépendance de la température sur la relation k-R. Les tests réalisées par Doumounia (2016) confirment le faible impact de la température sur la relation k-R (Figure 77) [Leijnse et al. 2010 ; Berne and Uijlenhoet 2007).

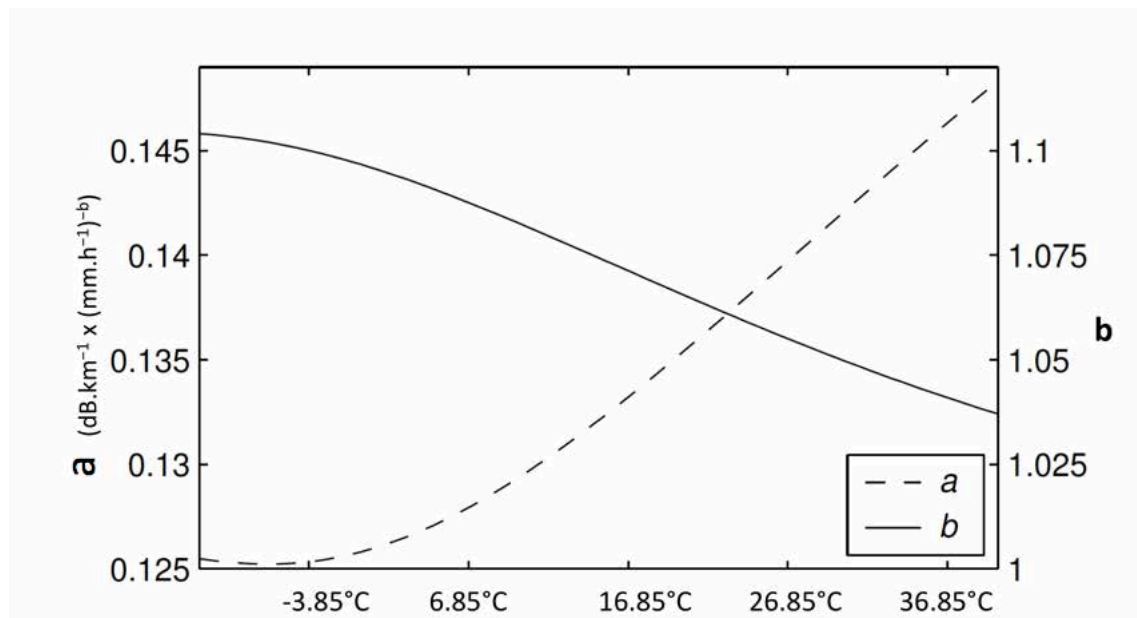


Figure 78 : Dépendance à la température du milieu des paramètres de la relation k-R pour les distributions de taille des gouttes mesurées par Wessels (1972) pour un lien à 27GHz (Adapté de Leijnse et al. 2007b)

Effet de la pluie sur les antennes (A_{wa})

En présence de pluie ou de rosée, une mince pellicule d'eau, des gouttelettes ou des filets d'eau peuvent être présents à la surface de la couche protectrice des antennes de communication. A l'instar des radômes radar, il en résulte une atténuation (A_{wa}) de l'onde électromagnétique. Cette atténuation s'ajoute à celle engendrée par les précipitations présentes sur le trajet du signal micro-onde. A_{wa} constitue une source importante d'erreur et doit être soigneusement quantifiée pour éviter de biaiser le résultat de l'inversion de la relation k-R (Kharadly and Ross 2001; Minda and Nakamura 2005; Leijnse et al. 2008; Fencil et al. 2015; Moroder et al. 2020). En fonction de la longueur du lien, le poids relatif de A_{wa} , pour la détermination de A_{total} , est plus ou moins important : si la distance entre les antennes est importante alors l'atténuation induite par la pluie sera plus importante et

la probabilité qu'une seule antenne soit soumise à la pluie est plus forte (Leijnse et al. 2008).

Différentes approches sont proposées dans la littérature pour modéliser cette atténuation :

- Des expérimentations réalisées à l'aide d'arroseurs automatiques ont mis en évidence une dépendance de A_{wa} à l'intensité de la pluie appliquée sur l'antenne. Kharadly and Ross (2001) modélise A_{wa} comme une fonction exponentielle de l'atténuation totale le long du lien :

$$A_{wa} = C (1 - e^{-dA_{total}}) \quad (87)$$

ou C représente l'atténuation maximale mesurée expérimentalement avec les arroseurs automatiques,

d est un paramètre à ajuster en fonction des observations et des résultats expérimentaux.

Ce modèle (Eq. 87) est questionné, du fait qu'il ne repose pas sur des bases physiques (A_{wa} croît avec la longueur du lien) et que dans la pratique on ne peut pas estimer le paramètre « d » du modèle sans connaître a priori A_{wa} .

Minda and Nakamura (2005) introduisent un seuil maximum d'atténuation considérant que l'épaisseur du film d'eau à la surface de l'antenne ne peut atteindre qu'une épaisseur limitée. Ils introduisent également une décroissance exponentielle de A_{wa} après la pluie, correspondant à un écoulement et une évaporation lente de l'eau à la surface de l'antenne. Minda and Nakamura (2005) et Leijnse et al. (2007b) estiment cette période relativement courte, de quelques minutes (respectivement 6 et 3 mn) mais l'étude de Schleiss and Berne (2010) fait état d'une durée plus longue, de plusieurs heures avant un retour à un état initial d'avant l'épisode pluviométrique.

- Un modèle dynamique est proposé par Schleiss et al. (2013). Ils préconisent que les modèles doivent vérifier trois propriétés pour être valides : 1) le modèle doit présenter un seuil haut, A_{wa} ne peut croître indéfiniment ; 2) la valeur de A_{wa} croît exponentiellement avec la pluie jusqu'à atteindre la valeur de seuil ; 3) dès lors que la pluie cesse, la valeur de A_{wa} décroît exponentiellement jusqu'à zéro.

- En faisant l'hypothèse que la pluie engendre une fine pellicule d'eau à la surface de l'antenne, Leijnse et al. (2008) propose une expression de l'atténuation induite par une antenne constituée d'un assemblage de couches successives d'eau, d'air et d'un revêtement de protection. A partir des indices complexes de réfractivité (Eq. 8) de chacune des matières, indices dépendants de la fréquence de l'onde électromagnétique du lien, l'atténuation A_{wa} est calculée pour différentes fréquences et différentes intensités de pluie (Figure 79). L'épaisseur de la couche d'eau est une fonction puissance de l'intensité de la pluie, ce qui suppose une bonne connaissance à priori de celle-ci ;

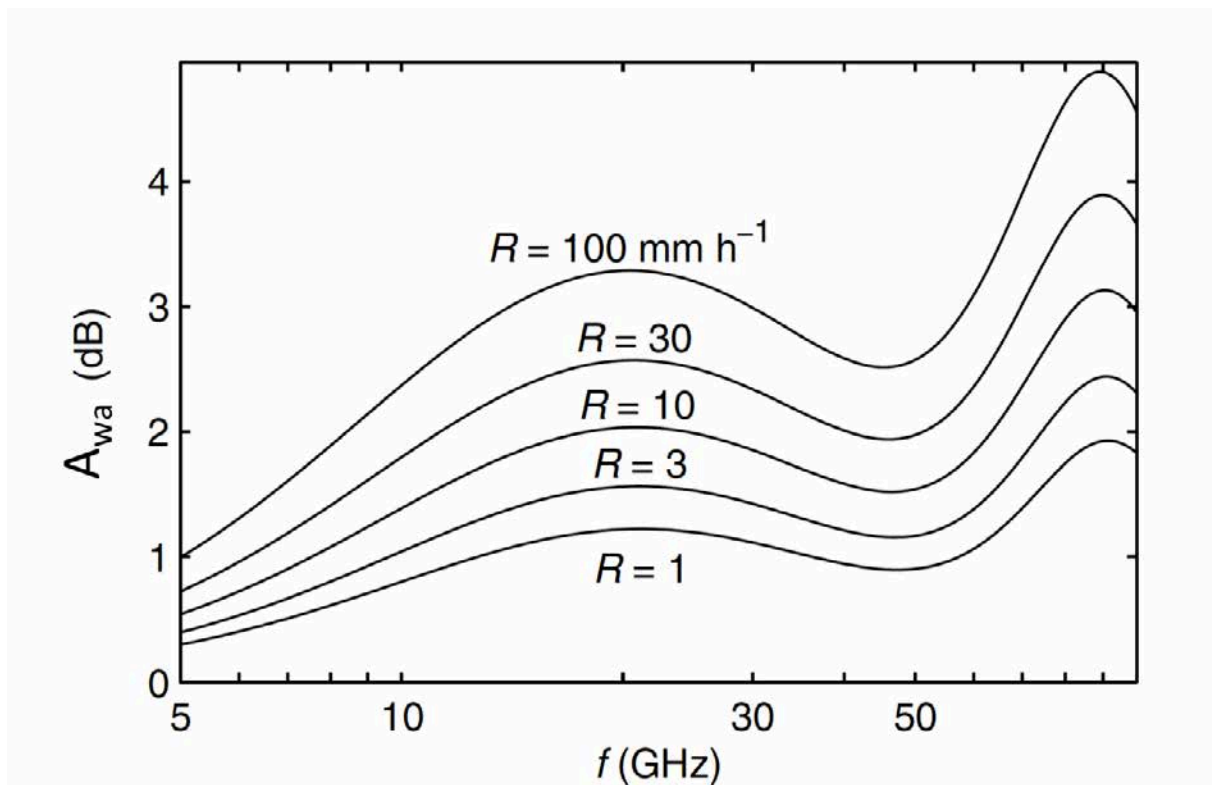


Figure 79 : Atténuation induite par les précipitations sur une antenne de télécommunication, pour différentes intensités de pluie, en fonction de la fréquence de l'onde électromagnétique (d'après Leijnse et al. 2008)

- Dans une étude portant sur 2400 liens aux Pays Bas, Overeem et al. (2011) proposent de modéliser l'atténuation due aux pluies sur les antennes par une constante de 2.3 dB par lien. Cette hypothèse se base sur des conditions locales fortes : les liens présentent principalement des fréquences comprises entre 37 et 40 GHz, d'une résolution temporelle à 15 mn, et des distances relativement courtes de l'ordre de 3 km ; les précipitations régionales sont principalement stratiformes et d'intensité régulières. Cette simplification peut être appropriée dans un contexte opérationnel de suivi des précipitations aux échelles nationales mettant en œuvre un nombre important de liens.

Chaque étape du processus de quantification de l'atténuation induite par la pluie sur le signal microonde et sa phase d'inversion en intensité de pluie, induit son lot d'erreur qui engendre une incertitude sur les cumuls de précipitations estimés. Différentes études ont porté une attention particulière à ces erreurs afin de quantifier l'incertitude sur les résultats fournis. Leijnse et al. (2010), Zinevich et al. (2010) et Berne and Uijlenhoet (2007) se sont intéressés à la variabilité de la DSD le long du lien. Zinevich et al. (2010) traitent également des erreurs liées à l'atténuation due aux précipitations sur les antennes et à la variabilité de la ligne de base et à la détection des périodes sèches et humides.

Autres sources d'atténuation (A_{others})

L'oxygène et la vapeur d'eau sont les principales autres sources d'atténuation (A_{others}) d'une onde électromagnétique se propageant entre 2 pylônes de télécommunication. En atmosphère sèche, sur la plage de fréquence de 1 à 1000 GHz, Liebe et al. (1993) ont confirmé, par des mesures en laboratoire, 2 raies d'absorption par l'oxygène : une première relativement large (de 54 à 66 GHz), centrée sur la fréquence de 60 GHz et une seconde à 118,75 GHz (Figure 80). A ces fréquences, pour une pression atmosphérique de 1013 mb et une température de 6° C, l'atténuation due à la présence de l'oxygène dans l'atmosphère est respectivement de l'ordre de 15 dB.km⁻¹ et 1 dB.km⁻¹. En dessous de 10 GHz, l'effet de l'oxygène sur les ondes centimétriques est négligeable (< 0.01 dB.km⁻¹).

L'atténuation due à la vapeur d'eau se caractérise par un continuum d'absorption présentant 3 raies à 22,23 GHz, 183,3 GHz et 320 GHz (Figure 80) qui dépendent de trois paramètres météorologiques : la pression, la température et la teneur en vapeur d'eau de l'atmosphère. L'atténuation d'une onde électromagnétique de fréquence proche de 22 GHz, sous un taux humidité à 100% et une pression de 1013 mbar, est relativement important, de quelques dixièmes de dB par kilomètre (0,1 dB.km⁻¹ à 0°C, 0,5 dB.km⁻¹ à 20°C et 0,9 dB.km⁻¹ à 30°C) (Figure 81a).

En présence de brouillard, l'atténuation par les fines particules d'eau en suspension ne cesse de croître avec l'augmentation de la fréquence. Pour des fréquences proches de 22 GHz, les atténuations engendrées peuvent atteindre 1 dB.km⁻¹ pour une teneur en eau de l'ordre de 1 g.m⁻³ à 30°C et jusqu'à 11 dB.km⁻¹ pour des fréquences proches de 60 GHz (Figure 81b). Ces valeurs d'atténuation sont importantes et peuvent conduire à des fausses alertes lors de détection de pluie, mais permettent l'utilisation de liens de télécommunications commerciaux pour la détection d'événement de brouillard intense (David et al. 2013, 2015).

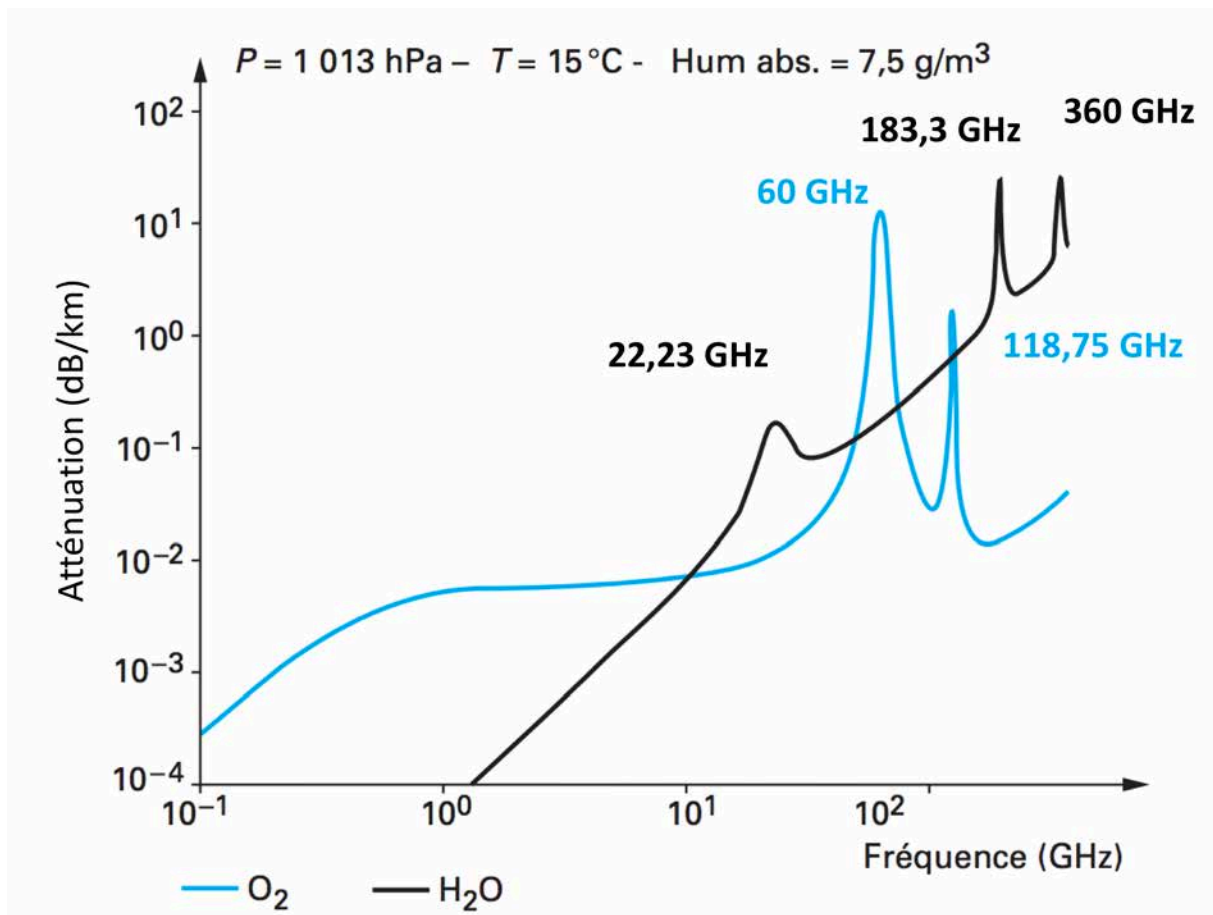


Figure 80 : Absorption des ondes électromagnétiques par l'oxygène (ligne bleue) et la vapeur d'eau (ligne noire) sur la gamme de fréquence de 1 à 1000 GHz (d'après Castanet and Lassudrie-Duchesne 2008)

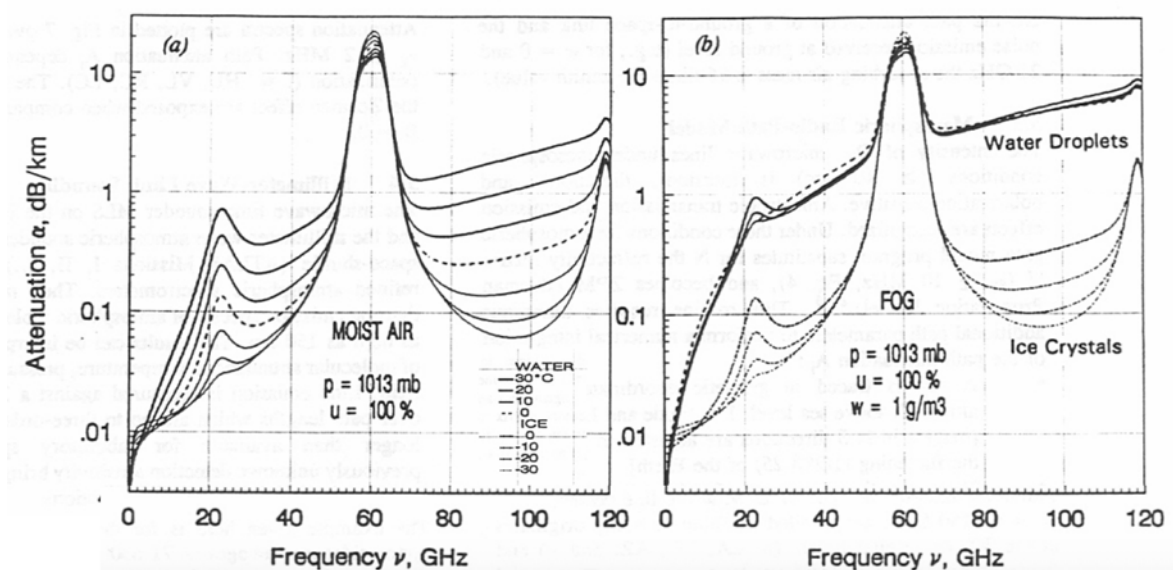


Figure 81 : Modélisation de l'atténuation des signaux microondes de 1 GHz à 120 GHz en présence de vapeur d'eau (a) et sous brouillard ($w=1\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$) (b) pour différentes températures pour une pression atmosphérique de 1013 mbar et une humidité relative de 100% (d'après Liebe 1993)

Différentes études ont montré que la présence de sable ou de poussière sur le trajet de l'onde électromagnétique peut induire une atténuation du signal si la concentration de particules dans l'atmosphère est forte (Abuhdima and Saleh 2010; Xiao-Ying Dong et al. 2011; Chen and Ku 2012; Islam et al. 2014). L'atténuation croît exponentiellement avec la diminution de la visibilité et augmente avec l'accroissement de la fréquence (Figure 82). En Afrique de l'Ouest, un front de rafale à l'avant d'une ligne de grain soulève d'importante quantité de poussière et de nombreuses particules de sable, et peut donc être à l'origine de fausses alertes de détection de la pluie.

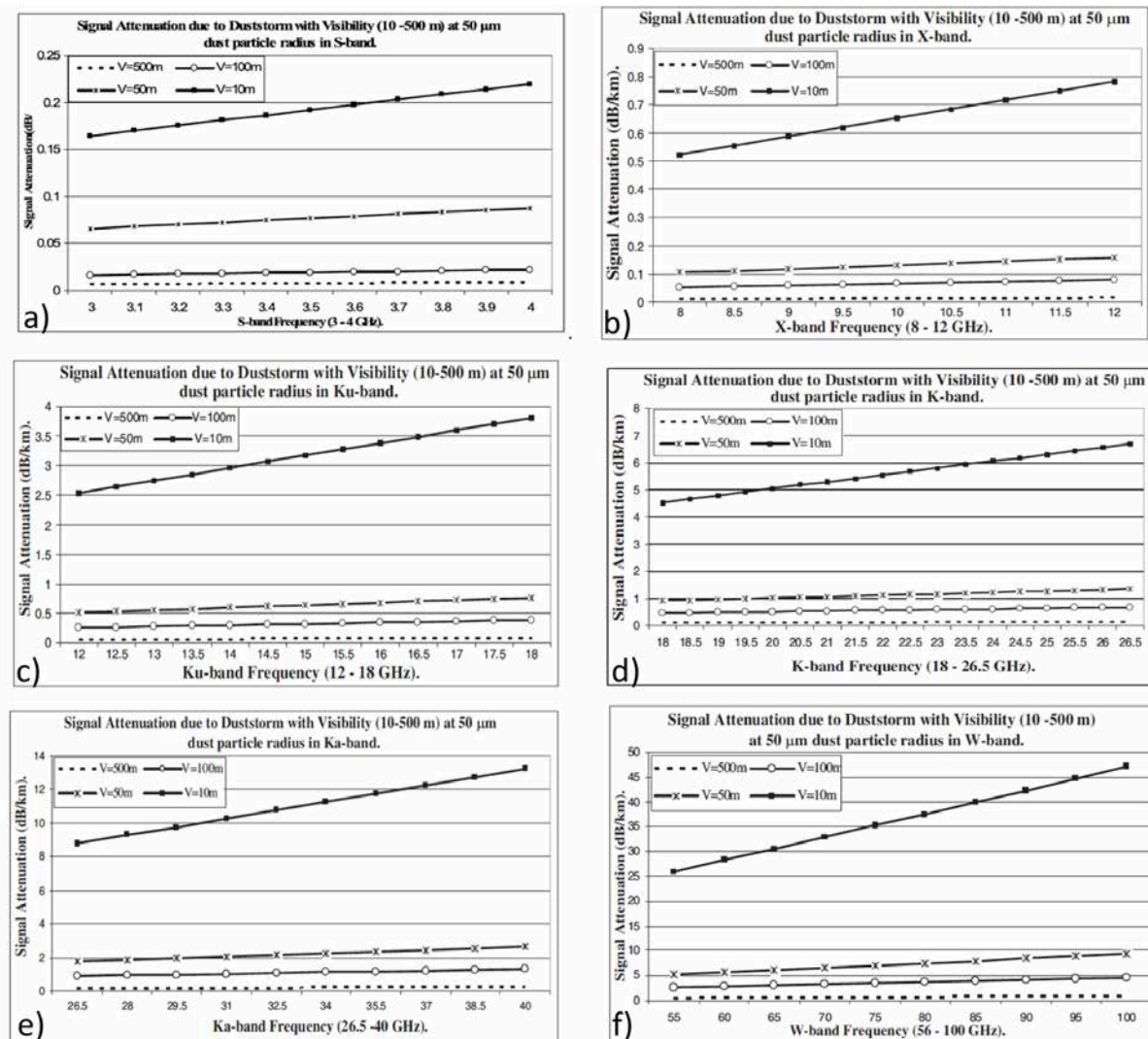


Figure 82 : Modélisation de l'atténuation par la présence de particule de sable sur le trajet d'une onde électromagnétique en fonction de la visibilité (10, 50, 100, 500m) pour différentes gammes de fréquences de 3 GHz à 4 GHz (a), de 8 GHz à 12 GHz (b), de 12 GHz à 18 GHz (c), de 18 GHz à 16,5 GHz (d), de 26,5 GHz à 40 GHz (e) de 56 GHz à 100GHz (f), (extrait de Islam et al. 2010)

Messer (2018) dresse une revue bibliographique des principales contributions publiées sur l'utilisation des liens commerciaux de télécommunications pour le suivi des précipitations et de différentes conditions atmosphériques.

IV.3 - Apport des réseaux de téléphonie mobile pour estimer les précipitations au sol : première étude en Afrique de l'Ouest.

Le dispositif de mesure

Financé par le CNES et dédié à la validation au sol des produits issus du satellite Mégha-Tropiques¹⁵, le super site de validation Mégha-Tropique à Ouagadougou, région centrale du Burkina Faso, a contribué au dispositif de mesure de notre étude. Les objectifs étaient de fournir des estimations quantitatives des précipitations pour la validation des produits de cumuls journaliers L2 de BRAIN (Viltard et al. 2006) et d'apporter des informations statistiques sur les différents hydrométéores en phase solide qui composent les trains stratiformes des systèmes précipitants sahéliens (Cazenave et al. 2016). En partenariat avec la Direction Générale de la Météorologie du Burkina Faso et Université de Ouagadougou, le site a été instrumenté avec le radar polarimétrique Xport complété d'un réseau de 17 pluviographes de mars 2012 à juin 2014 (Figure 1 de Doumounia et al. 2014).

Grâce aux collaborations développées entre le laboratoire LAME et l'opérateur de téléphonie mobile Télécel Faso au Burkina Faso, nous avons eu accès en 2012, aux informations techniques de 3 liens de télécommunication situés au nord de Ouagadougou (Figure 1 partie basse de Doumounia et al. 2014). Des difficultés techniques liées à l'exploitation des liens, nous ont contraint à limiter notre étude au seul lien « Korsimoro-Kaya » pour la première année. Par la suite, à partir de 2013, nous avons pu étendre notre zone d'étude au plateau central du territoire burkinabé en accédant à une dizaine d'autres liens situés à Ouagadougou et en périphérie de la ville (Figure 1 partie haute de Doumounia et al. 2014).

L'étude de Doumounia et al. (2014) porte sur l'exploitation des données d'émission et de réception du lien « Korsimoro-Kaya » à des fins d'estimation des précipitations. Le lien, orienté sud-nord, parcourt une distance de 29 km. Il est équipé d'une station TRuepoint™ 500 de chez Aviat télécom (anciennement Harris Corporation) opérant à 7Ghz en polarisation horizontale. La gestion technique du système permet d'enregistrer des variations des signaux Tx (transmission) et Rx (réception) de 1 dB à la seconde. Ces données sont archivées dans des fichiers binaires de type PCR (Paperless Chart Recorder), format propriétaire d'Aviat Télécom, pour lequel un logiciel de visualisation des séries temporelles est à la disposition de ses clients néanmoins la société refuse de fournir une documentation de spécification sur la structure du fichier.

¹⁵ <http://meghatropiques.ipsl.polytechnique.fr>

L'analyse de la structure binaire de fichiers PCR fournis par Telecel Faso a permis de comprendre et de déchiffrer le codage des informations (Figure 83) et de développer une routine d'extraction des données utiles pour mener à bien nos objectifs scientifiques.

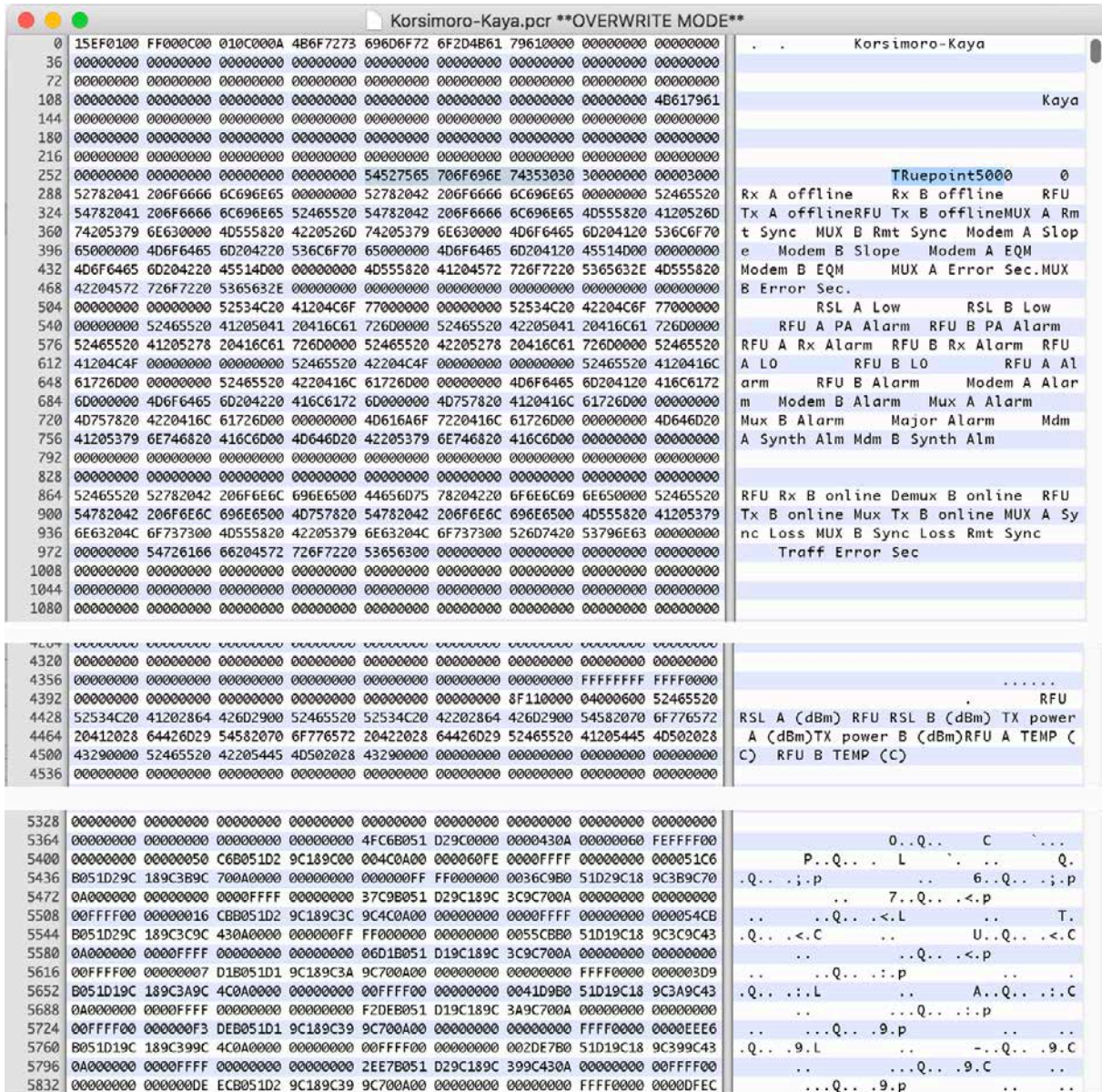


Figure 83 : Visualisation d'extraits d'un fichier PCR du lien Korsimoro-Kaya au Burkina Faso. La partie haute présente les métadonnées du fichier, la partie intermédiaire liste les variables enregistrées, la partie basse présente la série chronologique de ces variables codée en binaire.

Discussion

L'extraction de l'atténuation de base a été conduite en suivant la méthode proposée par Schleiss and Berne (2010), à partir d'un seuil de variance sur des fenêtres glissantes de 5 minutes. La puissance du signal de réception en période sèche (ligne de base) est la moyenne du signal sur l'heure qui précède la détection d'une période humide (période de pluie). Elle servira de niveau de référence pour l'extraction de l'atténuation liée à la précipitation pour la durée de l'événement pluvieux.

Le coefficient « a » et l'exposant « b » de la relation A-R (Eq. 83), équation qui relie l'atténuation spécifique et l'intensité de pluie (Figure 77c), ont été calculés à partir des données disdrométriques acquises au cours de la campagne AMMA-CATCH sur la Haute Vallée de l'Ouémé au Bénin entre 2005 et 2007 (Moumouni et al. 2008). Pour une fréquence de 7 GHz, une température de 26°C et une disdrométrie portant uniquement sur des événements de type convectif, les simulations du code de Mie ont permis de déterminer un préfacteur « a » égal à 159×10^{-6} et un exposant « b » de 1.827 (équation 2 de [Doumounia et al. 2014](#)).

La présence du radar Xport à proximité du lien (entre 70 et 100 km du site du radar) a permis de vérifier la pertinence de cette relation. L'étude de la variabilité de la pluie distribuée le long du lien et de l'atténuation associée a conduit à réévaluer le préfacteur « a » de la relation de l'ordre de 25%, tout en conservant pratiquement inchangé l'exposant « b » ($a'=197 \times 10^{-6}$; $b'=1.854$). Cette correction est liée au caractère non-homogène de la pluie sur un lien relativement long (29km), et à la non-linéarité de la relation k-R à la fréquence de 7 GHz qui induit, entre autres, une sensibilité aux variations de DSD.

Le pas d'échantillonnage de 1 dB en amplitude sur les signaux Rx et TX, imposé par l'équipement d'Aviat Telecom, est trop important pour la détection des faibles intensités de pluie. Ainsi pour générer une atténuation de 1dB sur le signal Rx, il faut observer un taux de précipitation d'environ 16 mm/h sur la longueur du lien (équation 3 de [Doumounia et al. 2014](#)). Mais du fait de la non linéarité de la loi, l'imprécision de la mesure décroît au fur et à mesure de l'augmentation de l'intensité des précipitations. Dès 50 mm/h, un accroissement de 2 mm/h de l'intensité de pluie engendre une atténuation supplémentaire de 1 dB sur Rx.

Au Sahel, 70% du total annuel de précipitation est produit par des intensités de pluie supérieures à 13 mm.h^{-1} (Balme et al. 2006). Ces pluies de nature fortement convective permettent de contrebalancer ce manque de sensibilité aux faibles précipitations des liens à 7 GHz.

Résumé des principaux résultats

Sur les deux mois pluvieux de juillet et août 2012, les cumuls de pluie estimés à partir du lien « Korsimoro-Kaya » ont été comparés aux mesures au sol du pluviomètre à auget basculant installé sous le lien, dans la municipalité Boussouma ($12^{\circ}54'28.8''\text{N}$; $1^{\circ}4'8.4''\text{O}$). Les cumuls totaux obtenus sur la période sont proches (biais de 7.5%), respectivement établis à 600mm et 645mm au pluviographe et au lien microonde. La dynamique de

répartition des précipitations, tout au long des 2 mois, est excellente ($R^2=0,81$) (Figure 84). La méthode a généré uniquement une fausse détection de pluie et a seulement manqué trois événements sur une vingtaine de jours pluvieux. Ces scores augmentent dès lors que l'on applique un seuil de cumul précipitant moyen journalier non nul. Ils atteignent 95% de détection et un biais de 8% pour des précipitations ayant produit au moins 5 mm/jour.

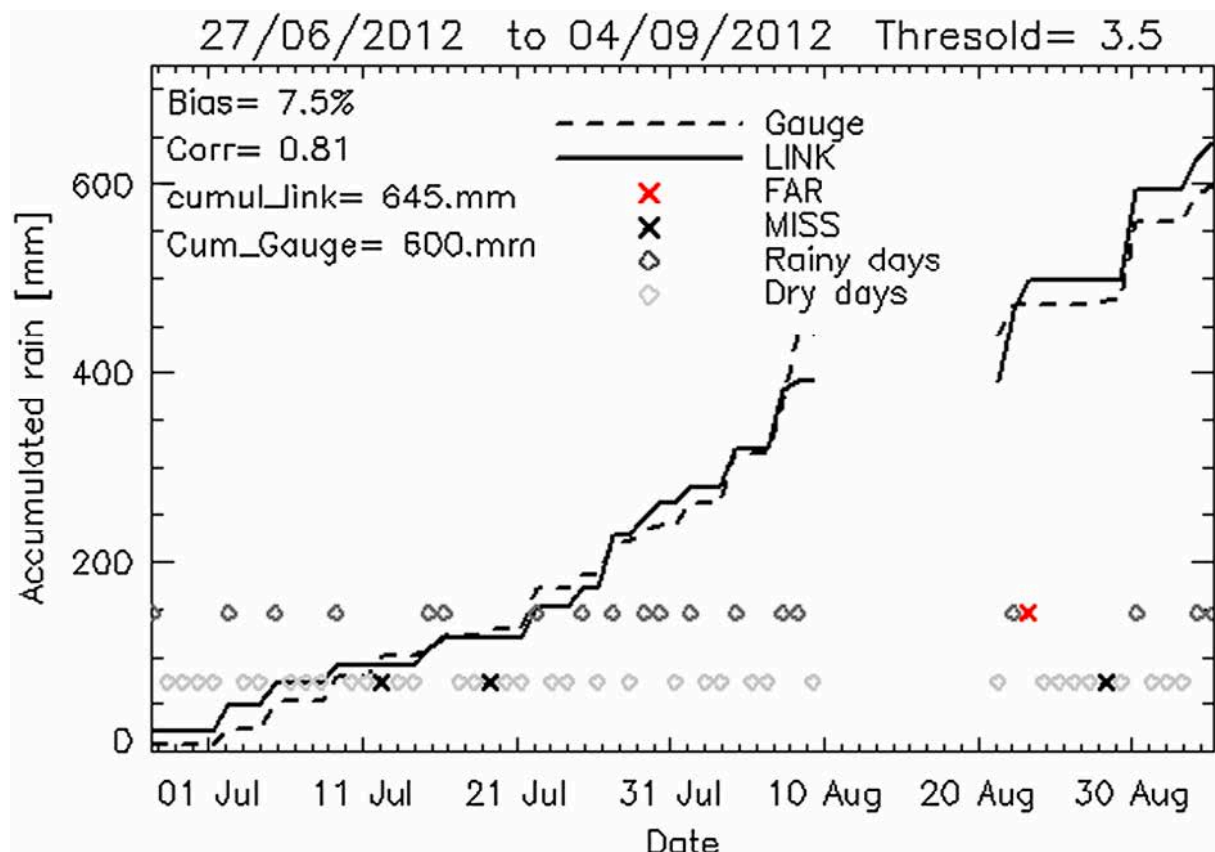


Figure 84 : Précipitations cumulées du 1^{er} juillet au 30 août 2012 mesurées au pluviographe de Boussouma (12°54'28.8"N ; 1°4'8.4"O) (trait discontinu) et estimées avec le lien hertzien Korsimoro-Kaya de fréquence 7 GHz et de longueur 29 km (trait plein). Sur la période, les détections de jours de pluie et de jours secs correctes sont marquées par des diamants respectivement noirs et gris, les fausses détections sont représentées par une croix rouge et les événements non détectés par une croix noire (extrait de [Doumounia et al. 2014](#)).

A l'échelle infra-événementielle, au pas de temps de 5 min, l'étude a porté sur 15 événements qui ont produit plus de 8 mm de pluie mesurée simultanément avec le lien et le pluviomètre (Tableau 2 de Doumounia et al. 2014). Le lien microonde conduit à une sous-estimation de l'ordre de 3% pour l'ensemble des événements mais avec une variabilité importante d'un événement à l'autre, entre -24 et +20 mm. Ces écarts de cumul peuvent être attribués à la différence de mode d'acquisition entre les 2 instruments et à l'ajustement de la ligne de base dans le calcul de l'atténuation des signaux microondes.

La dynamique temporelle de la pluviométrie au sein de chaque événement est plutôt bien restituée, avec une corrélation moyenne (R^2) établie à 0.8. Pour 12 événements, les coefficients de corrélation sont compris entre 0.58 et 0.97. Trois événements ont des valeurs faibles de corrélation (< 0.4) probablement dues à la différence d'échelle spatiale entre les mesures obtenues avec le lien sur une distance de 29 km et celles réalisées par le pluviographe sur une surface de 400 cm². L'hypothèse d'une cellule de pluie couvrant partiellement le lien et non alignée sur le pluviomètre a pu être confirmée pour l'événement du 7 août 2012 en contrôlant la bonne dynamique entre les observations radar et lien microonde ($R^2=0.77$). Sur les 7 événements qui ont fait l'objet d'un calcul de corrélation entre observations radar et lien, tous présentent des scores supérieurs à 0.58 confirmant la bonne restitution de la dynamique des pluies à partir des mesures des liens microonde.

A titre d'exemple, la figure 85 présente les hyétogrammes mesurés au pluviographe de Boussouma et estimés avec le lien hertzien Korsimoro-Kaya au pas de temps de 5 minutes et leur cumul respectif de précipitations, pour les événements du 8 juillet 2012 et 29 août 2012. Pour chacun de ces événements le coefficient de corrélation R^2 relativement fort (respectivement à 0,82 et 0,88) indique que la dynamique de la précipitation est bien restituée. Les cumuls de précipitation présentent respectivement des biais de -24% et de +20%. Pour ces 2 événements, le pic convectif est sous-estimé et dans le cas du 29 août 2012, l'hypothèse d'une cellule convective n'ayant pas impactée les mesures pluviographiques semble probable.

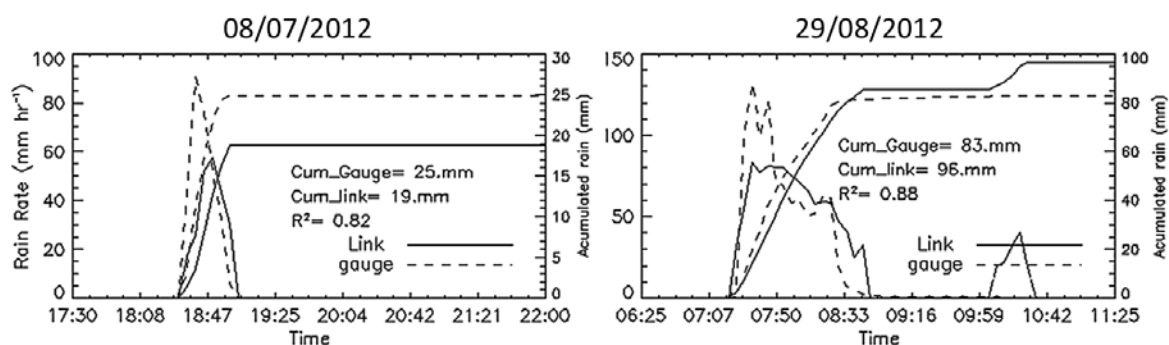


Figure 85 : Hyétogrammes mesurés au pluviographe de Boussouma (trait discontinu) et estimés avec le lien hertzien Korsimoro-Kaya (trait plein) au pas de temps de 5 minutes et leur cumul respectif de précipitations, pour les événements du 8 juillet 2012 (graphe de gauche) et 29 juillet 2012 (graphe de gauche) (extrait de [Doumounia et al. 2014](#)).

IV.4 - Conclusion et perspectives

Ces résultats montrent que les liens microondes pourraient constituer une alternative fiable pour la mesure des précipitations en Afrique de l'Ouest, région faiblement dotée en instrumentation conventionnelle de type réseau dense de pluviographes ou radar météorologique. La fourniture en 2013 par Telecel Faso de données de 14 liens de Ouagadougou, a permis de développer une méthodologie de spatialisation de la précipitation à l'échelle urbaine en s'inspirant des travaux de Zinevich et al. (2008) et Overeem et al. (2011). Une solution simple et facile à mettre en œuvre dans un contexte opérationnel consiste à positionner la pluie mesurée sur la longueur du lien en son centre, comme un pluviomètre virtuel et de spatialiser les données par krigeage (Overeem et al. 2013). La précision de ces cartes de précipitation dépend de la densité du réseau, de la longueur des liaisons, de l'échantillonnage temporel et de la précision des informations disponibles sur l'atténuation (Zinevich et al. 2008; Leijnse et al. 2008, 2010). Les résultats préliminaires obtenus montrent une très bonne corrélation spatiale des champs de pluie, mais de fortes atténuations des signaux microondes tendent à induire une surestimation des cumuls de pluie sur certains liens (Figure 86).

Suite à la publication de ces travaux, différents projets ont été initiés afin d'exploiter cette technique innovante d'estimation des pluies baptisée méthode Rain Cell Africa. A Ouagadougou (Burkina Faso), Bamako (Mali) et Niamey (Niger), la Banque Mondiale a financé le développement de démonstrateurs d'alerte précoce aux inondations décrits précédemment en première partie de ce document. Mais la mise en œuvre de la méthode Rain Cell nécessite un partenariat étroit entre opérateurs de téléphonie mobile (fournisseurs de données) et chercheurs. Dans chacun des pays précités, et ce dès 2015, des discussions ont été engagées avec les filiales de l'opérateur de téléphonie mobile Orange. A ce jour seules les Directions Techniques Orange du Niger et du Cameroun (Projet SMART¹⁶) contribuent à la méthode et fournissent en temps réel des données de leur réseaux d'antenne (Alcoba 2019).

¹⁶ "SMART – Smart water Monitoring and Alert with Rainfall measurement from Telecommunication networks" projet déposé par M. Gosset en 2016 à l'appel à projet du Global Partnership for Sustainable Development Data (GPSDD) et retenu en février 2017 pour un financement par l'United Nations Foundation (UNF).

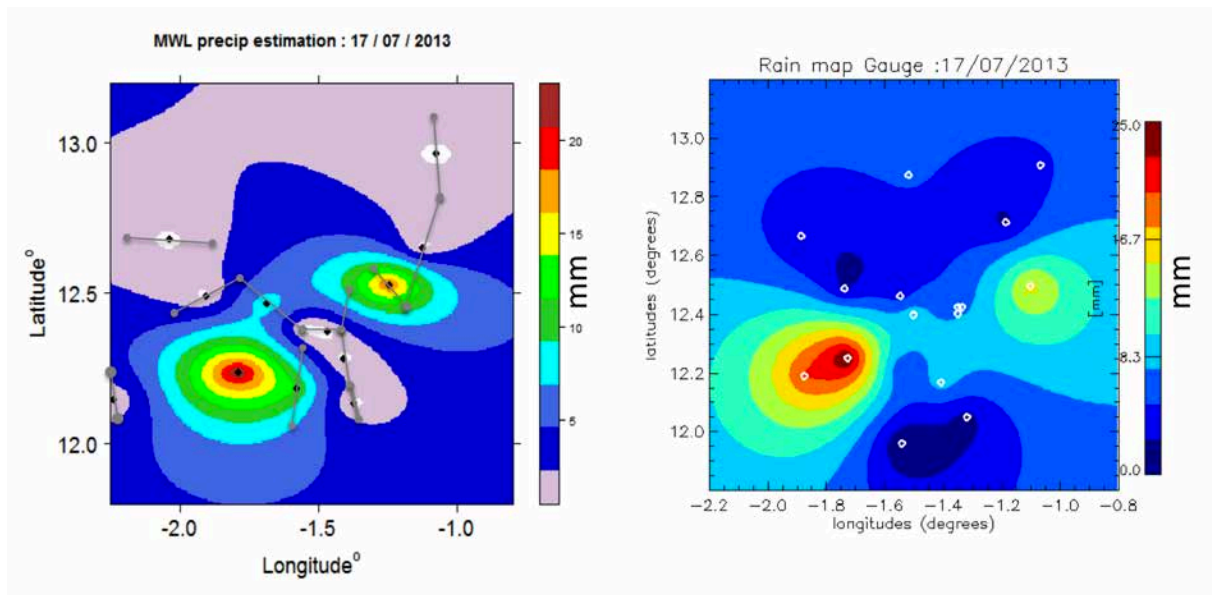


Figure 86 : Cartes des cumuls pluviométriques (mm) pour l'événement du 17 juillet 2013 sur la région de Ouagadougou. La carte de gauche est réalisée à partir des cumuls de précipitation estimés à l'aide de 14 liens de télécommunication. Les traits gris marquent la position des liens, les points noirs, la position des pluviomètres virtuels positionnés au centre du lien. La carte de droite est réalisée à partir des mesures du réseau de 16 pluviographes (points blancs) du dispositif Mégha-Tropiques.

Au Mali et au Burkina Faso, les pluviographes ont été dotés de système de télétransmission permettant d'accéder en temps réel à l'information pluviographique, terme d'entrée des modèles hydrauliques et hydrologiques. Au Mali, un nouveau financement de la Banque Mondiale sur fonds CREWS, nous permet de poursuivre le développement du démonstrateur. Les difficultés techniques rencontrés par la Direction Technique d'Orange Mali sont en cours de résolution et devraient nous permettre d'accéder aux données dans quelques mois à venir.

Les différentes actions de portage de projets scientifiques et de diffusions scientifiques (colloque, film, trophée) que j'ai conduites suite à ce travail, ont été décrites dans la première partie de ce document dans les sections « Pilotage de projets scientifiques » et « Animation scientifique et vulgarisation de la recherche ».

IV.5 - Article



Geophysical Research Letters

RESEARCH LETTER

10.1002/2014GL060724

Key Points:

- Quantifying convective rainfall in Sahel from a 7 GHz/29 km commercial link
- Excellent agreement between microwave link estimate and rain gauge
- Cost-effective method for monitoring rainfall in observation-poor tropics

Rainfall monitoring based on microwave links from cellular telecommunication networks: First results from a West African test bed

Ali Doumounia¹, Marielle Gosset², Frederic Cazenave³, Modeste Kacou^{2,4}, and François Zougmore¹

¹Laboratoire de Matériaux et Environnement/UFR-S.E.A, Université de Ouagadougou, Ouagadougou, Burkina Faso,

²Geoscience Environnement Toulouse, GET (UMR 5563 CNRS, IRD, UTHI), Observatoire Midi-Pyrénées, Toulouse, France,

³LTHE (IRD, Université Grenoble Alpes, CNRS), Grenoble, France, ⁴Laboratoire de Physique de l'Atmosphère et de Mécanique des Fluides, Université Félix Houphouët-Boigny, Yamoussoukro, Côte d'Ivoire

Rainfall monitoring based on microwave links from cellular telecommunication networks: First results from a West African test bed

Ali Doumounia¹, Marielle Gosset², Frederic Cazenave³, Modeste Kacou^{2,4}, and François Zougmore¹

¹Laboratoire de Matériaux et Environnement/UFR-S.E.A, Université de Ouagadougou, Ouagadougou, Burkina Faso,

²Geoscience Environnement Toulouse, GET (UMR 5563 CNRS, IRD, UTII), Observatoire Midi-Pyrénées, Toulouse, France,

³LTHE (IRD, Université Grenoble Alpes, CNRS), Grenoble, France, ⁴Laboratoire de Physique de l'Atmosphère et de Mécanique des Fluides, Université Félix Houphouët-Boigny, Yamoussoukro, Côte d'Ivoire

Abstract Rainfall monitoring based on commercial terrestrial microwave links is tested for the first time in Burkina Faso, in Sahelian West Africa. In collaboration with one national cellular phone operator, Telecel Faso, the attenuation on a 29 km long microwave link operating at 7 GHz was monitored at 1 s time rate for the monsoon season 2012. The time series of attenuation is transformed into rain rates and compared with rain gauge data. The method is successful in quantifying rainfall: 95% of the rainy days are detected. The correlation with the daily rain gauge series is 0.8, and the season bias is 6%. The correlation at the 5 min time step within each event is also high. These results demonstrate the potential interest of exploiting national and regional wireless telecommunication networks for monitoring rainfall in Africa, where operational rain gauge networks are degrading and the hydrometeorological risk increasing.

1. Context and Objectives

Rainfall monitoring in Africa is an issue for many operational and research applications. In Sahel, droughts and floods are a threat to the economy and the population. There are hints that these extreme events may be increasing with a changing climate and a possible intensification of rainfall that need to be confirmed with accurate rainfall measurements. In addition, the population growth and rapid land use changes are increasing hydrometeorological risk, especially in urban areas. Precipitation needs to be accurately measured with high spatial and temporal resolution to study and monitor this changing risk. But the operational ground network is sparse and globally degrading in West Africa. Weather radar data are not available operationally, and the prospects for developing an operational radar network in Sahelian Africa are low. Despite a net improvement since the Tropical Rainfall Measuring Mission program and more to be expected from the Global Precipitation Measurement constellation, the satellite rainfall estimates are still imperfect. Biases remain, especially for real-time and high-resolution products, and ground measurements are still useful to adjust or to downscale satellite estimates.

Microwave links have been proposed as an alternative means for measuring rainfall [Messer *et al.*, 2006; Overeem *et al.*, 2011; Zinevich *et al.*, 2008]. The principle is to exploit the attenuating properties of rainfall in the microwave frequencies: the loss of signal due to rainfall attenuation along the link is quantified and used to retrieve the path-average rainfall over the link. The method can be applied to commercial links (telecommunication networks) as well as dedicated links. Several studies have demonstrated that rainfall maps could be derived based on this principle using cellular telephone networks [Zinevich *et al.*, 2008; Overeem *et al.*, 2013]. The accuracy of the rain maps depends on the network density, length of links and operating frequency, and on the temporal sampling and accuracy of the attenuation information [Zinevich *et al.*, 2010; Leijnse *et al.*, 2008, 2010]. The method has proven to be useful to complement gauge and radar networks in many European countries [Overeem *et al.*, 2013; Schleiss and Berne, 2010] and in Israel [Messer *et al.*, 2006; Zinevich *et al.*, 2008].

In African countries where the need for rainfall monitoring is high, while the operational network is degrading and simultaneously the cellular phone network is developing rapidly, rainfall measurement based on cellular networks is an extremely attractive prospect [Hoedjes *et al.*, 2014]. On the other hand, because of the relatively low frequency and long length of the terrestrial links encountered in Africa, the uncertainty in the

microwave-link-based rainfall estimates is expected to be higher than for the higher frequency/shorter links found in Europe or Israel [Zinevich *et al.*, 2010; Leijnse *et al.*, 2008, 2010]. This paper presents the first quantitative evaluation of rainfall estimation based on a commercial link in West Africa. The work benefited from a collaboration between the Indo-French Megha-Tropiques Mission Ground Validation program (<http://meghatropiques.ipsl.polytechnique.fr/>), the Burkinabé Telecel Company, the University of Ouagadougou, and the Institut de Recherche pour le Développement (IRD). A test bed has been set up to evaluate rainfall estimation from a cellular microwave link in Ouagadougou, Burkina Faso. During the monsoon season 2012, the data from one Telecel link were compared with a tipping bucket rain gauge, allowing the evaluation of the rainfall time series down to a 5 min time interval. The results are presented below.

2. Data and Method

Figure 1 presents the study region and the instrumental setup. The test bed is deployed around the city of Ouagadougou in Burkina Faso. The rainfall regime is typical of the southern Sahel, with 800 mm/yr on average. As in the rest of the region, the annual rainfall is explained mostly by organized mesoscale convective systems. Within these systems, 75 to 80% of the rainfall is due to relatively short-lasting (about an hour) convective fronts characterized by medium to heavy rain rates; the convective fronts are followed by longer-lasting stratiform trails with intensities below 10–15 mm/h [Moumouni *et al.*, 2008, and references therein].

The Ouagadougou instrumented site was initiated as part of the Megha-Tropiques satellite mission Ground Validation (MTGV) program (<http://meghatropiques.ipsl.polytechnique.fr/>). This MTGV West African supersite hosts a polarimetric radar and a network of 17 tipping bucket gauges since 2012. In addition to the satellite validation activities, it was decided to take advantage of the setup and the scientific interest of local partners to test other innovative methods for measuring rainfall. A collaboration started between the MTGV teams (funded by the French national space agency Centre National d'Etudes Spatiales and IRD), the University of Ouagadougou, the meteorological services, and the Telecel Faso cellular communication operator. The operator has agreed to provide the attenuation information for the three links that are displayed inside the purple circle in Figure 1; however, due to some technical problems with the initial data set, only one link could be exploited quantitatively for the 2012 monsoon season. This link, named "Korsimoro-Kaya," is indicated by the red ellipse in Figure 1. The tipping bucket rain gauge of "Boussouma" is located along the link.

The Korsimoro-Kaya link is 29 km long, and the operating frequency is 7 GHz (one single horizontal polarization). The transmitted and received signals are recorded every second with a precision of 1 dB increment. The tipping bucket system records rainfall with a 0.5 mm increment. Both link and gauge information are processed to produce time series with a regular time interval of 5 min.

An example of the time series for the period 1 July to 10 August 2012 is displayed in Figure 2.

As discussed by previous authors [Overeem *et al.*, 2011, and numerous references therein], two delicate steps are necessary to convert the raw information from the microwave link into rainfall estimates with sufficient accuracy: (i) the path integrated attenuation (in dB) attributable to rain along the link must be extracted from the raw signal and (ii) the attenuation must be converted into an average rain rate along the link.

2.1. Extraction of Path Attenuation Along the Link

Attenuation by rain is not the only source of variation in the received signal. Depending on the operating frequencies, drops in the received signal can be due to changes in the air refractivity, dust, or technical problems such as antenna misalignment. Another source of attenuation is the water film that may deposit on the antennas during rainfall and can increase the apparent attenuation due to rain along the link [Zinevich *et al.*, 2010; Leijnse *et al.*, 2008]. This is not explicitly accounted for in the present work.

The so-called *baseline level*, from which attenuation due to rain can be subtracted, is therefore a time-varying signal and must be determined. After several sensitivity tests, the method recommended by Schleiss and Berne [2010], or "moving window variance method," was adopted and applied to 5 min time series. It consists in separating the *dry* periods from the *wet* periods on the basis of the signal (temporal) variance. When rainfall is present along the link, the signal drops rapidly due to rainfall attenuation, and the variance is higher than during the dry period. The baseline level for the dry periods is calculated from this principle, based on the 1 h long dry period that preceded the rainy period. The attenuation due to rain is then calculated as the

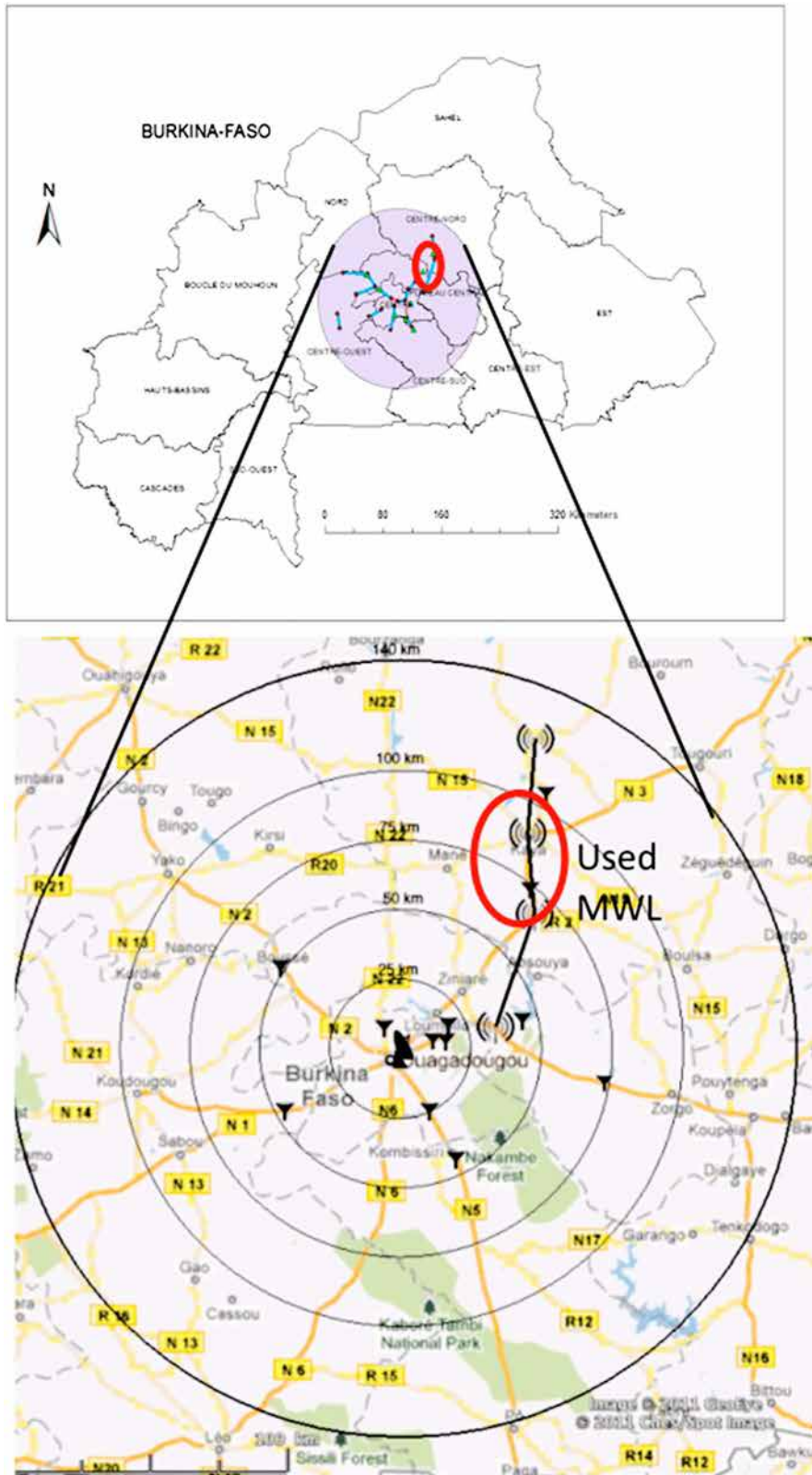


Figure 1. Location of the study area in Burkina Faso and instrumental setup. The red ellipse shows the Korsimoro-Kaya link and the Boussouma rain gauge used for this study. The purple circle and the blue segments are for the X band radar and link network that will be available for the analysis of the 2013 season.

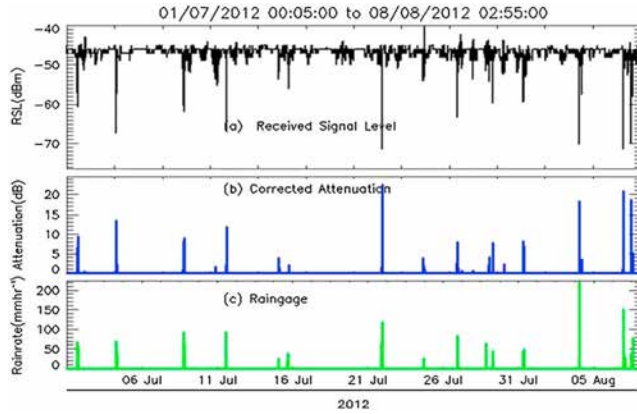


Figure 2. (a) Received minus transmitted raw microwave signal level. (b) Path attenuation due to rain. (c) Rain rate time series from the gauge situated below the link.

difference between the received signal and the baseline. The result is illustrated for the July–August time series in Figure 2, with the raw received signal in Figure 2a and the attenuation by rain itself in Figure 2b.

2.2. Conversion of Path Attenuation Into Rainfall Rate

The conversion from attenuation to rainfall is based on the power law relationship between the specific attenuation A (dB/km) and the rain rate R (mm/h):

$$A = a R^b \quad (1)$$

The prefactor a and exponent b depend on the microwave frequency and on the raindrop size distribution along the path. Drop size distribution data gathered during the African Monsoon Multidisciplinary Analyses (AMMA) campaign [Moumouni *et al.*, 2008] and a Mie scattering code were used to study the A - R relationship for West African convective systems, a temperature of 26°C and a frequency of 7 GHz; with these assumptions, equation (1) becomes

$$A = 0.000159 R^{1.827} \quad (2)$$

The microwave link provides the path integrated attenuation (PIA), which is the integral of the specific attenuation A along a path of length L . The averaged rainfall rate $\langle R \rangle$ along the link can be deduced from

$$\langle R \rangle = [(PIA/L)/a']^{(1/b')} \quad (3)$$

Unless the rainfall is uniformly distributed along the link, or the exponent b is equal to 1, a' , b' in equation (3) are different from a, b in equation (1). Because at 7 GHz the A - R relationship is far from linear (equation (2)) and due to the relatively long length of the link, these rainfall variability-induced effects are expected to be noticeable [Leijnse *et al.*, 2010]. High-resolution radar data were used to study the variability of the rainfall along the link and the relationship between the PIA and the path average rain rate, assuming that equation (2) is valid at the point scale. The corresponding values of a' , b' is 0.000197, 1.854, thus a 25% increase in the prefactor. The results presented hereafter are based on these values.

With the values of a', b' above and a link length of 29 km, an increment of 1 dB is equivalent to a rainfall rate of about 16 mm/h. The imprecision in the rain retrieval due the quantization increment decreases to 2 mm/h and below for rain rates above 50 mm/h. Despite the high detection threshold due to the relatively low frequency of the link and because of the convective nature of rainfall in Sahel, the detection of rainfall over the Korsimoro-Kaya link was very successful in 2012. Indeed, Figures 2b and 2c illustrate that the attenuation measured by the link and the time series of rainfall measured by the gauges are in very good agreement at the daily time step. Quantitative details are given in the next section.

Table 1. Daily Rainfall Detection Statistics for the Period 27 June 2012 to 04 September 2012 (No Measurement From 9 to 20 August)

Threshold	Total Rainfall (mm)			Number of Rainy Days		Probability of Detection	FAR
	Gauge	Link	Bias (%)	Gauge	Link		
0 mm/d	609	645	6%	31	20	70%	5%
3.5 mm/d	600	645	7%	22	20	91%	5%
5 mm/d	596	645	8%	21	20	95%	5%

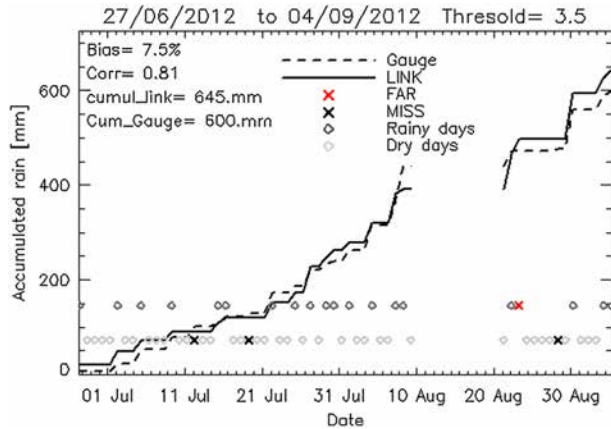


Figure 3. Cumulated daily rainfall series from the gauge (dash line) and the link (plain line). The black diamonds mark the days with correct detection of rain, the red cross for the false alarm (of the link compared to the gauge), the black cross for the missed rain, and the gray diamonds for the days with no rain detected by any sensors.

very sensitive to the definition of the dry/wet spells and the baseline level (which might or not account for a possible wet antenna attenuation): for instance, a downward shift in the baseline level by a small increment of 0.5 dB increases the probability of detection of the 3.5 mm rainy days to 95% but causes a 20% bias. The optimal choice depends on the targeted application.

Given the differences in the nature and sampling of the two instruments, the agreement shown in Table 1 and Figure 3 is very satisfactory and as good or better than what has been reported when comparing gauge data with satellite estimates in this region [Gosset *et al.*, 2013].

3.2. Analysis of the 5 min Time Series

The analysis was carried out at the 5 min time resolution, as illustrated in Figure 4 and Table 2. Fifteen rainy events when both the gauge and the link detected at least 8 mm are reported in Table 2. The overall bias for this heavy precipitation cases is -3% . The mean absolute bias per event is 40% but is below 25% for 12 out of 15 events. Some of the bias can be explained by the differences in sampling between the two

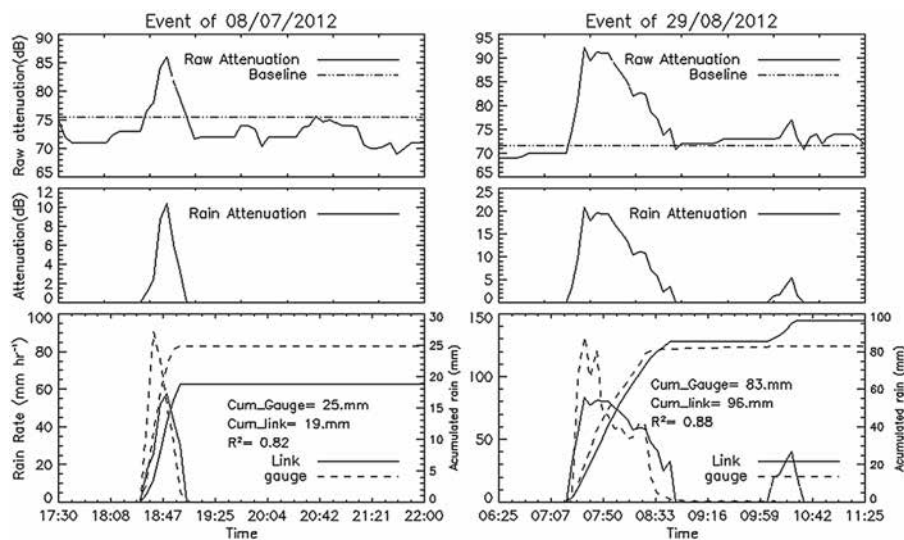


Figure 4. Five-minute resolution time series for two events (date as title). (a) Solid line: raw microwave attenuation (reception minus transmission). Dotted line: baseline (dry) attenuation. (b) Path attenuation due to rain. (c) Solid line: rain rates estimated from link. Dashed line: gauge rain rates.

3. Results

3.1. Detection and Quantification of Rainy Days

Table 1 and Figure 3 illustrate the ability of the method to detect and quantify rainfall over the period of data availability (26 June to 4 September, with an interruption due to a technical problem on the link from 10 to 20 August). The agreement between the series of daily rainfall is high (correlation of 0.82), and the bias in the period's accumulation is 6%. When restricting to the days with 3.5 mm or above (which represent 99% of the season rainfall), the probability of detection is 91% (and 95% for rain above 5 mm/d). Only 1 rainy day out of the 20 detected by the link is a false alarm (thus, a false alarm ratio (FAR) of 5%).

The detection skill and the bias are both

Table 2. Detailed Analysis of 15 Main Rainy Events CO Detected by the Gauge and the Link^a

Start Date/Time of Event	Gauge		Link		Bias (mm)	Correlation	Correlation Versus Radar
	Maximum (mm/h)	Cumulative (mm)	Maximum (mm/h)	Cumulative (mm)			
01/07/2012 17:10:00	67	16	61	28	15	0.75	
04/07/2012 06:05:00	69	29	76	22	-2	0.91	
08/07/2012 18:35:00	90	25	57	19	-4	0.82	
15/07/2012 15:50:00	39	15	40	12	-2	-0.05	
21/07/2012 22:05:00	119	43	94	32	-10	0.97	
24/07/2012 16:30:00	27	13	42	22	10	0.44	
26/07/2012 22:40:00	84	35	65	54	20	0.61	0.61
29/07/2012 07:30:00	45	8	55	17	9	0.58	0.79
31/07/2012 08:10:00	49	22	58	17	-4	0.88	0.82
04/08/2012 00:35:00	219	52	91	27	-24	0.92	0.69
06/08/2012 23:00:00	150	54	92	61	10	0.81	0.81
07/08/2012 12:15:00	76	35	32	13	-21	0.16	0.77
21/08/2012 11:55:00	103	33	67	25	-5	0.55	0.58
29/08/2012 07:25:00	132	83	83	96	17	0.88	
02/09/2012 07:40:00	89	29	69	32	4	0.78	
16 event series		506		477	-3%	0.82	

^aThe maximum rain rate and the event total recorded by the link and the gauge, the correlation of the 5 min time series, and the bias are indicated for each event. The scores for the series of event totals are given in the bottom line. The last column shows the correlation with the radar rainfall series when available.

instruments, as well as the uncertainty associated with the attenuation-rainfall conversion. For 12 of these events, the correlation between the 5 min time series within the event is above 0.58, with an average of 0.8, which is remarkable given the differences in the nature of the measurements. The lower correlations for 3 events could be explained by the difference in the sampling mode of the two instruments and/or associated with rain cells covering only partially the link and not the gauge. This is confirmed for the 7 August event, where the radar was operating and the radar-link correlation is 0.77 (Table 2, last column), while the gauge-link correlation is 0.16. More investigation of this effect will be possible with the 2013 data set that comprises several neighboring links and more radar data.

Figure 4 concentrates on two rainy events, 8 July and 29 August. On both dates, the microwave-link-based retrieval and the gauge rainfall are in very good agreement (correlation above 0.8 on both days; see also Table 2). The shape of the link-based time series is smoother, as expected when comparing a 29 km path average rainfall with a point-scale measurement from a gauge. The timing of the events is good and the biases is in the range of 15–25%. More work is planned on quantifying the uncertainties and sensitivities [Leijnse *et al.*, 2008, 2010] for the specific link configuration and rain properties encountered in the region and providing a tentative error bar in addition to the rain occurrence and rain rate time series [Zinevich *et al.*, 2010].

4. Conclusion

The first quantitative evaluation of rainfall measurement based on microwave links in Sahelian Africa has proved to be very convincing. Despite the relatively low frequency (7 Ghz) and long length (29 km) of the available link, the probability of detection of rainy days is very high (95% of the rain events above 5 mm/d are detected). This is due to the convective nature of the rainfall in the region, characterized by a high contribution of the medium to heavy rain rates. In addition to the detection, the quantification of rainfall amounts is also very satisfactory with less than 10% bias in the seasonal rainfall but with a strong dispersion in the event to event bias. The analysis of the 5 min time series reveals that the agreement within an event is also high for most cases, with correlations above 0.7 on average and above 0.75 for 9 events out of 15. These results prove that given an adequate sampling of the received signal, an operational telecommunication link can provide statistically robust information on rainfall for climatological studies in tropical regions like Sahel, where there is a deficit of observations.

The real potential of the method lies in exploiting networks rather than isolated links, because the consistency among neighboring links helps to eliminate false alarm/misses and above all because a network

can provide rainfall maps [Zinevich *et al.*, 2008, 2010; Overeem *et al.*, 2013]. Applications are expected in tropical urban hydrology and monitoring of extreme hydrometeorological events, such as floods, which have impacted many African cities in the last years. The cellular networks are denser in urban areas, with shorter links and higher operating frequencies. They would thus allow good spatial resolution of the rainfields [Zinevich *et al.*, 2009].

As the operational ground networks are degrading and new questions are arising on the variability of rainfall, improved measurements over poorly monitored regions are needed. In rural areas, where the cellular phone network is sparse, the microwave link information can be combined with satellite data. Microwave link information may also be used to correct the biases in real-time satellite estimates.

A key issue will be the cooperation of cellular telecommunication operators and the access to data with sufficient sampling, if possible in real time. Following the success of the first Ouagadougou experiment, the Burkinabé Telecel operator has agreed to extend the test bed. The data from 14 links of the Ouagadougou region will be made available for the 2013 season and will permit the comparison of cellular-derived rain maps with radar data and a 17 gauge network. A conference and training program is planned in order to involve more countries and teams in a regional network for promoting rain measurement from cellular telecommunication networks in Africa.

References

- Gosset, M., J. Viarre, G. Quantin, and M. Alcoba (2013), Evaluation of several rainfall products used for hydrological applications over West Africa using two high-resolution gauge networks, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 139, 923–940, doi:10.1002/qj.2130.
- Hoedjes, J. C. B., A. Kooiman, B. H. P. Maathuis, M. Y. Said, R. Becht, A. Limo, M. Mumo, J. Nduhiu-Mathenge, A. Shaka, and B. Su (2014), A conceptual flash flood early warning system for Africa, based on terrestrial microwave links and flash flood guidance, *ISPRS Int. J. Geo-Inf.*, 3(2), 584–598.
- Leijnse, H., R. Uijlenhoet, and J. N. M. Stricker (2008), Microwave link rainfall estimation: Effects of link length and frequency, temporal sampling, power resolution, and wet antenna attenuation, *Adv. Water Resour.*, 31, 1481–1493, doi:10.1016/j.advwatres.2008.03.004.
- Leijnse, H., R. Uijlenhoet, and A. Berne (2010), Errors and uncertainties in microwave link rainfall estimation explored using drop size measurements and high-resolution radar data, *J. Hydrometeorol.*, 11, 1330–1344, doi:10.1175/2010JHM1243.1.
- Messer, H., A. Zinevich, and P. Alpert (2006), Environmental monitoring by wireless, *Science*, 312, 713.
- Moumouni, S., M. Gosset, and E. Houngninou (2008), Main features of rain drop size distributions observed in Benin, West Africa, with optical disdrometers, *Geophys. Res. Lett.*, 35, L23807, doi:10.1029/2008GL035755.
- Overeem, A., H. Leijnse, and R. Uijlenhoet (2011), Measuring urban rainfall using microwave links from commercial cellular communication networks, *Water Resour. Res.*, 47, doi:10.1029/2010WR010350.
- Overeem, A., H. Leijnse, and R. Uijlenhoet (2013), Country-wide rainfall maps from cellular communication networks, *Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A.*, 110, 2741–2745, doi:10.1073/pnas.1217961110.
- Schleiss, M., and A. Berne (2010), Identification of dry and rainy periods using telecommunication microwave links, *IEEE Geosci. Remote Sens. Lett.*, 7, 611–615.
- Zinevich, A., P. Alpert, and H. Messer (2008), Estimation of rainfall fields using commercial microwave communication networks of variable density, *Adv. Water Resour.*, 31, 1470–1480, doi:10.1016/j.advwatres.2008.03.003.
- Zinevich, A., H. Messer, and P. Alpert (2009), Frontal rainfall observation by a commercial microwave communication network, *J. Appl. Meteorol. Climatol.*, 48, 1317–1334, doi:10.1175/2008JAMC2014.1.
- Zinevich, A., H. Messer, and P. Alpert (2010), Prediction of rainfall intensity measurement errors using commercial microwave communication links, *Atmos. Meas. Tech.*, 3, 1385–1402, doi:10.5194/amt-3-1385-2010.

Acknowledgments

We are very thankful to Telecel Faso for giving access to their high-quality microwave link data. This work would have not been possible without their active cooperation. Many thanks also to the Direction Nationale de la Meteorology in Burkina Faso, the Megha-Tropiques ground validation, and AMMA-CATCH teams for their help with the Ouagadougou MTGV super-site.

The Editor thanks Remko Uijlenhoet and Hidde Leijnse for their assistance in evaluating this paper.

Au cours des 2 chapitres précédents, l'estimation quantitative des précipitations a été abordée suivant deux approches, l'une basée sur la rétrodiffusion d'une onde électromagnétique, le radar météorologique, l'autre basée sur la propagation et l'atténuation d'un signal hyperfréquence, en utilisant les liens de télécommunication hertziens. Dans le chapitre suivant, l'identification des hydrométéores en phase solide à l'aide d'un radar polarimétrique en bande X est abordée. L'objectif est de proposer une méthode pour caractériser les précipitations solides des lignes de grains africaines pour améliorer l'estimation quantitative des précipitations par les imageurs embarqués sur des satellites.

Chapitre V : Structure verticale des hydrométéores au sein des systèmes convectifs de méso-échelle sahéliens

V.1 - Introduction

Comme nous l'avons vu dans le chapitre précédent, les radars météorologiques permettent d'estimer les précipitations cumulées au sol et apportent des informations précises sur leur structure spatiale. Néanmoins, leur utilisation massive pour disposer d'observations sur les précipitations à l'échelle de la planète et particulièrement sur les zones peu anthropisées ou peu accessibles, comme les surfaces océaniques ou les régions de montagne, n'est pas envisageable. Les différentes générations de satellites météorologiques, déployés depuis les années 60, ont renforcé l'observation globale des précipitations. L'assimilation de ces données dans les modèles météorologiques et climatiques a permis d'affiner notre compréhension des phénomènes atmosphériques et d'améliorer les prévisions météorologiques (Macpherson et al. 2004; Caumont et al. 2010; Tabary et al. 2013a), même si l'intégration de données radar à la prévision numérique du temps reste un enjeu fort (Fabry and Meunier 2020).

Le satellite franco-indien Mégha-Tropiques (Desbois et al. 2003, 2007 ; Roca et al. 2015), élément de la constellation Global Precipitation Measurement (GPM) (Hou et al. 2014), vise à documenter l'atmosphère tropicale et étudier le cycle de l'eau et les échanges énergétiques. L'objectif principal de cette mission spatiale est de comprendre le cycle de vie des systèmes convectifs ainsi que leur rôle dans le bilan énergétique et hydrique de l'atmosphère dans les régions tropicales. Elle a également pour objectif d'améliorer la prévision des cyclones ou d'autres événements météorologiques particulièrement intenses qui impactent ces régions. Pour cela, il est essentiel de mieux comprendre, d'une part, les mécanismes qui régissent le transport et la distribution de la vapeur d'eau dans l'atmosphère, et sa signature sur le bilan énergétique terrestre et, d'autre part, la formation et l'évolution des systèmes convectifs tropicaux.

Le satellite Mégha-Tropiques a été mis en orbite en octobre 2011. Il bénéficie d'une orbite circulaire basse à 870km d'altitude et d'un angle de d'inclinaison de 20° par rapport à l'Équateur. Ces caractéristiques lui permettent d'échantillonner 3 à 6 fois par jour la ceinture tropicale entre 23°N et 23°S (Figure 87). Le satellite embarque 3 instruments (SAFIR, ScaRaB, MADRAS) dédiés aux observations de l'atmosphère tropicale. Les caractéristiques de chacun des instruments sont les suivantes :

- SAFIR est un sondeur d'humidité micro-onde à canaux passifs. Les profils atmosphériques d'humidité sont obtenus par la mesure de la température de

brillance dans différents canaux proches de 183.31 GHz, fréquence de la raie d'absorption de la vapeur d'eau ;

- ScaRaB est un radiomètre multi-spectral conçu pour étudier le bilan radiatif terrestre (énergie solaire réfléchi par l'atmosphère terrestre et l'énergie totale solaire et thermique) ;
- MADRAS est un imageur micro-onde comportant 9 canaux, opérant dans la bande de fréquence 18.7 GHz - 157 GHz. Il mesure les températures de brillance sur les pluies ainsi que les particules solides et liquides présentes dans les nuages. Le tableau 7 donne les caractéristiques électromagnétiques, le diamètre de l'empreinte au sol ainsi que les objectifs visés par chacun des canaux.

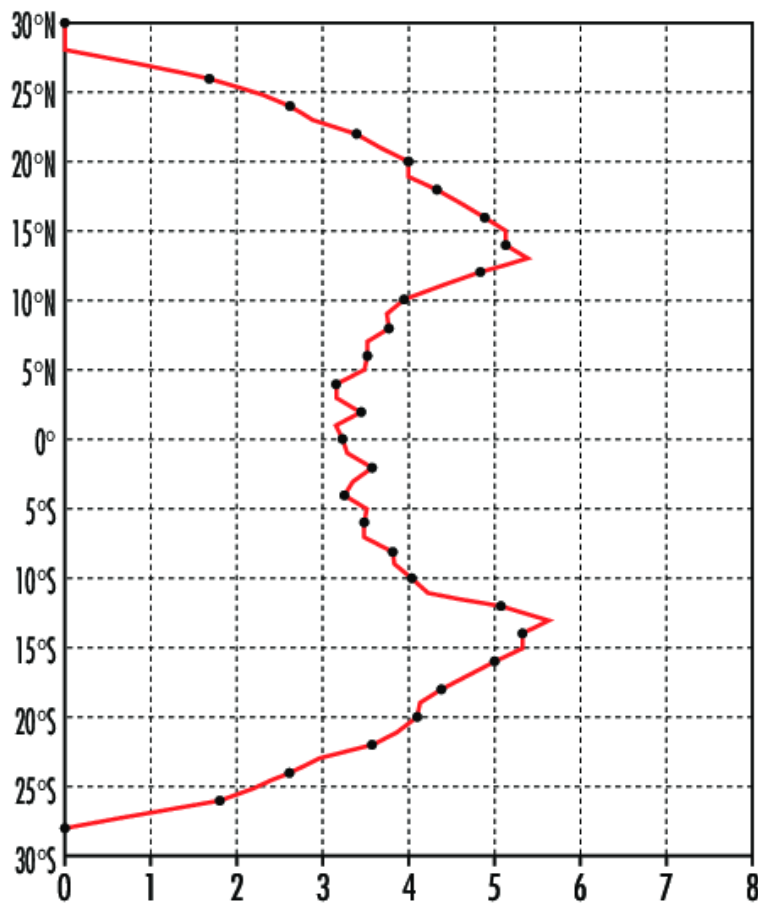


Figure 87 : Nombre de passages par jours de l'imageur MADRAS du satellite Mégha-Tropiques (abscisse), en fonction de la latitude (ordonnée) (extrait de Desbois et al. 2007).

MADRAS constitue le principal instrument de la mission Mégha-Tropiques. Il a pour objectif d'améliorer l'estimation quantitative des précipitations. Ses fréquences les plus élevées (89 et 157 GHz) sont sensibles à la diffusion par les particules de glace du sommet des nuages. Ainsi il contribue à localiser les zones de pluie convective. Les canaux à 18 et 37 GHz servent à quantifier l'eau liquide et les précipitations au-dessus de l'océan. Le

canal à 23 GHz mesure la vapeur d'eau intégrée dans la colonne atmosphérique et celui à 18 GHz estime le vent à la surface de la mer.

Peu de temps après le lancement du satellite, une avarie de fonctionnement de l'imageur MADRAS a été détectée et a conduit à son arrêt définitif en septembre 2013. Toutefois, l'exploitation de l'instrument Saphir a permis de compenser cette perte. L'introduction de ses mesures pour le calcul des produits d'accumulation de pluie journalière sous les tropiques permet d'améliorer sensiblement l'estimation des précipitations sur plus de 20% des jours de pluie de la zone (Roca et al. 2018).

Fréquence	Polarisation	Résolution spatiale (km)	Objectifs principaux
18.7 GHz	H + V	40	Détection de la pluie sur la mer
23.8 GHz	V	40	Distribution de la vapeur d'eau
36.5 GHz	H + V	40	Détection de l'eau liquide dans les nuages, et de la pluie sur la mer
89 GHz	H + V	10	Détection des zones convectives de pluie sur terre et sur mer
157 GHz	H + V	6	Détection de la glace dans les nuages

Tableau 7 : Fréquences, type de polarité horizontale (H) ou verticale (V) , empreintes au sol et objectifs principaux pour les différents canaux de l'imageur MADRAS du satellite Mégha-Tropiques.

V.2 - Les campagnes de pré-validation et de validation Mégha-Tropiques

Dès l'origine du projet Mégha-Tropiques, une attention particulière a été portée sur la validation des algorithmes et des produits relatifs à l'estimation des précipitations et de la vapeur d'eau de la colonne atmosphérique. Différents sites de validation ont été identifiés et instrumentés afin de produire des données sol de références représentatives de la zone tropicale (Figure 88).



Figure 88 : Localisation des différents sites de validation au sol des produits Mégha-Tropiques, opérés par les équipes scientifiques françaises, indiennes et Brésiliennes.

Deux campagnes spécifiques de mesures ont été menées pour apporter des éléments sur la microphysique des systèmes précipitants. La première campagne a eu lieu au Niger en 2010 (MT2010), la seconde s'est déroulée aux Maldives en 2011 dans l'océan indien (MT2011). Ces deux campagnes ont bénéficié d'un imposant dispositif instrumental, comprenant, entre autres, des radars météorologiques et l'avion Falcon 20 instrumenté de l'équipe SAFIRE.

Au Niger, les équipements au sol étaient constitués du radar doppler bande C du MIT, du radar polarimétrique Xport de l'IRD, du réseau dense de pluviomètre AMMA-CATCH. Ces dispositifs de mesures ont été décrits dans les chapitres précédents (Figure 9).

Au cours du mois d'août 2010, le Falcon 20, instrumenté pour mesurer les différents paramètres microphysiques des systèmes convectifs de méso-échelle, a réalisé quarante heures de vol depuis l'aéroport de Niamey. A son bord, le radar doppler RASTA (Radar Aéroporté et Sol de Télédétection des propriétés nuAgeuse) (Protat et al. 2009) réalise les mesures des réflectivités et des vitesses de chutes des hydrométéores à l'aide de cinq antennes qui lui permettent de sonder au-dessus et en dessous de l'avion selon des directions non colinéaires afin de restituer les champs de vent 3D jusqu'à 15 km de l'avion. Des sondes optiques à barrettes de diodes (OAP : Optical Array Probe) (Knollenberg 1970) 2D-S de Straton Park Engineering Company (SPEC) Inc., et PIP (Precipitation Imaging Probe) de Droplet Measurement Technologies (DMT) sont fixées sous les ailes. Elles permettent l'acquisition des caractéristiques géométriques individuelles des hydrométéores le long de la trajectoire de l'avion et également le calcul de la concentration des hydrométéores.

L'objectif de ces campagnes est d'apporter des éléments de caractérisation de la structure verticale des hydrométéores au sein des systèmes convectifs de méso-échelle sahéliens. Pour ce faire, il est nécessaire de collecter des mesures pour permettre d'établir des statistiques robustes sur le contenu en glace et la densité des cristaux présents au sein des systèmes précipitants. En effet, l'intégration à l'imageur MADRAS, des 2 canaux à 89

et 157 GHz, particulièrement sensibles au rayonnement de la glace, permet d'améliorer efficacement la discrimination entre les contributions atmosphériques et les contributions de surface du signal mesuré par le radiomètre. Ces différences sont d'autant plus marquées pour les surfaces continentales, plus hétérogènes que les surfaces océaniques. Or pour accroître les performances des deux algorithmes de restitution de pluie BRAIN (Bayesian Rain Algorithm Including Neural Network) (Viltard et al. 2006) et GProf (Goddard Profiling algorithm) (Kummerow et al. 1996, 2001), les modèles de transfert radiatif doivent être paramétrés avec précision. Les caractéristiques des hydrométéores glacés, en termes de nombre par unité de volume, de distribution de taille et de densité doivent être connus avec précision pour affiner les lois masse-diamètre et leur variabilité spatiale.

Les mesures in situ réalisées par l'instrumentation embarquée à bord du Falcon-20 doivent permettre d'apporter des éléments de connaissance sur la microphysique de quelques systèmes précipitants sahéliens le long du trajet de l'avion. Elles doivent servir également à valider pour l'Afrique de l'ouest, les développements méthodologiques en matière de discrimination des particules à l'aide de radars polarimétriques (Vivekanandan et al. 1999 ; Dolan and Rutledge, 2009).

L'objectif de l'étude présentée ci-après est d'évaluer le potentiel d'un radar météorologique sur l'étude de la microphysique des systèmes précipitants au Sahel peu documentée dans la littérature (Cetrone and Houze 2009; Evaristo et al. 2010; Bouniol et al. 2010). Ce travail a réuni un collectif international et a fait l'objet de la publication présentée ci-après (Cazenave et al. 2016).

V.3 - Apports du radar polarimétrique bande X pour l'identification des hydrométéores au sein des systèmes précipitants sahéliens

Dans le cadre de cette étude, le radar Xport a été mobilisé pour atteindre ces objectifs. Les données du radar polarimétrique Xport acquises lors de la précampagne Mégha-Tropiques 2010 sont assimilées par l'algorithme HID (Hydrometeors Identification), proposé par Vivekanandan et al. (1999) et adapté pour la bande X par Dolan and Rutledge (2009). L'algorithme utilise une méthode de logique floue et les variables radar Z_h , Z_{dr} , K_{dp} et ρ_{HV} ainsi que la variable de température du volume radar considéré, pour discriminer neuf classes d'hydrométéores (pluie fine, pluie modérée à intense, grosse goutte, neige mouillée, neige sèche, graupel humide, graupel sec, cristal de glace et grêle) (Figure 89). A chacune des variables est associée une fonction Béta (Membership Beta Fonction, MBF en anglais) pondérée dont les paramètres sont propres à chaque classe d'hydrométéore et le poids de pondération est fixée en fonction des caractéristiques du radar et de

l'incertitude associée à chaque des variables. Pour chaque hydrométéore, les scores de chacune des MBF des variables radar sont sommés puis multipliés par le score de la MBF de température. La classe d'hydrométéores ayant obtenu le score total maximal est déclarée comme étant prédominante dans le volume radar considéré.

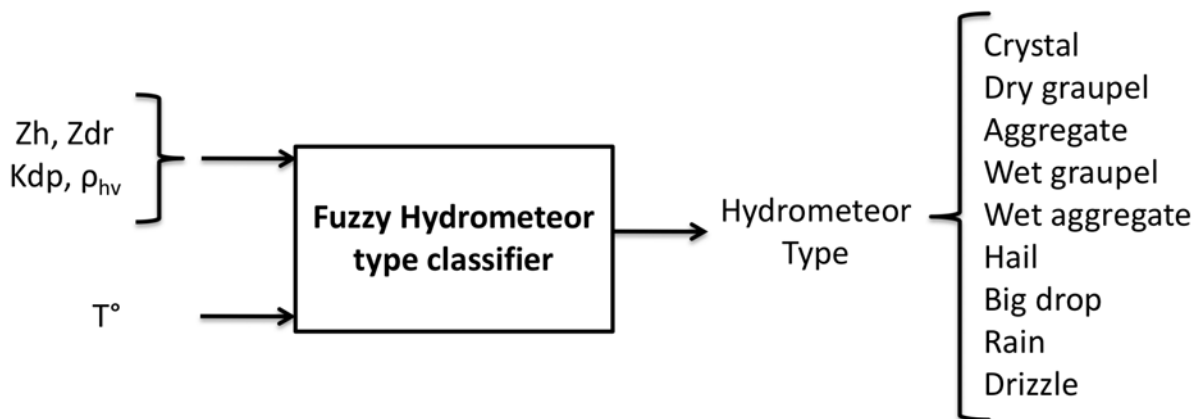


Figure 89 : Schéma de principe de l'algorithme HID

La classification des hydrométéores obtenue, après avoir exécuté l'algorithme HID, est comparée aux observations in situ recueillies par l'avion instrumenté pour le cas de la ligne de grains du 13 août 2010. Une approche originale a été développée pour permettre la comparaison des mesures radar et in situ. Pour cela, nous avons simulé des variables polarimétriques radars synthétiques à partir des informations de la sonde microphysique aéroportée, ce qui a permis une comparaison entre les deux jeux de données dans un espace radar commun.

Les résultats obtenus montrent une forte cohérence entre les deux types d'observation, compte tenu des différences d'échantillonnage entre le radar sol et les mesures in situ. L'analyse de l'évolution temporelle des types d'hydrométéores et leur proportion relative dans les régions convectives et stratiformes confirme que plus on s'éloigne de la convection, plus l'agrégation domine. De même, plus on se rapproche de la bordure du système convectif, plus la densité des hydrométéores diminue.

Des tests de sensibilité de l'algorithme HID aux erreurs d'étalonnage et de calibration des variables polarimétriques radar ont été réalisés afin de consolider les résultats obtenus.

V.4 - Synthèse des principaux résultats

Différentes valeurs de densité et de rapport axial, obtenues à partir des mesures avion, ont été considérées lors de l'étape de modélisation par le modèle de diffusion T-Matrix. Les variables polarimétriques synthétiques modélisées avec un rapport axial à 0.6 et un préfacteur de la loi de densité à 0.01, restituent assez fidèlement les réflectivités radar, Z_h , co-localisées avec les positions de l'avion (Figure 7a de [Cazenave et al. 2016](#)). La réflectivité différentielle Z_{dr} et la phase différentielle K_{dp} synthétiques présentent peu d'évolution. Ces variables sont sensibles au rapport axial des particules, considéré constant quel que soit la taille des particules pour cette simulation. Le fait d'imposer une forme sphérique pour les particules inférieure à 1mm de diamètre et un rapport axiale à 0,52 pour toutes celles de diamètre supérieur permet d'approcher la dynamique vue par le radar (Figure 7c de [Cazenave et al. 2016](#)).

En considérant un préfacteur de loi de densité à sa valeur médiane (0.01), et indépendamment du rapport axial retenu, les variables polarimétriques synthétiques soumises à l'algorithme HID, permettent de restituer avec une grande cohérence les distributions de graupels et d'agrégats de neige obtenues à partir des mesures radar (Taux de succès = 71% au pas temps d'une minute) (Figure 7b et 7d de [Cazenave et al. 2016](#)). Ce résultat est conforme aux enseignements tirés des tests de sensibilité réalisés sur l'algorithme HID. Les variables de réflectivité et de profil de température ont un poids prépondérant sur l'algorithme au détriment des autres variables (Figure 3 de [Cazenave et al. 2016](#)).

Les distributions des particules obtenues à partir des mesures radar ont également été confrontées au catalogue d'images des formes projetées des particules observées durant le vol. Ces formes permettent à un « œil expert » d'identifier le type d'hydrométéores présents (Figure 90a1-a3). Cette comparaison « manuelle » a permis de vérifier que l'identification automatique réalisée à l'aide de l'algorithme HID est en accord avec l'observation (Figure 90b). Cette adéquation a été confirmée à l'aide du coefficient de rugosité des particules, calculé à partir des catalogues images, dont la valeur varie en cohérence avec le type de particules identifié par l'algorithme (Figure 90c).

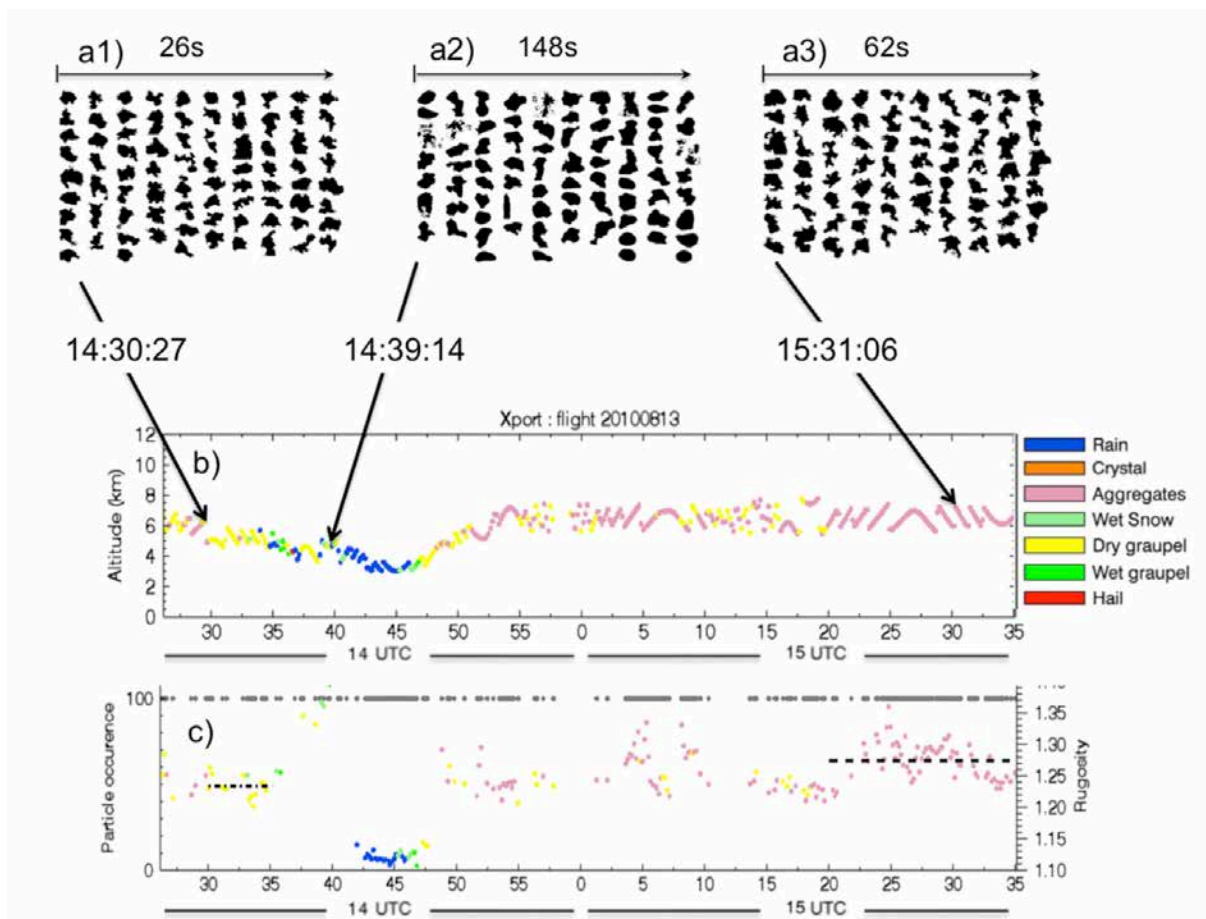


Figure 90 : Exemples de catalogue d'images in situ provenant d'une sonde optique de l'avion (a1 - a3) ; classification HID indiquée par une couleur le long du vol en fonction de l'altitude de l'avion (b) ; sur le graphe (c), par pas de temps de 5 minutes, les points gris en haut (axe de gauche) indiquent quand 100% des pixels sur une période de 5 minutes ont produit une même classification ; les points colorés en fonction du type d'hydrométéore indique l'indice de rugosité moyen des particules observées par la sonde optique sur 5 mn. Les lignes noires indiquent l'indice de rugosité moyen entre 14h30 et 14h35 et entre 15h20 et 15h35. (d'après Cazenave et al. 2016).

Compte-tenu des différences importantes d'échantillonnage qu'il existe entre les mesures microphysiques ponctuelles réalisées au cours du vol et l'importance du volume observé à chaque pixel radar, les résultats produit par l'algorithme HID soumis aux données du radar Xport du 13 aout 2010 sont en bonne cohérence avec les observations in situ. Ces résultats sont également conformes avec les caractéristiques microphysiques des systèmes précipitants sahéliens publiés dans la littérature (Evaristo et al. 2010; Cetrone and Houze 2009; Bouniol et al. 2010).

L'analyse des distributions des particules au sein de l'évènement du 13 aout 2010 pour la partie convective du système fait apparaître majoritairement la pluie intense entre le sol et 3000m d'altitude (Figure 91a). Au sein de la bande brillante, entre 4000 et 5000m, on constate un mélange important des différents types de particules solides, humides et sèches, ainsi que la présence d'eau liquide (Figure 91c). Entre 6 et 8km d'altitude, les graupels constituent la classe majoritairement présente (Figure 91e). Dans la partie

stratiforme de l'amas nuageux, la pluie faible (drizzle) est en pourcentage plus présente dans les basses couches que précédemment (Figure 91b). La bande brillante est marquée par une forte présence des particules solides humides et moins de gouttes d'eau (Figure 91d). Enfin en haute altitude, on note une nette augmentation du pourcentage d'agrégats (Figure 91f).

Les séries temporelles de distributions de particules glacées en haute altitude font apparaître dans un premier temps une quantité plus importante de graupels que d'agrégats dans la partie convective. Suite à la phase de transition entre les parties convectives et stratiformes, la population d'agrégats devient majoritaire et ne cesse d'augmenter jusqu'à la fin de l'événement. Plus on s'éloigne des cellules convectives, plus la présence d'agrégats, hydrométéores de faible densité, est forte (Figure 92c).

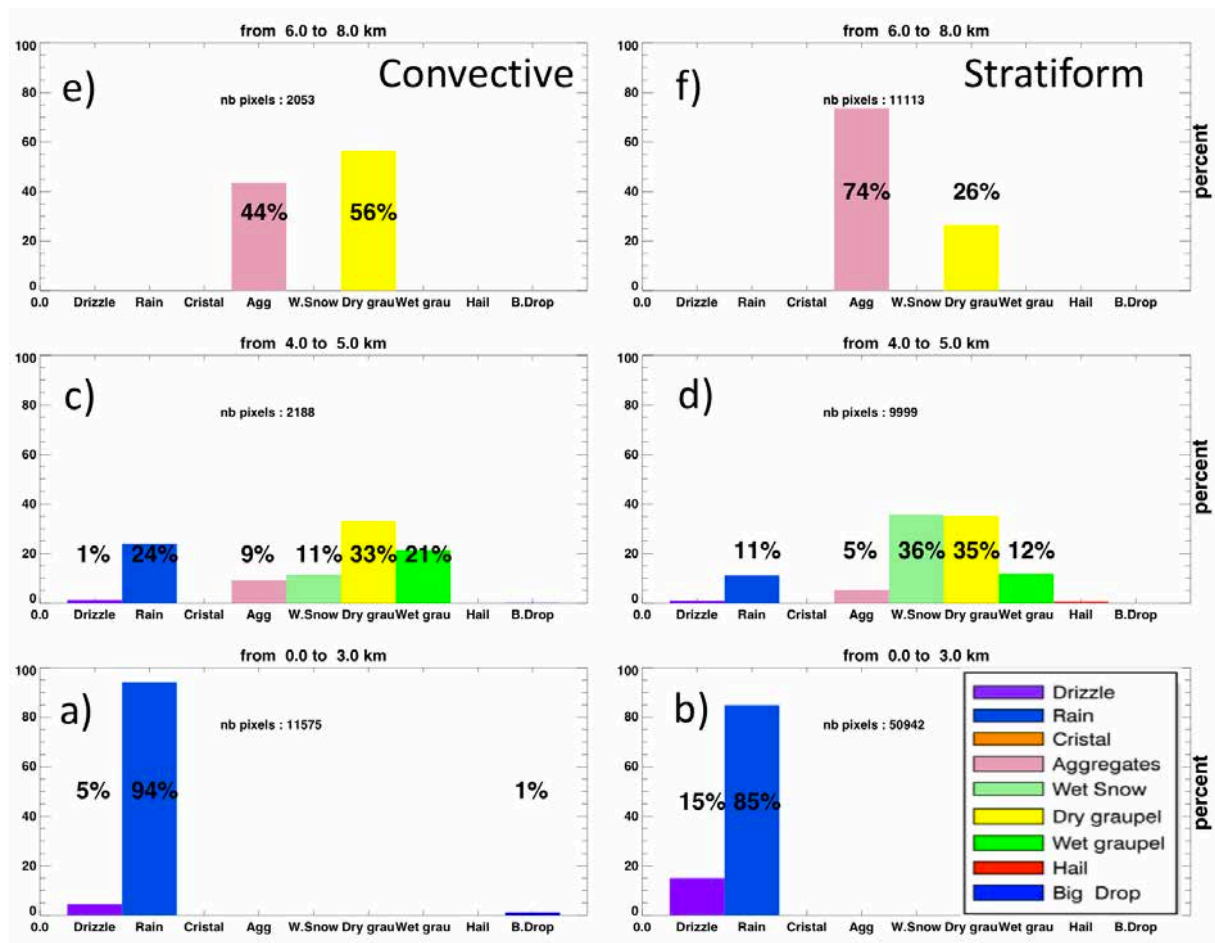


Figure 91 : Distributions des types d'hydrométéores, indiquées en pourcentage, pour la couche de précipitation liquide comprise entre 0 à 3km (a ; b), la couche de fusion de 4 à 5 km (c ; d) et la couche de précipitation solide de 6 à 8km (e ; f) pour les parties convectives et stratiformes de l'événement du 13 août 2010 (d'après Cazenave et al. 2016).

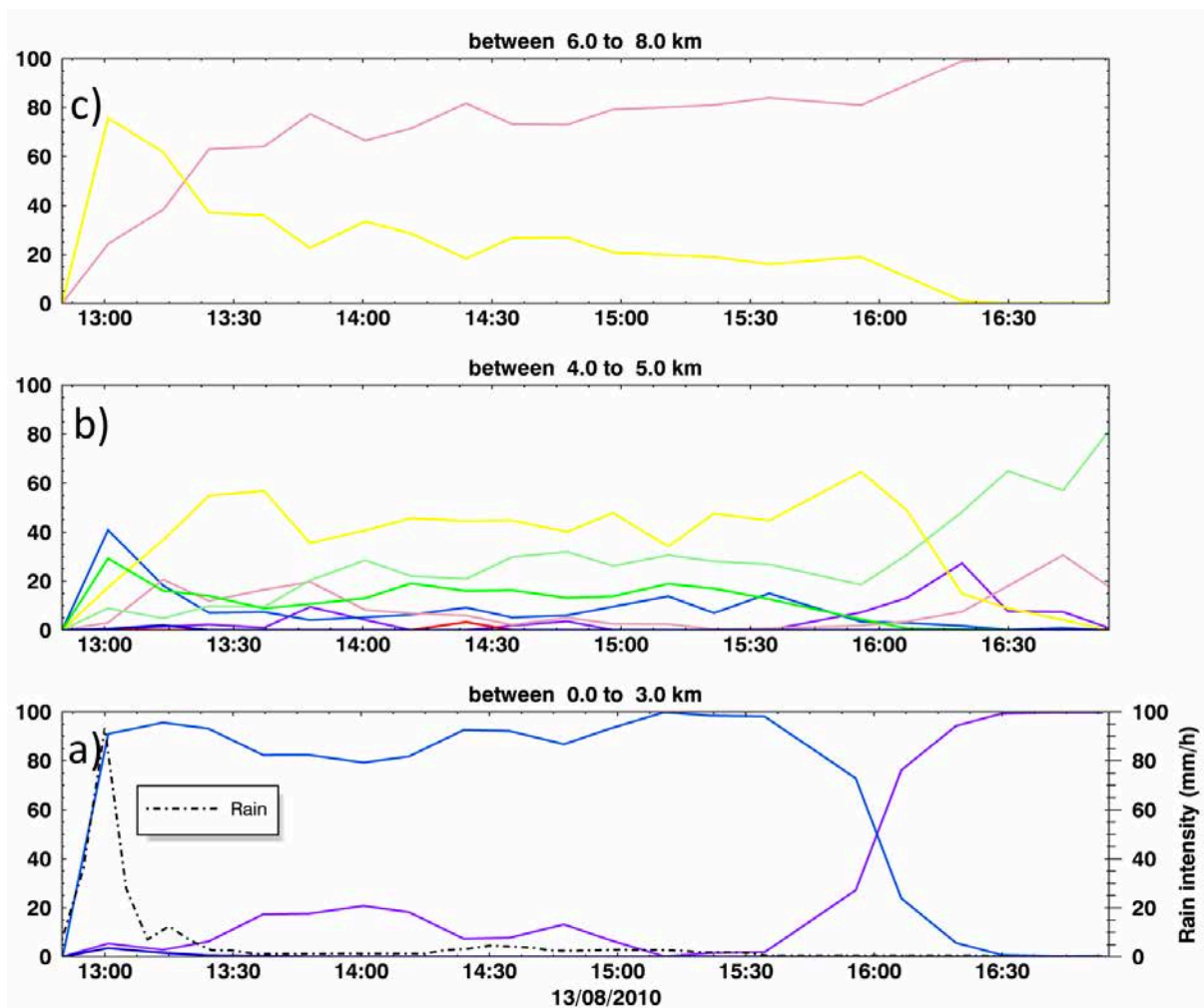


Figure 92 : Évolution temporelle des pourcentages des types d'hydrométéores sur la durée de l'événement du 13 août 2010 pour la couche de précipitation liquide comprise entre 0 à 3km (a), la couche de fusion de 4 à 5 km (b) et la couche de précipitation solide de 6 à 8km (c). L'information pluviométrique associée est donnée par le hyétogrammes de la station pluviographique de Deberagati (13.0588N, 2.1228E) (a, ligne pointillée) (d'après Cazenave et al. 2016).

V.5 - Conclusion et perspectives

Les données du radar Xport soumises à l'algorithme HID permettent de classer les hydrométéores au sein des systèmes précipitants d'Afrique de l'Ouest. Malgré un nombre relativement faible de type de particules glacées discriminées (graupels, agrégats et cristaux de glace) et un manque d'information sur leur degré de givrage, les éléments apportés permettent de documenter la structure microphysique et la dynamique des systèmes convectifs régionaux.

En perspective de cette étude, l'ensemble des données Xport, acquises lors des campagnes AMMA au Bénin de 2006 à 2007, MT2010 acquises au Niger, MT2012-2013 acquises au Burkina Faso seront soumises à l'algorithme HID. L'objectif est de caractériser régionalement les distributions d'hydrométéores au sein des systèmes de méso-échelle sahéliens et d'identifier des signatures microphysiques spécifiques liées à l'état de maturité des systèmes de précipitation, à leur localisation latitudinale, à leur genèse au cours de l'année ou à leur intensité.

Characterization of Hydrometeors in Sahelian Convective Systems with an X-Band Radar and Comparison with In Situ Measurements. Part I: Sensitivity of Polarimetric Radar Particle Identification Retrieval and Case Study Evaluation

F. CAZENAVE,* M. GOSSET,⁺ M. KACOU,[#] M. ALCOBA,⁺ E. FONTAINE,[@] C. DUROURE,[@] AND B. DOLAN[&]

*Laboratoire d'étude des Transferts en Hydrologie et Environnement, IRD/Université Grenoble Alpes/CNRS, Grenoble, France

⁺Geoscience Environnement Toulouse, UMR 5563 CNRS/IRD/UTM, Observatoire Midi-Pyrénées, Toulouse, France

[#]Laboratoire de Physique de l'Atmosphère et de Mécanique des Fluides, Université Félix Houphouët-Boigny, Ivory Coast

[@]Laboratoire de Météorologie Physique, Université Blaise Pascal, Aubière, France

[&]Colorado State University, Fort Collins, Colorado

(Manuscript received 3 January 2015, in final form 18 November 2015)

ABSTRACT

The particle identification scheme developed by Dolan and Rutledge for X-band polarimetric radar is tested for the first time in Africa and compared with in situ measurements. The data were acquired during the *Megha-Tropiques* mission algorithm-validation campaign that occurred in Niger in 2010. The radar classification is compared with the in situ observations gathered by an instrumented aircraft for the 13 August 2010 squall-line case. An original approach has been developed for the radar-in situ comparison: it consists of simulating synthetic radar variables from the microphysical-probe information and comparing the two datasets in a common “radar space.” The consistency between the two types of observation is good considering the differences in sampling illustrated in the paper. The time evolution of the hydrometeor types and their relative proportion in the convective and stratiform regions are analyzed. The farther away from the convection one looks, the more aggregation dominates, riming diminishes, and hydrometeors are less dense. Particle identification based on the polarimetric radar will be applied to a 5-yr African dataset in the future.

1. Introduction

Since the beginning of their application to weather radar in the 1970s (Seliga and Bringi 1976, 1978), dual-polarization techniques have contributed to improving quantitative precipitation estimation (Cifelli and Chandrasekar 2013; Ryzhkov et al. 2005) and a better analysis of physical processes inside storms (Bluestein et al. 2007; Tanamachi et al. 2012; French et al. 2014). The polarimetry-based particle identification (Hall et al. 1984; Vivekanandan et al. 1999; Zrnić et al. 2001; Lim et al. 2005; Marzano et al. 2010; Chandrasekar et al. 2013) is a method that is commonly used to synthesize the information from a variety of radar variables (reflectivities in two channels, differential reflectivity, the linear depolarization ratio when available, differential phase shift, and cross-polarization correlation coefficient) into a single piece of information:

the dominant type of particle inside the radar beam. Depending on the objectives, the particle identification can be applied to filtering out nonmeteorological targets and/or to distinguish various types of hydrometeors—in particular, hail and the associated hazard (Bringi et al. 1986; Illingworth et al. 1986; Ryzhkov et al. 2005). Many case studies have been presented in which the particle identification was used, often in combination with the Doppler information, to study the microphysical and dynamical processes inside precipitating systems (Barnes and Houze 2014; Höller et al. 1994). In the paper that is presented here, radar classification of hydrometeors is applied to a very specific question: What are the characteristics of the ice-phase hydrometeors encountered in the precipitating regions of continental convective systems in the tropics?

This specific question has been raised in the framework of the *Megha-Tropiques* (MT) satellite mission (Roca et al. 2015; Kidd et al. 2013; <http://meghatropiques.ipsl.polytechnique.fr/>) dedicated to the water and energy cycle in the tropical atmosphere. *Megha-Tropiques* is a

Corresponding author address: F. Cazenave, UGA, Laboratoire LTHE - UMR 5564 CS 40700, 38058 Grenoble CEDEX 9, France.
E-mail: frederic.cazenave@ird.fr

member of the Global Precipitation Measurement mission (GPM; Hou et al. 2014), and one objective of *MT* is rainfall retrieval on the basis of passive microwave radiometry. The retrieval is based on the Bayesian Rain Retrieval Algorithm including Neural Network (BRAIN; Viltard et al. 2006) estimation algorithm. BRAIN compares the observed microwave brightness temperatures (Tbs) with a reference database of synthetic Tbs that have been obtained from microphysical profiles and a radiative transfer model. Over the continent where the lowest microwave frequencies are impacted by the surface emissivity, rainfall retrieval is based on the higher microwave frequencies, sensitive to ice scattering (Hong 2007; Johnson et al. 2012). The accuracy of the retrieval is therefore strongly dependent on 1) the physical link between the quantity of icy hydrometeors aloft and surface rain (Viltard et al. 2006) and 2) a good representation of the icy hydrometeors scattering properties in the radiative transfer model (Bauer et al. 2000; Olson et al. 2001).

To acquire quantitative information about the nature, size, and density of the hydrometeors that influence the microwave Tbs over the continent, the *MT* program organized a dedicated field campaign, in Niger, in August 2010. The Niamey 2010 Megha-Tropiques Ground Validation (MTGV) campaign focused on continental mesoscale convective systems (MCSs) as observed in the Sahel. An instrumented aircraft from the Service des Avions Français Instrumentés pour la Recherche Environnementale (French Service of Instrumented Aircraft for Environmental Research; SAFIRE) equipped with several microphysical probes and the 94-GHz cloud radar named Radar Aéroporté et Sol de Télédétection des Propriétés Nuageuses (RASTA; Protat et al. 2009) was stationed in Niamey for 3 weeks and flew inside 11 convective systems (Fontaine et al. 2014). Although they are extremely valuable, one limitation of airborne in situ measurements is their representativeness; only a few MCSs could be observed, and within each system the volume actually sampled is small and is limited to areas within which the aircraft can fly safely. During the MTGV campaigns the airborne observations were complemented with a ground-based dual-polarization radar to provide a more global picture of the spatio-temporal variability of hydrometeors within and between convective systems.

Previous studies that were based on cloud-resolving or conceptual models (Caniiaux et al. 1994; Houze 2004; Penide et al. 2010; Schumacher and Houze 2006) and on observations (Guy et al. 2013; Evaristo et al. 2010; Bouniol et al. 2010) have given a good description of the dynamics and microphysics within continental MCSs, their convective front, the trailing stratiform region, and

the anvil (Bouniol et al. 2010). The convective front is characterized by strong updrafts, high rain rates reaching $100\text{--}200\text{ mm h}^{-1}$, and aloft strongly rimed dense particles like graupel. The trailing stratiform region is characterized by a weaker updraft and a growth of particles by aggregation as they precipitate. On radar images the stratiform region exhibits a typical bright-band signature associated with the melting of big aggregates as they fall through the 0° isotherm (see also Alcoba et al. 2016; hereinafter Part II). Evaristo et al. (2010) pointed out the presence of old dissipating convective cells associated with rimed particles even inside the stratiform region of West African MCSs. Dense particles such as graupel and aggregates that are less rimed and lighter (Hong 2007; Johnson et al. 2012; Straka et al. 2000) have very different scattering properties. Quantifying the amount of riming in different parts of MCSs would therefore be useful. This information would help to parameterize the microphysical/scattering properties of hydrometeors for a microwave rain-retrieval scheme. One way to approach this question with ground-based radar is by analyzing the radar properties of the particles as synthesized by polarimetry-based particle identification; however, the relevance/confidence level of the identification needs to be assessed first. During the African Monsoon Multidisciplinary Analysis observation campaigns (Lebel et al. 2010), several studies provided single- or dual-polarization radar observations (Guy et al. 2013; Evaristo et al. 2010) or airborne in situ observations (Bouniol et al. 2010; Frey et al. 2011) inside MCSs. During these campaigns, however, the inflight observations were not in the vicinity of polarimetric radar and the two types of measurements were not compared.

The objective of this paper (and of Part II) is to compare the particle properties derived from the dual-polarization radar with those reported by the airborne instruments. According to BRAIN's developers, the layer inside precipitating clouds that contributes most to the brightness temperature observed in the "scattering channels" (i.e., 80–90 GHz) is located directly above the 0° isotherm and up to 3 or 4 km above it. The main focus of this work is to quantify the relative proportion of dense particles (classified as "graupel") and lighter particles (classified as "aggregates") in the cold precipitating layers of tropical continental MCSs. The classification is based on our X-band dual-polarization radar (Koffi et al. 2014). The comparison with the in situ data is made on the basis of the catalog of images derived from the probes and synthetic polarimetric radar variables derived from the particle information and a **T**-matrix scattering code (Mishchenko et al. 1996).

Section 2 describes the dataset. Section 3 compares different hydrometeor classification schemes and analyzes the sensitivity of the hydrometeor identification (HID) to uncertainty in the radar signal and the weight given to the variables. Section 4 presents the 13 August 2010 case study and the radar–in situ comparisons; section 5 analyzes the variability within the observed convective system. Section 6 summarizes the findings.

2. Dataset

The data were collected during the *MT* algorithm-validation campaign in Niamey, Niger, in August 2010. This prelaunch campaign (the satellite was launched in October 2011) was dedicated to validating the microphysics assumptions used in the microwave rain retrieval BRAIN (Viltard et al. 2006) for continental convective systems. An instrumented aircraft and an X-band polarimetric radar were transported to Niger for the experiment. The objectives of these combined measurements were twofold: 1) to acquire direct information on the particle size distribution and density over the limited domain sampled by the aircraft and 2) to document the spatial and temporal variability of these microphysical properties and their variations among MCSs observed by ground radar. First the consistency of the microphysical information derived by the airborne instruments and the ground radar on their common coverage must be checked. As already stated, the main concern is the scattering properties of the icy hydrometeors that have significant impact on the microwave signal received from continental tropical rainy systems: the precipitating ice above the melting level.

Eleven instrumented flights were successfully completed inside the stratiform region of squall lines, with the aircraft flying at different altitudes to document the vertical as well as horizontal variability of microphysical properties (Fontaine et al. 2014). Only one flight was close enough to the “Xport” radar to allow direct and quantitative comparison between the radar polarimetric variables and the in situ information. Figure 1 shows the ground projection of the aircraft trajectory on the 13 August flight superimposed on the radar reflectivity field. It displays the stratiform region of the MCS as observed at 1521 UTC.

a. Xport radar data

The polarimetric information is provided by the Xport X-band (9.4 GHz) polarimetric radar from the Institut de Recherche pour le Développement (IRD). Xport is a dual-polarization radar with simultaneous (and not alternate) emission/reception of the horizontal (H) and vertical (V) polarizations. The radar characteristics are

given in Table 1. During the campaign the radar was operating in Sadore (13°14′34.00″N, 2°16′27.00″E) 28 km south of the Niamey airport where the instrumented aircraft was based. The radar scanned the atmosphere by 3D sequences of 12 min with 12 PPIs as detailed in Table 1 (see also Fig. 1 of Part II). The maximum observation distance is 135 km, but the hydrometeor classification is restricted to the first 60 km of range.

As detailed in section 3, the HID is based on four polarimetric radar variables: the radar reflectivity in one polarization (here horizontal, or Z_h), the differential reflectivity Z_{DR} , the specific differential phase shift K_{DP} , and the cross-polarization correlation ρ_{hv} .

One consequence of working at X band is that the propagation effects in rain are strong in comparison with lower frequencies. This is especially true for the heavy rainfall encountered in African squall lines. On the one hand this means that K_{DP} is 2–3 times as high as for S and C band, which is good for the HID. On the other hand the radar reflectivities in both channels suffer attenuation and need to be corrected before the HID can be applied.

The Xport data are corrected for attenuation on the basis of the well-known link between the attenuation by rain and the differential phase shift (Matrosov et al. 2009; Testud et al. 2000; Zahiri et al. 2008). The correction scheme is based on Matrosov et al. (2005) and assumes a linear relationship between the path-integrated attenuation (PIA) and the differential shift φ_{DP} :

$$PIA_H = \alpha \varphi_{DP}. \quad (1)$$

The prefactor α of the relation has been estimated using the method proposed by Carey et al. (2000) as in Koffi et al. (2014). The method is based on deriving Eq. (1) as a function of φ_{DP} . On this basis, Carey et al. (2000) showed that α can be derived as the slope of the best-fitted line on a scatterplot of reflectivity versus differential phase shift. This method was applied on the whole Niamey 2010 dataset, and the value of α is found to be 0.28 on average, with a small variability among storms.

The attenuation correction and the radar calibration are also verified by comparing the radar-based rainfall estimates with gauges (Koffi et al. 2014; Kacou 2014) and checking that there is no remaining range-dependent bias. The Z_{DR} is initially calibrated using vertically pointing scans for cases with no attenuation (drizzle; cloud). The consistency between the attenuation-corrected Z_{DR} , or Z , and K_{DP} (Koffi et al. 2014) is used as final check of the quality of the attenuation correction. We carried out some sensitivity tests that were based on a brightband model (see Part II) and the T-matrix code to check whether the attenuation-correction method adjusted in rain (lower elevation

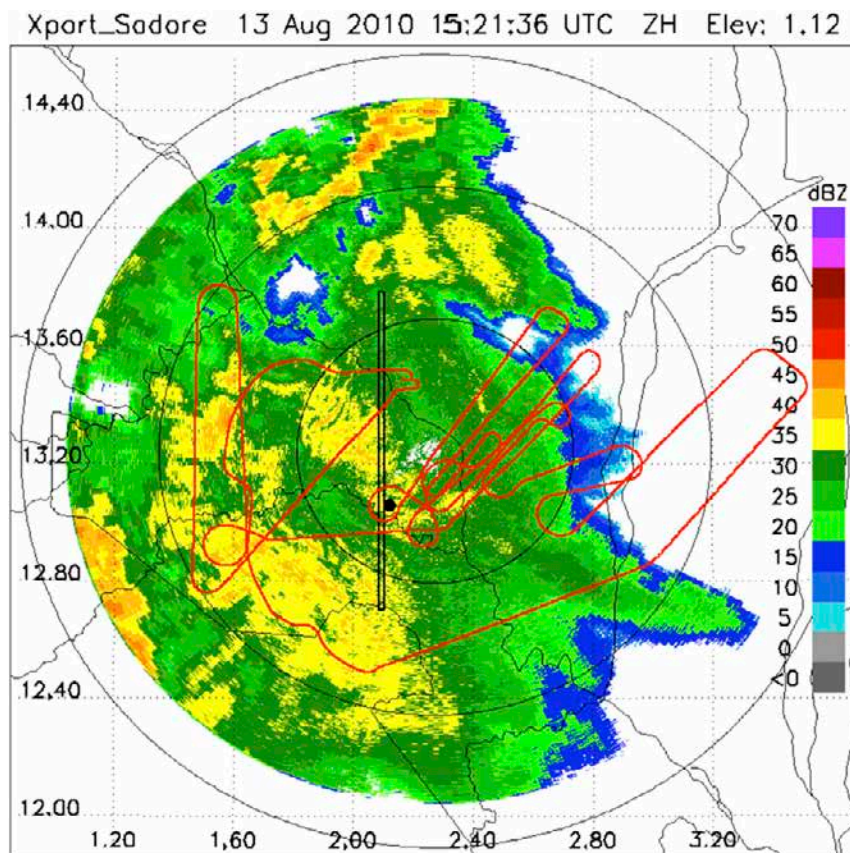


FIG. 1. Xport radar reflectivity field (1.12° elevation) for 1521:36 UTC 13 Aug 2010. Red line: ground projection of the instrumented-aircraft trajectory for the flight (which lasted from 1323 to 1610). The black rectangle is the ground projection of the volume used to analyze the time evolution of the microphysics (section 5), and the black point is the position of the Deberagati rain gauge (13.058°N , 2.122°E).

angles) caused systematic biases when used through the bright band. The results (not shown) are that various effects within the bright band tend to cancel out and thus the overall effect is additional uncertainty (random errors) but no systematic under or overestimation. Also, given the position of the study domain (black rectangle in Fig. 1), the slant path through the bright band accounts for 2%–10% of the total path.

The method adopted to produce K_{DP} for each range bin from φ_{DP} is similar to Koffi et al. (2014): the mean slope in φ_{DP} as a function of range is calculated over ± 5 range bins around the bin of interest, using a linear fit. Only the range bins with a value of ρ_{HV} above a given threshold are used for the linear fit.

b. Airborne microphysical instruments

The instrumented aircraft is SAFIRE's Falcon 20, flying at cruising speed of 290 m s^{-1} . The aircraft was equipped with microphysical optical-array probes to sample frozen and liquid cloud and precipitation

hydrometeors: a 2D stereo probe (2D-S) from Stratton Park Engineering Company, Inc., that acquires 2D images in the size range $10\text{--}1280\ \mu\text{m}$ and the Precipitation Imaging Probe from Droplet Measurement Technologies, Inc., for images of hydrometeors in a size range of $100\text{--}6400\ \mu\text{m}$. A catalog of hydrometeor images from the probes is produced for each flight. Artifact rejection is applied on the catalog to filter splashed and shattered images on the basis of a combination of rules for inter-arrival time, size of fragments, and number of fragments in the image, and reconstruction of partial particle images is performed (Duroure et al. 1994; Fontaine et al. 2014). From the catalog, the particle maximum dimension D_{max} , or major axis, is extracted as the longest dimension of the axis crossing the barycenter of the particle image. The dimension of the minor axis is equal to the dimension of the axis perpendicular to the D_{max} axis passing through the barycenter. Thus, the ratio of the minor axis over the major axis is identified as the aspect ratio of the particle, and the number particle size

TABLE 1. Xport radar characteristics.

Radar name	Xport
Frequency	9.4 GHz
Polarization	Dual (H and V simultaneous)
Transmitted power	100 kW (50 kW horizontal; 50 kW vertical)
Pulse width	1 μ s
Pulse repetition frequency	1 kHz
Beamwidth (3 dB)	1.4°
Pulse integration	64
Gate length	205 m
Antenna scan speed	12° s ⁻¹
Elev range	From -0.5° to 90.5°
Antenna dimension	1.8 m
Available radar variables for HID	Z, Z _{DR} , ϕ_{DP} , K _{DP} , and ρ_{HV}
Antenna scanning strategy: elev of the 12 PPIs	1.1°, 2.6°, 5.5°, 9.5°, 15°, 31°, 1.1°, 4°, 7.5°, 12°, 21.7°, and 45°
Sequence duration	12 min
Distance of obs	Radar range: 135-km; obs restricted to 60 km for HID

distribution (PSD) is calculated as a function of D_{\max} . The aircraft was also carrying the 94-GHz Doppler RASTA (Bouniol et al. 2008; Protat et al. 2009). Fontaine et al. (2014) have developed a method to derive the hydrometeor mass–diameter laws by combining the PSD derived from the probes and the reflectivity measured by the radar and using **T**-matrix simulations.

The in situ information (Fontaine et al. 2014) available for this study consists of three things: The first is the PSD $N(D)$ expressed as the number of particles per volume of air and per diameter class ($\text{mm}^{-1} \text{m}^{-3}$). For this work, the PSD is based on the maximum dimension D_{\max} of the particles (Fontaine et al. 2014). The PSD is integrated over 10 s along the flight. The diameter increment is set to 100 μm for a size range of particle diameters ranging from 50 to 6450 μm . The second consists of the prefactor α and exponent β of the density law, as defined by

$$m(D_{\max}) = \alpha D_{\max}^{\beta}, \quad (2)$$

with D_{\max} in centimeters and $m(D_{\max})$ in grams. The third is the mean aspect ratio of the particles. With the above items and a scattering code, synthetic radar variables can be simulated along the flight trajectory, as discussed in section 4.

3. Particle identification: Principle and sensitivity analysis

Distinguishing various types of hydrometeors from polarimetric radar signatures was first introduced and

implemented by Straka and Zrnić (1993). One strong operational motivation for their study was to distinguish hail from rain. Following this pioneering work, many studies have demonstrated the usefulness of HID for various research and operational applications: better understanding of cloud dynamics and microphysics coupling (Rowe and Houze 2014), improvement of radar processing and elimination of nonmeteorological targets (Gourley et al. 2007; Figueras i Ventura and Tabary 2013; Al-Sakka et al. 2013), and more precise quantitative precipitation estimation (QPE; Rico-Ramirez and Cluckie 2008). Most of the work on HID has been done in the S and C bands, which are the most common frequencies for operational weather radar. However, because of the recent renewed interest in radar operating at X band for QPE (Matrosov et al. 2005; Testud et al. 2000; Koffi et al. 2014), several groups have reported HID on the basis of X-band radar (Dolan and Rutledge 2009; Marzano et al. 2010).

a. Principle

The basic principle of HID is to distinguish particles on the basis of the position in the space of the polarimetric radar variables (Z_h , Z_{DR} , K_{DP} , ρ_{hv} , etc.) with or without additional information (such as the air temperature profile). Different techniques have been proposed: decision tree (Höller 1995), fuzzy-logic technique (Dolan and Rutledge 2009; Zrnić et al. 2001), neural networks (Liu and Chandrasekar 2000), or Bayesian theory (Marzano et al. 2010). The choice and number of input and output variables vary a lot from author to author. Review works such as Chandrasekar et al. (2013) and Al-Sakka et al. (2013) give a good idea of the span of available methods and applications.

The HID scheme used for this study is based on Vivekanandan et al. (1999) as adapted to the X band by Dolan and Rutledge (2009). It uses a fuzzy-logic method with weighted membership beta functions (MBF) associated to each couple of input variables and hydrometeor types. The input variables are Z_h , Z_{DR} , K_{DP} , and ρ_{hv} . Nine types of hydrometeors are considered: drizzle (light rain), rain (medium or heavy), big drops, hail, wet graupel, wet aggregates or snow, dry graupel, dry aggregates or snow, and ice crystals.

The hybrid fuzzification method, in which the MBFs of the radar variables are multiplied by the MBF of the temperature, is implemented. This method gives a strong weight to the temperature, which helps in discriminating between liquid and solid particle, such as drizzle and snow (Al-Sakka et al. 2013).

Equation (3) below gives the expression of the score calculated for the hydrometeor type i as a function of the MBF of the radar variables and temperature:

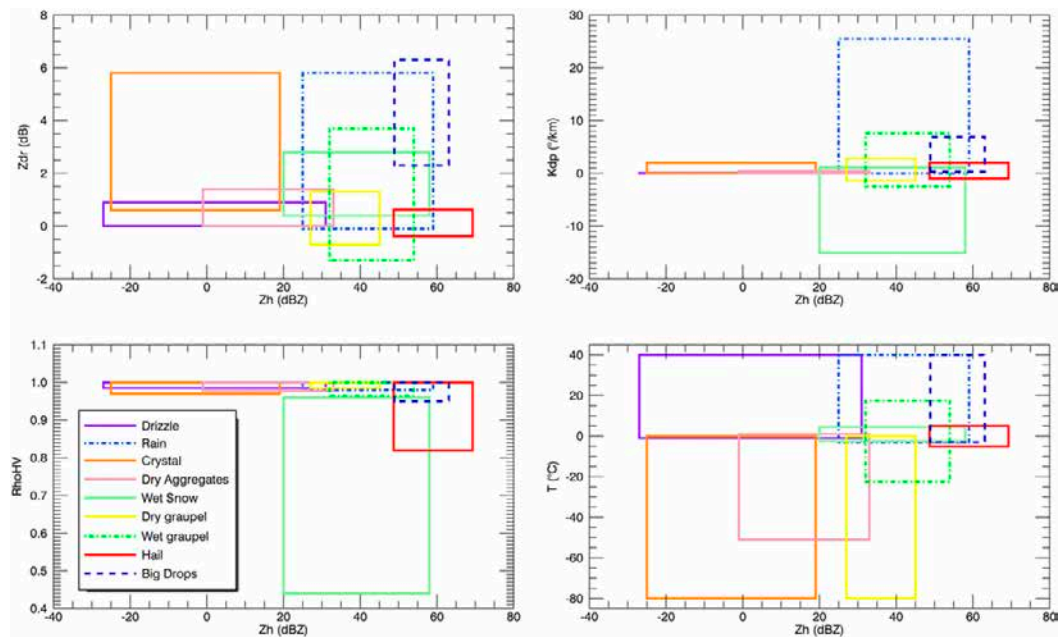


FIG. 2. Representation of the region in which the MBF of Z_{DR} , K_{DP} , ρ_{HV} , and T ($^{\circ}\text{C}$) are equal to 1 (y axis) vs the one in which the MBF of Z_h is equal to 1 (x axis). The colors and line styles are for the nine hydrometeor types, as indicated.

$$A_i = \text{MBF}(i, T) \frac{\sum_{j=1}^n [W_j \times \text{MBF}(i, j)]}{\sum_{j=1}^n W_j}, \quad (3)$$

where i is the hydrometeor type, j is one of the four polarimetric variables, W_j is the weight given to the polarimetric variable, and T is temperature; n is the number of polarimetric variables and is equal to 4 here (Z_h , Z_{DR} , K_{DP} , and ρ_{HV}). The hydrometeor type with the maximum A value is considered to be the predominant type in the radar volume.

The MBFs are illustrated in Fig. 2. They are the monovariates MBF that were proposed by Dolan and Rutledge (2009) and further improved by Thompson et al. (2014). They are based on scattering simulations and a rich span of assumptions for the microphysical properties of the hydrometeors (Dolan and Rutledge 2009).

Figure 2 presents the regions where the MBF is equal to 1, for each particle type in four two-dimensional spaces defined by the radar variables and the temperature: Z_h - Z_{DR} , Z_h - K_{DP} , Z_h - ρ_{HV} , and Z_h - T ($^{\circ}\text{C}$). None of the variable pairs enables the unambiguous distinction of all particles. The overlap between at least two particles and up to five particles is common as, for instance, for the domain limited by the reflectivity range 25–30 dBZ and the Z_{DR} range 0–1 dB. Some radar variables

provide a good discrimination between two specific species. For instance, reflectivity is a good discriminating factor between snow aggregates (with a maximum of probability in the range 0–35 dBZ) and dry graupel (most probable between 25 and 45 dBZ); in their common reflectivity domain (25–35 dBZ), the larger spread of K_{DP} and Z_{DR} values can help in distinguishing the graupel. Phase shift K_{DP} is also useful to distinguish between wet graupel and wet aggregates, which occupy overlapping domains in the Z_h - Z_{DR} space. Correlation ρ_{HV} is a very good indicator of the wet/melting hydrometeors. The drop in ρ_{HV} along a vertical profile is indeed known as a good marker of the melting layer (Zrníć et al. 2001). However, ρ_{HV} can also diminish when the signal-to-noise ratio is low, as at the edge of storms or in case of strong attenuation, and this variable should be used with caution in classifications (Zahrai and Zrníć 1993). The weight given to each radar measurement [W_j in Eq. (3)] is adjusted according to the confidence one has in the polarimetric variables (Dolan and Rutledge 2009).

b. HID sensitivity analysis

As displayed in Fig. 2 and Eq. (3), the output of the HID scheme depends on the MBF of each of the measured radar variables [and T ($^{\circ}\text{C}$)] and the weights (W_j). A shift in the measured values (e.g., because of a calibration drift) or a change in the weights may result in the selection of a different type of particle. This section

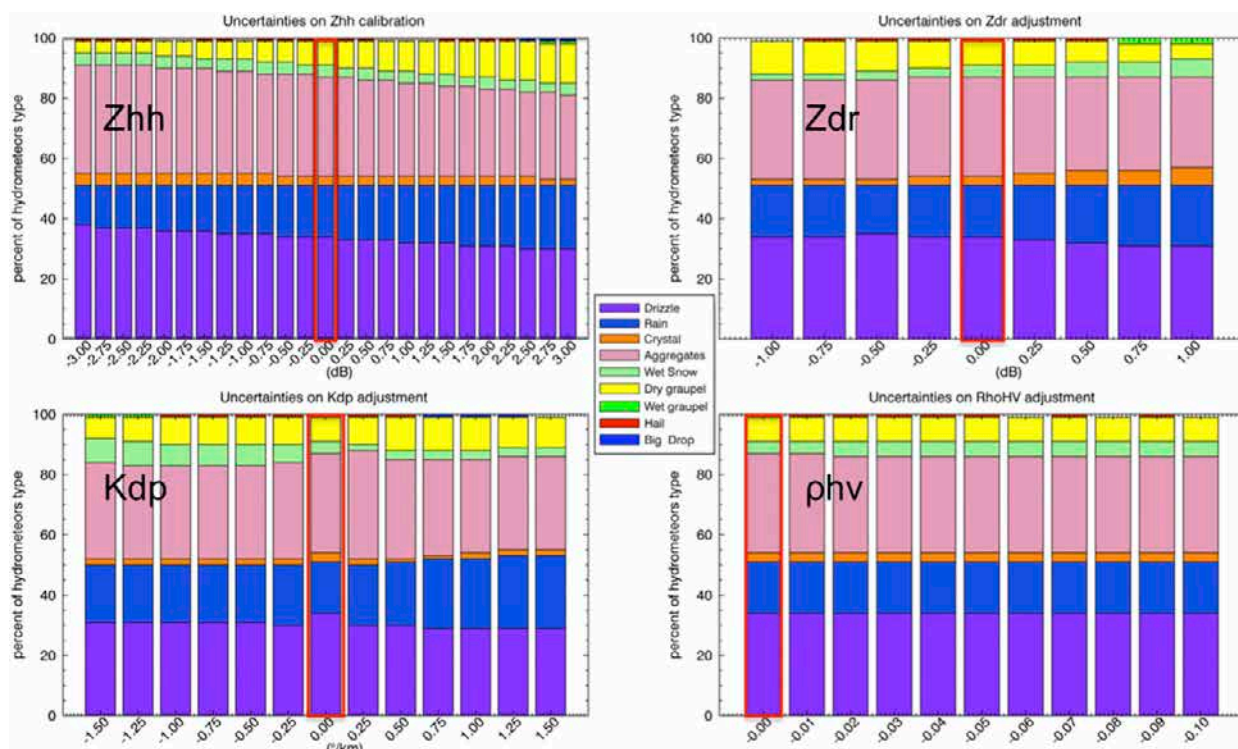


FIG. 3. Sensitivity of HID algorithm to the uncertainty in each radar variable (see text). The y axis is percentage of each hydrometeor, and the x axis is the bias applied to each radar variable, as indicated. The test is applied to the volume scan acquired 1606 UTC 13 Aug 2010. The highlighted red rectangles show the default setup of the HID algorithm.

analyzes the sensitivity of the HID output to the uncertainty in the observed radar variables and to the prescribed weights; this kind of analysis is seldom presented in papers reporting HID results.

To illustrate the influence of measurement uncertainty and weight values, the HID output when the radar variables are shifted or a different weight is applied are compared with a *default* setup. The case study is the stratiform region of the 13 August 2010 squall line (seen in Fig. 1) observed at 1606 UTC. The HID output is analyzed for the whole volume scan (12 PPis). The analysis is restricted to a 60-km range, which gives a total of 292 radar gates. The HID is based on Z_h , Z_{DR} (both corrected for attenuation—see section 2a), K_{DP} , ρ_{hv} , and the temperature profile (provided for the day by the airplane). For the default setup, the weights given to each variable are those provided by Dolan and Rutledge (2009): $W_{Z_h} = 1.5$, $W_{Z_{DR}} = 0.4$, $W_{K_{DP}} = 1.0$, and $W_{\rho_{hv}} = 0.2$.

The analysis focuses on the percentage of radar pixels with a given type of predominant hydrometeor within the volume scan. For the default setup (highlighted red rectangles on Fig. 3) these percentages are 34% of drizzle, 17.6% of rain, 3.7% of wet snow, 0.6% of wet graupel, 32.9% of snow aggregates, 8% of dry graupel,

and 3% of ice crystals. Sections 3b(1) and 3b(2) illustrate the variability of these percentages when the radar signal is perturbed or the weights are changed. The analysis focuses on the respective proportions of aggregates and graupel, which is the main objective of this work.

1) UNCERTAINTIES IN RADAR VARIABLES

Random and systematic errors impact the radar variables (Lee 2007; Smith and Krajewski 1991). For instance, biases due to miscalibration or to a non-perfect correction of the attenuation may affect the reflectivities (both Z_h and Z_{DR}) and shift the value of their MBFs, ρ_{hv} may be reduced because of a low signal-to-noise ratio in the case of strong attenuation, and the uncertainty in K_{DP} is brought about by the noise in the measured differential phase shift and various effects like nonuniform beamfilling or the impact of the scattering phase shift (Anagnostou et al. 2004). A negative or positive bias was introduced into the variables, one at a time, before applying the HID. The amplitude of the signal offset varies by ± 3 dB (in steps of 0.25) for Z_h , ± 1 dB (in steps of 0.25) for Z_{DR} , $\pm 1.5^\circ \text{ km}^{-1}$ (in steps of $0.01^\circ \text{ km}^{-1}$) for K_{DP} , and from 0 to -0.1 (in steps of 0.01) for ρ_{hv} . The impact on the HID results is quantified in Fig. 3.

As expected from the shape of the MBF patterns (Fig. 2), a positive bias in Z_h enhances the proportion of particles associated with strong reflectivities (below the 0° level, rain at the expense of drizzle; above the bright band, dense graupel at the expense of less reflexive aggregates). For a positive bias of 3 dB, the respective percentages of graupel and aggregates become 13.1% and 28.4% instead of 8% and 32.9% for the default setup. On the contrary, a negative bias enhances the apparent proportion of aggregate (36%) and reduces further the amount of graupel (3.8%). The uncertainty in the polarimetric variables Z_{DR} and ρ_{hv} has less impact on the proportion of graupel versus aggregates but tends to modify the amounts of wet particles that have a strong polarimetric signature. According to Fig. 2, wet snow is very probable while aggregates and graupel are not, for high value of Z_{DR} and for low values of K_{DP} . These sensitivity results are obviously very dependent on the way that the various particles were modeled in the numerical database used to derive the MBFs. An important result for our focus is that the relative quantities of graupel/aggregates are very robust to the radar variable uncertainty. The higher sensitivity is associated with Z_h , which is logical given the shape of the aggregates and graupel MBF in Fig. 2 and also given the strong weight given to Z_h . Within the offset range ± 1.5 dB, the percentage of graupel varies from 5.6% to 10.7% and the percentage of aggregate varies from 30.5% to 34.8%. In this example, aggregates remain dominant over graupel, whatever the bias may be.

A similar test (not shown) was carried to check the sensitivity to the height of the 0° isotherm. Given an error up to ± 750 m (± 3 radar bins), the relative proportion of aggregates versus graupel changed from 77% aggregate and 23% graupel to 82% and 18%, respectively.

2) WEIGHT OF THE POLARIMETRIC VARIABLES

Adjusting the weight [W_j in Eq. (3)] is a way to limit the impact of variables that are not “trusted.” According to Vivekanandan et al. (1999), the weights are determined subjectively on the basis of the accuracy of the variables and the discrimination skill they provide. At S band, Vivekanandan et al. set the weights of three of the variables (Z_h , Z_{DR} , and T) to 2 times as high as the weights of K_{DP} and ρ_{hv} . For X band, Dolan and Rutledge (2009) chose a low weight for Z_{DR} (0.4) to limit the impact of this variable’s uncertainty on the HID results; the weight on ρ_{hv} was also low (0.2), and the weight on K_{DP} was kept high (1.0 while Z_h is 1.5) because this variable is better measured at X band than at S or C band. The work presented here uses by default the weights proposed by Dolan and Rutledge (2009).

To test the sensitivity of the HID to the weights given to each radar variable, we vary them one at a time, in the range from 0.1 to 2.0 by step of 0.1. The impact on the HID results is quantified in Fig. 4.

The sensitivity to the weight of Z_h is very low when the weight varies in the range 1–2. When the weight of Z_h is below 1, the effect is strong—in particular, on the respective amounts of retrieved aggregates/graupel. The same effect is also noticed when the weight on K_{DP} is increased. These results are in agreement with Fig. 2: graupel is probable for a larger range of K_{DP} values than aggregates; when more weight is given to K_{DP} than to Z_h then graupel is favored relative to aggregates by the HID scheme. A similar reasoning explains the enhanced percentage of hail when the weight of Z_h is reduced and/or the weight of K_{DP} is increased.

The Z_{DR} weight has a weak impact on the HID result. The impact on the particles above the freezing level is unnoticeable; for weights above 1, the ratio of rain over drizzle increases slightly.

Changes in the ρ_{hv} weight within the range 0–1 have no significant impact on the HID. Only a slight decrease in graupel and an equivalent increase in wet particles are noticeable when the weight goes from 0.1 to 1. Above 1, the changes are most significant, with a noticeable increase in hail.

In conclusion, the HID is robust to a moderate change in the weights of the variables. Except for extreme, low values of the Z_h weight or extreme, high values of ρ_{hv} weight, the proportions of the various particles are stable.

4. Radar in situ comparisons

Comparing airborne and ground radar information is not a trivial exercise because the sampling modes of both instruments are very different. The radar acquires 3D scans inside the precipitating systems with a typical revisit of a given pixel every 10 min (the duration of a 12-PPI sequence). The aircraft acquires information along a line (the trajectory) at high speed (290 m s^{-1}) with an acquisition sampling rate of 1 s. A radar pixel represents a volume of a few hundred to a few thousand meters cubed, whereas sampling volume for the airborne probes is typically $\sim 1 \text{ m}^3$. However, many authors have shown some agreement between radar ground observations and in situ probe measurements (e.g., Liu and Chandrasekar 2000; Loney et al. 2002; Aydin and Singh 2004; Lim et al. 2005). They used images from an onboard optical sensor to compare and/or validate HID obtained from ground radar measurements. El Magd et al. (2000) compare polarimetric ground radar measurements (Z_h , Z_{DR} , and linear depolarization ratio)

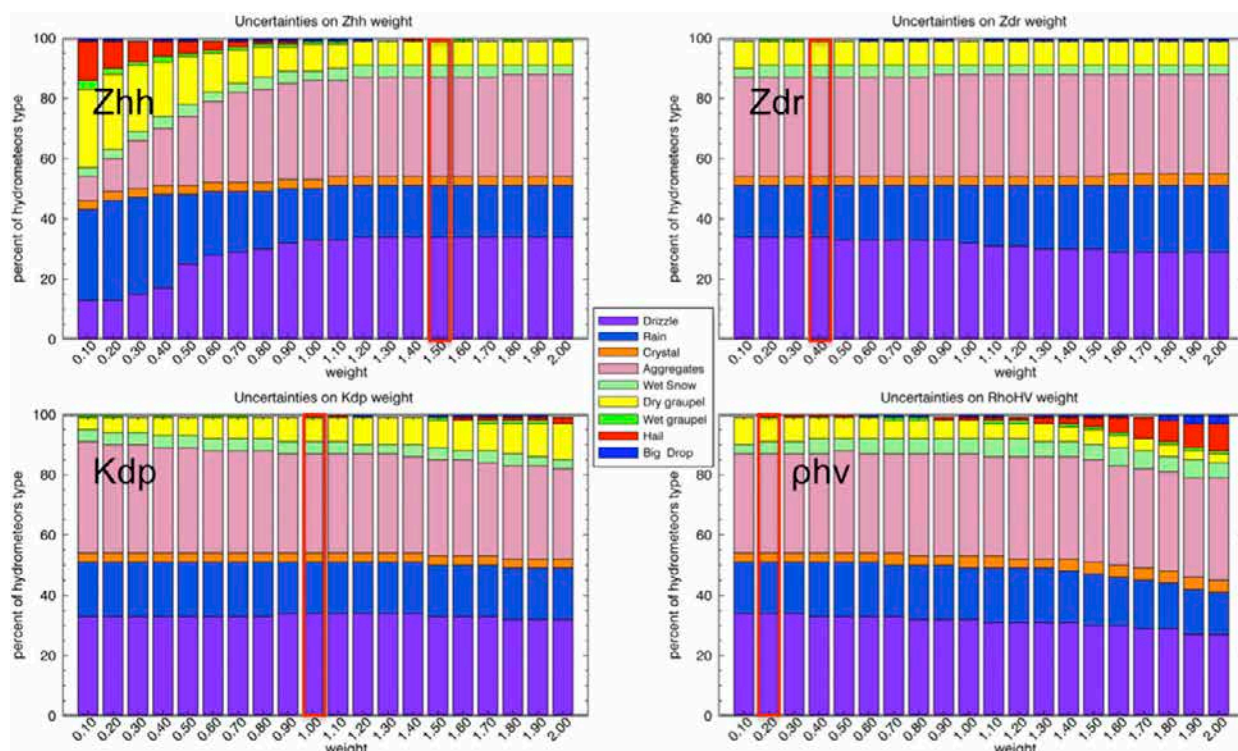


FIG. 4. As in Fig. 3, but for the weight of each radar variable.

and synthetic ones in hail and graupel storm environments. To compute the synthetic radar variables, the PSD is extracted from in situ high-volume particle sample images, and density and canting angle are adjusted to match with the observations. In Liu and Chandrasekar (2000), radar data from different storms feed a fuzzy-logic and neuro-fuzzy network to classify hydrometeors. The results are compared with in situ observations from the T-28 aircraft and show good agreement, with a weak impact of the radar measurement errors. Lim et al. (2005) use in situ data from the T-28 aircraft collected during the Severe Thunderstorm Electrification and Precipitation Study (STEPS) campaign with particle-discrimination results obtained from dual-polarization radar measurements at the Colorado State University–University of Chicago–Illinois State Water Survey (CSU–CHILL) facility. By introducing a new “height” MBF, linked to the height of the melting layer, they show the ability of the HID algorithm to identify raindrops and a mixture of rain and hail above the 0°C isotherm.

Here, the comparisons are limited to the 13 August flight—the only flight for which the trajectory was close enough to the Xport radar. On 13 August 2010 around 0700 UTC, convective cells are initiated close to Sokoto, Nigeria (12.54°N, 5.34°E), and quickly organize in a squall line. A convective front followed up by a large

stratiform region moves westward. The average speed of the MCS over the 20 h of its life is 63 km h⁻¹. The MCS reaches the Xport radar site at 1237 UTC, approximately at 40% of its life cycle, as based on the Tracking of Organized Convection Algorithm through a 3D Segmentation (TOOCAN) tracking-data analysis (Folleau and Roca 2013). At 1411 UTC, the MCS front observed by the radar is 280 km wide and is oriented northeast–southwest. Xport data are recorded from 1200 to 1700 UTC. Measurements on board the F20 aircraft last from 1320 to 1610 UTC.

a. Radar pixel–aircraft collocation

The aircraft position is specified in longitude, latitude, and altitude every second. The GPS units on the radar and the aircraft ensure the time synchronization. To compare the two datasets, the aircraft GPS positions are transformed into the radar coordinate system (azimuth, elevation, and range). The aircraft-probe information is averaged for 10 s. The time and position of the nearest radar pixel are first determined; because of the sampling differences, an exact collocation is not guaranteed. This is illustrated in Fig. 5, which shows the time and space distance between the airborne sample and the radar closest pixel, for every 10 s along the 13 August flight. The red curve in the left panel of Fig. 5 shows the exact altitude of the aircraft, and the blue curve is the altitude

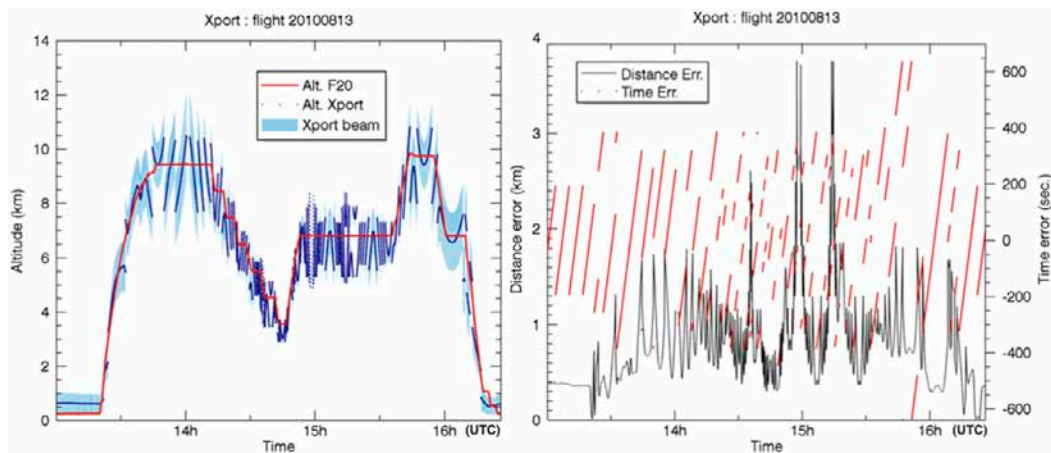


FIG. 5. (left) Altitude vs time for the aircraft (in red) and the closest radar pixel (in blue) with associated radar beamwidth (in light blue). (right) Distance (in black) and time-sampling (in red) errors between the aircraft observations and the closest radar pixel (see text).

of the radar pixel that is the closest from the trajectory at that time. The light blue lines represent the radar beamwidth (1.4°).

The right panel in Fig. 5 shows the spatial (in black) collocation error between the aircraft and the closest radar pixel. The spatial error between the aircraft's position and the closest radar pixel center accounts for the position difference along the three radar coordinates (elevation, azimuth, and range). The time collocation error (in red) is the difference between the aircraft-probe acquisition time and the radar pixel acquisition time (each radial is time stamped). The typical order of magnitude of this collocation error is the kilometer and the minute, which is acceptable for studying relatively slow variations of the microphysical properties, as expected in the stratiform region. It is noticeable that, "thanks to" these collocation errors, no radar pixel is contaminated by the aircraft radar echo.

The radar variables (Z_h , Z_{DR} , K_{DP} , and ρ_{hv}) of the closest pixel for every 10-s-average aircraft position are presented in Fig. 6, together with their variance (calculated over 10 samples). The colors represent the hydrometeor type identified by the HID scheme for each pixel. Figure 6e shows the distance between the studied pixel and the radar location.

In the presence of dry aggregates, snow, or graupel above the melting layer, ρ_{hv} is expected to be close to unity (Dolan and Rutledge 2009; Matrosov et al. 2009). In the bright band, ρ_{hv} is expected to drop because of the tumbling of particles as they melt. In practice, ρ_{hv} can also drop when the signal-to-noise ratio is too low and/or when the radar beamfilling is not uniform. This variable is a good indicator of signal quality. Many observations show the degradation of ρ_{hv} as well as an increase in

noise in Z_{DR} and K_{DP} when the distance from the radar increases. This is visible in Fig. 6 for radar ranges beyond 60 km. The periods during which the aircraft is more than 60 km away from the radar have therefore been excluded from the comparisons and are gray shaded in Fig. 6. Between 1435 and 1448 UTC, the aircraft is flying near and below the freezing level. This period is also excluded because the information needed to simulate radar variables from the airborne probes (see details below in section 4b) is not provided for the melting particles.

b. Comparison in the polarimetric variable space

An original approach has been developed to compare the radar measurements and the aircraft data: it consists of simulating synthetic radar variables from the in situ information and then comparing the radar-observed and simulated polarimetric signatures along the flight. In a second step, the HID scheme is run on the synthetic variables and compared with the radar HID results.

THE SYNTHETIC DATASET

From the analysis of the airborne particle imagers and radar, Fontaine et al. (2014) have computed the 10-s average of the PSD and the particle axis ratio. This information is used with a T-matrix scattering code (Mishchenko et al. 1996) to simulate what an X-band radar should observe if the beam were uniformly filled with the observed particles. For the simulations, the particles are assumed to be oblate.

As in Part II, the mass-diameter law proposed by Fontaine et al. (2014) and introduced in Eq. (2) is used to set the relative proportion of ice and air in the hydrometeors and to calculate the refractive index needed for

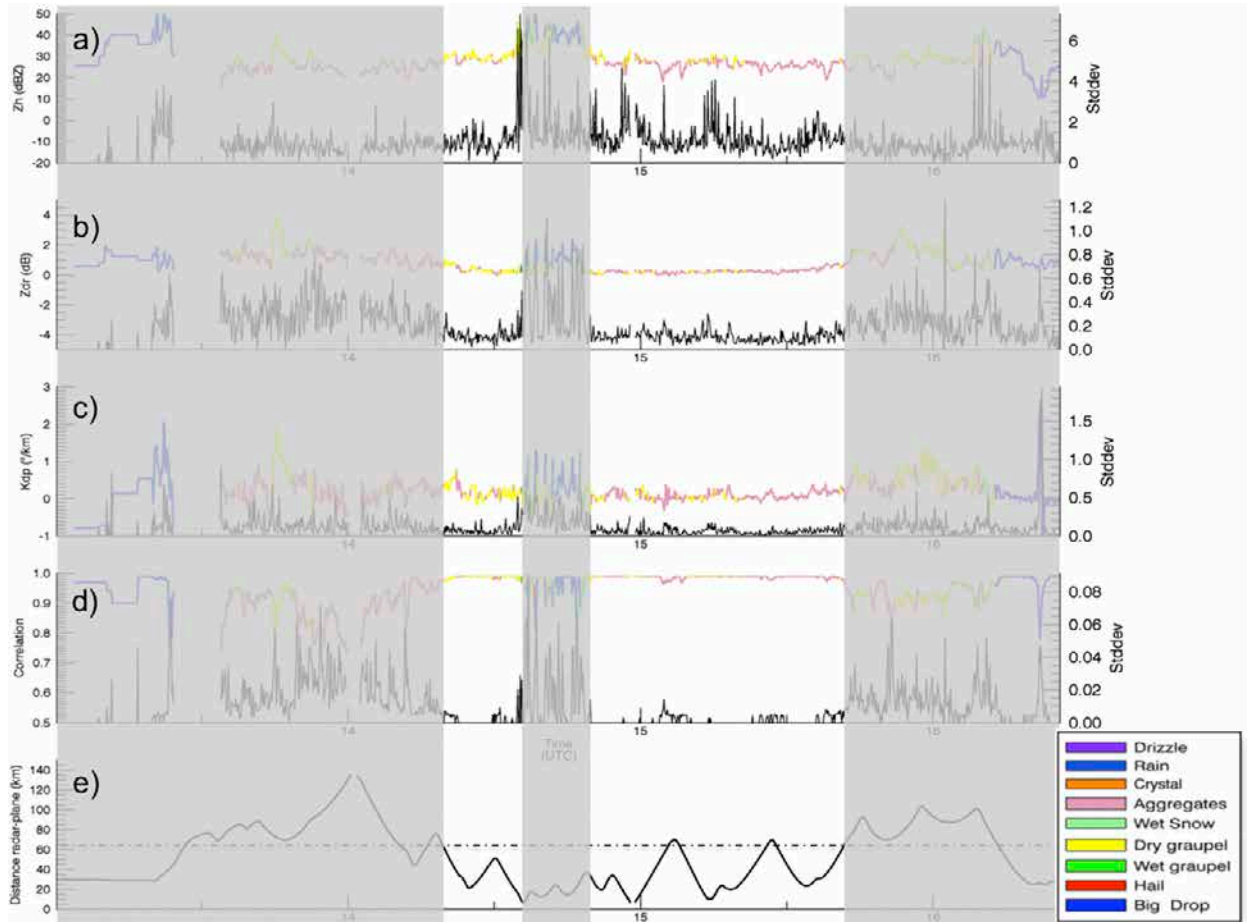


FIG. 6. (a)–(d) Radar variables (Z_h , Z_{DR} , K_{DP} , and ρ_{hv}) measured along the flight with their standard deviation (calculated for the 10 samples; within each 10-s average). The radar variables are colored with the color of the particle type identified for each radar pixel. (e) The distance between the aircraft and the radar location. When this distance is above 60 km (gray shading), the correlation drops quickly and the variances of Z_{DR} and K_{DP} increase.

the scattering simulations. The exponent β of the mass–diameter relationship has been set to 2.28, which is the mean value of β for the 11 flights of the Niamey 2010 experiment.

On the basis of the values reported during the flights, the prefactor α was allowed to vary and was set to three different values: 0.006, 0.01, and 0.015. These three values are representative of the three quartiles of α distribution among the flights (Fontaine et al. 2014). The bulk density of a particle as function of its maximum dimension D_{\max} (i.e., here, the major axis b of the ellipsoid) is computed with the following formula (see the appendix of Part II for details):

$$\rho_{\text{ice}} = \frac{b}{a} \frac{6}{\pi} \alpha D_{\max}^{\beta-3}, \quad (4)$$

with D_{\max} in centimeters and ρ_{ice} in grams per centimeter cubed. Also, the axis ratio a/b is set to an averaged

value of 0.6 as proposed by Fontaine et al. (2014). The temperature is set to -10°C . The wavelength is the same as Xport: 3.2 cm. The canting-angle distribution is Gaussian, with a mean angle equal to 0° and a standard deviation equal to 0.1. The antenna elevation is set to 30° . The resulting Z_h , Z_{DR} , and K_{DP} are computed, and then the HID is run on these synthetic variables.

Figure 7a shows the radar variables simulated along the flight trajectory superimposed with Xport observations for the closest pixels. In Fig. 7a, the radar simulations are based on the mean aspect ratio of 0.6 derived by Fontaine et al. (2014) for the Niamey dataset. This value is also in agreement with the one proposed by Hogan et al. (2012) to model the 94-GHz radar properties of ice cloud particles. In Fig. 7a, the simulated reflectivities with the median value of the prefactor α (0.01) are in good agreement with the observed reflectivities. With the lowest prefactor ($\alpha = 0.006$), Z_H is underestimated by ~ 3 dBZ, and in a

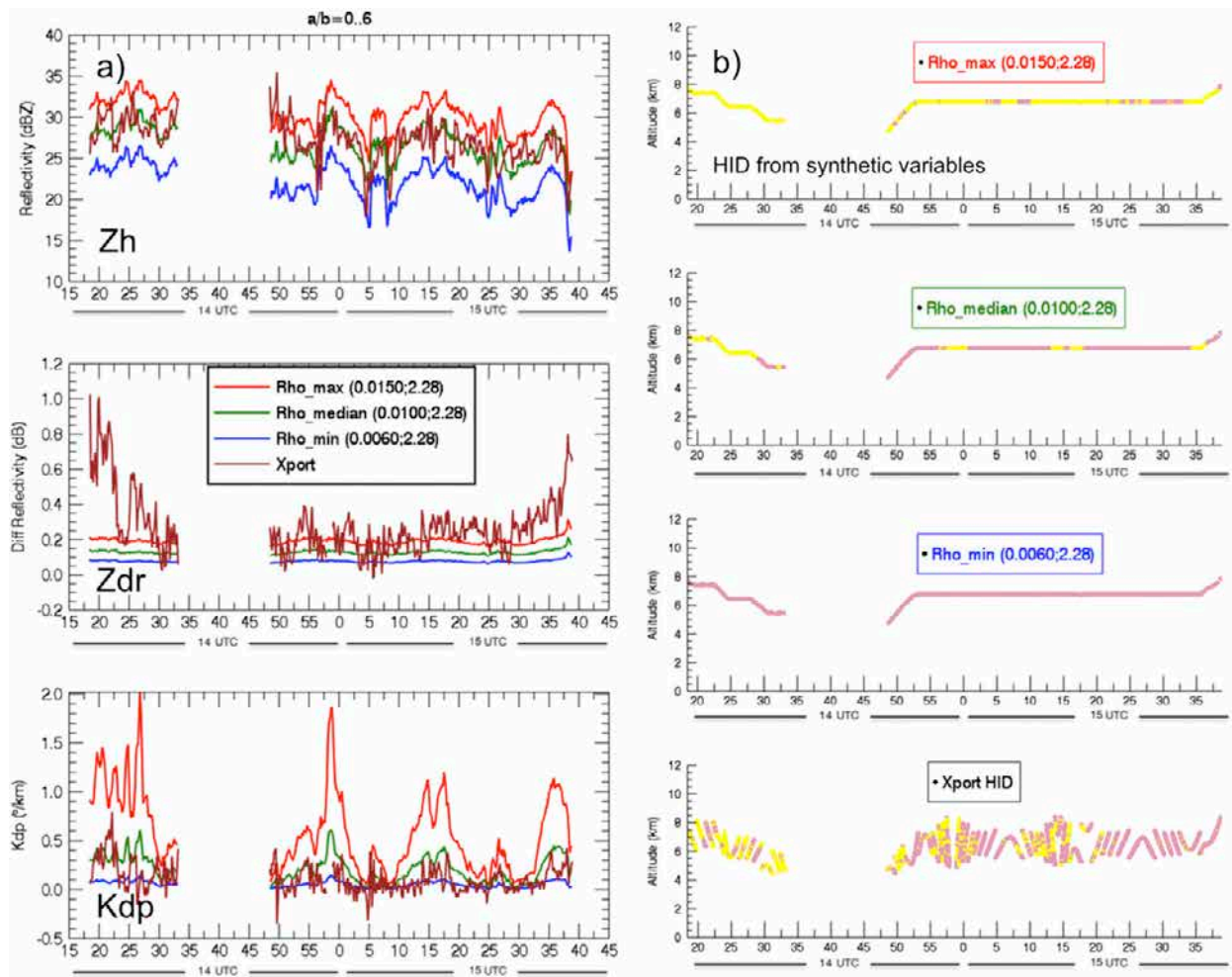


FIG. 7. (a),(c) Radar-observed and synthetic radar variables along the flight. (b),(d) Dominant type of particle retrieved along the flight when the HID is run on the synthetic radar variables as based on three density assumptions (as indicated) and with the HID run on observations (labeled as Xport). Here, (a) and (b) show results of simulation and HID computed with an axis ratio of 0.6 for all diameters of the PSD; for (c) and (d), the axis ratio is set to 0.9 for diameters below 0.095 cm and 0.52 above.

similar way the highest prefactor (0.015) leads to overestimating by ~ 3 dBZ. The simulated Z_{DR} values are below the observations. The underestimation is ~ 0.1 dB for the median density ($\alpha = 0.01$) and less than 0.05 dB for the highest density. The simulated Z_{DR} is also much less variable than the observed Z_{DR} ; the measurement noise and the additional uncertainty brought by the attenuation correction may explain the observed Z_{DR} variability. The K_{DP} simulation is most sensitive to the density. The agreement for the median density ($\alpha = 0.01$) is acceptable but with a slight overestimation (by ~ 0.2 dB km^{-1} on average). With the highest density ($\alpha = 0.015$), K_{DP} is frequently above 1°km^{-1} and sometimes up to 2°km^{-1} , whereas the maximum observed value is 0.6°km^{-1} . (As for Z_h , the agreement in terms of temporal variability is good.)

Figure 7b displays the HID results for the three sets of synthetic radar variables and the Xport observations from Fig. 7a. The HID results obtained with the median prefactor simulation ($\alpha = 0.01$) are very close to the Xport HID. The proportion between aggregates (the predominant particles) and dry graupel is very similar. Despite the differences discussed above between the observed and simulated values of K_{DP} and Z_{DR} , the agreement between the in situ and radar observations in the HID “space” is good. This is consistent with the sensitivity analysis presented in section 3b(2) and Fig. 3: differences of a few tens of decibels in Z_{DR} and up to 1°km^{-1} in K_{DP} have a small effect on the HID outcome and on the derived proportions of graupel and aggregates. What weights the HID most is the reflectivity Z_h , which is simulated well with the median density assumption ($\alpha = 0.01$).

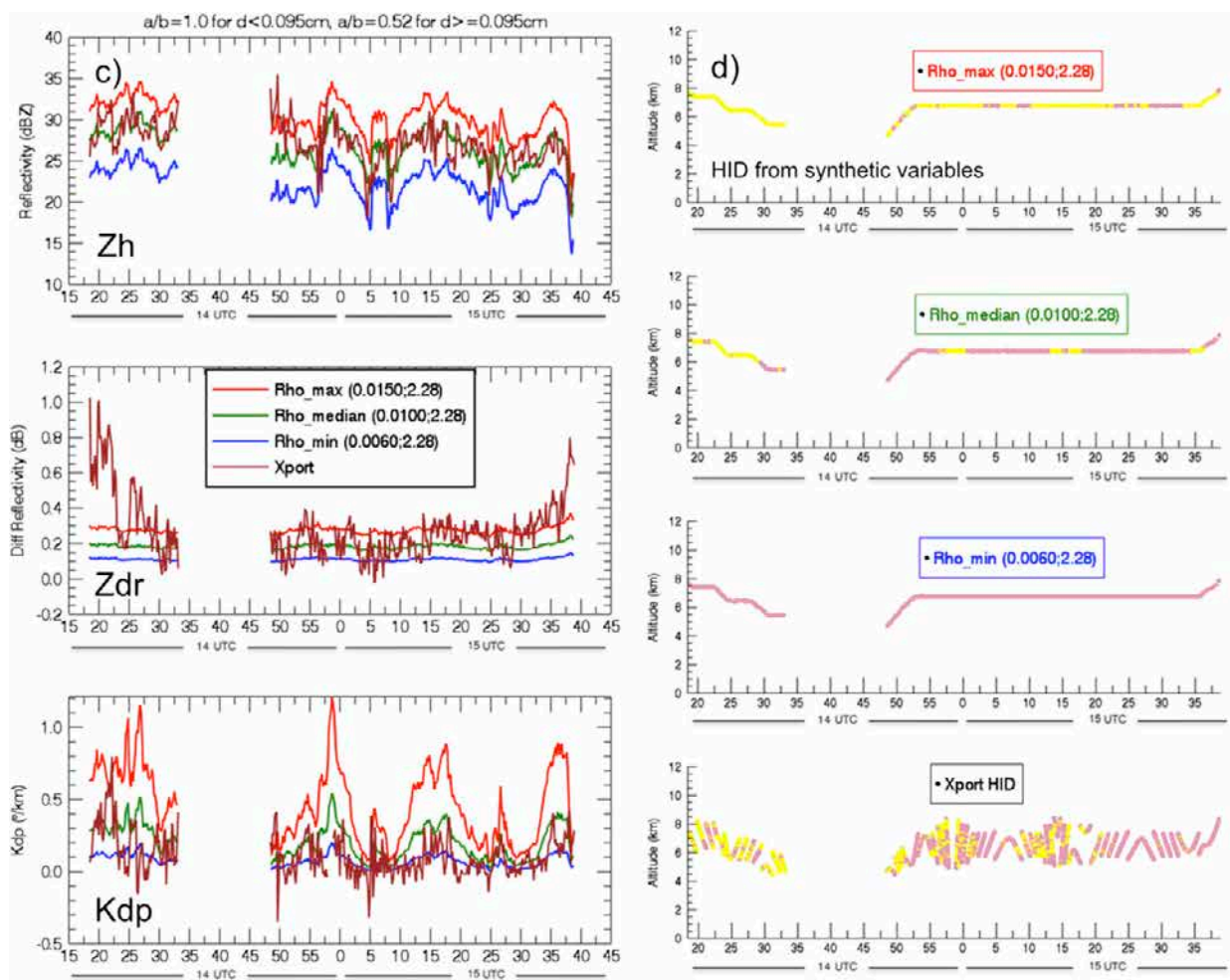


FIG. 7. (Continued)

Despite the good agreement of the above simulation in terms of HID, it is worth investigating the differences between the simulated and observed K_{DP} and Z_{DR} . The sensitivity to the assumption of a fixed aspect ratio ($a/b = 0.6$) whatever the particle size may be is explored in Fig. 7. Figures 7c and 7d are similar to Figs. 7a and 7b, but this time the aspect ratio is set to 0.9 for the smallest (and thus denser) particles and to 0.52 for particles above 0.95 mm. The outcome in terms of HID (Fig. 7d) is unchanged, but the agreement for K_{DP} and Z_{DR} (Fig. 7c) is better. Because Z_{DR} is sensitive to the largest particles in the spectrum, Z_{DR} values increase with the new assumption; because the weight of small particles is important in K_{DP} , the assumption of spherical particles below 0.95 mm decreases K_{DP} . More-complex assumptions on the relationship between aspect ratio and size (such as polynomial functions) did not lead to significant differences or improvement. Investigating further the aspect ratio of

the observed particles on the basis of in situ observations (probes and RASTA) and polarimetric radar is beyond the scope of this paper but should be carried out in the future.

c. Radar classifications versus in situ catalog

The hydrometeors identified by the radar can also be compared with the classification that is based on the visual analysis of the airborne-imager catalog. This is a qualitative comparison that is based on human expertise. The particles can be identified visually by their shape—irregular or circular—and by their apparent compactness (C. Duroure 2014, personal communication).

An example of such a comparison is presented in Fig. 8. The displayed sequence was recorded between 1425 and 1535 UTC 13 August as the aircraft made a small excursion through and below the bright band. The sequence is interesting because many types of particles,

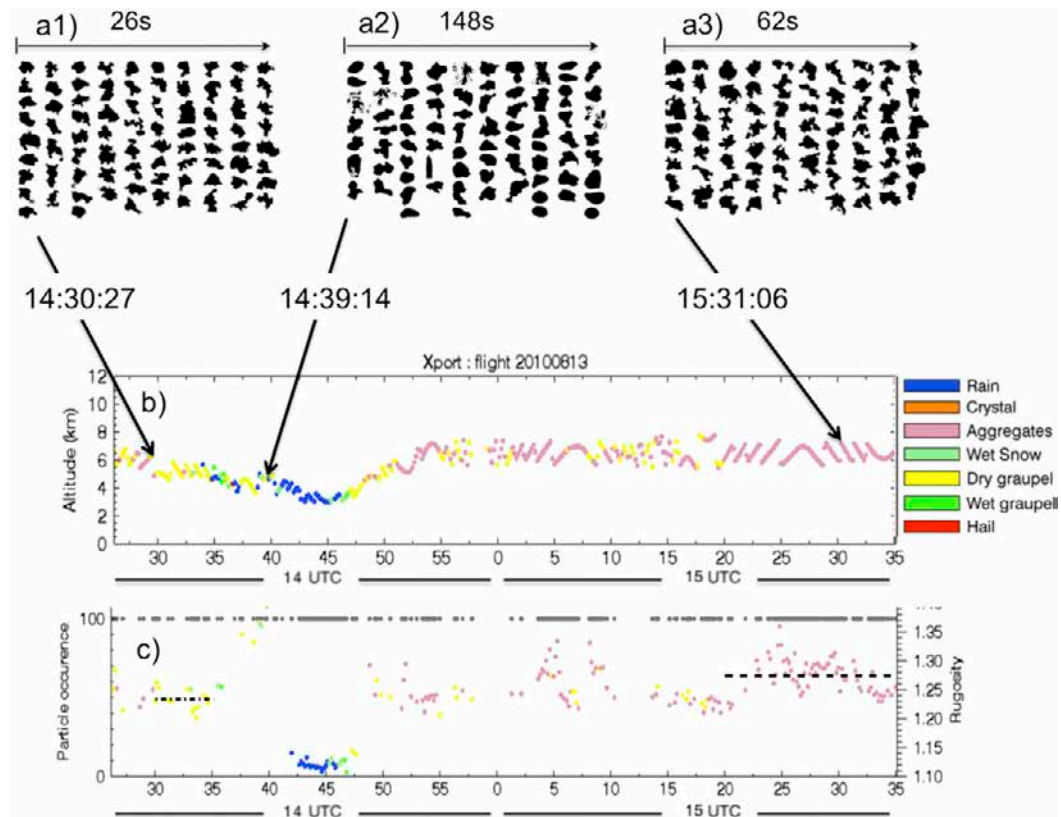


FIG. 8. (a1)–(a3) Examples of the in situ image catalog derived from the aircraft probe. (b) Altitude and HID classification (indicated by color) along the flight. (c) The gray dots at the top (left axis) indicate when 100% of the pixels within a 5-min period agree on the classification; the height of the colored dots (right axis) indicate the rugosity index (see text) of the particles. The horizontal black lines indicate the average rugosity index over the two indicated periods.

aggregates, graupel, melting particles, and drops were sampled (Fig. 8a).

Figures 8a1–a3 illustrate the difficulty and the limits of the classification exercise. The images in Figs. 8a1 and 8a3 were acquired at the same altitude—around 6 km—before (Fig. 8a1) and after (Fig. 8a3) the aircraft crossed the melting layer (as seen in Fig. 8a2). These two images are representative of the type of hydrometeors encountered at this altitude during the 13 August and all 2010 flights (Fontaine et al. 2014): they appear to be some kind of hybrid between aggregates and graupel and are essentially rimed aggregates with various degrees of riming. Such particles are not explicitly represented in the database used for the radar classification. Depending on their size and degree of riming, the particles are expected to be picked up as aggregates (for the lighter ones) or graupel (for the denser, more rimed ones). The visual analysis reveals that slightly more unrimed and very irregular aggregates are present in Fig. 8a3 than in Fig. 8a1.

From the 2D images and on the basis of statistical analysis of geometric measures (area and perimeter of each particle), Duroure et al. (1994) derived information about the growth mode of the particles. They use for this purpose the “roughness” exponent, which links the surface area and the perimeter of a population of ice particles. When the particles grow “like spheres” the roughness exponent is close to 0.5—for more-complex particles, the roughness exponent is higher (and the upper limit would be 1 for particles that grow “like lines”; Bouniol et al. 2010). A rugosity index can be derived as the ratio of the roughness exponent to the roughness exponent of a spherical particle (0.5). The rugosity index is close to 1 for spherical particles (small drops, graupel) and closer to 2 for more-complex particles (dendrites). Figure 8c (right axis) shows the time evolution of the rugosity index along the flight.

Note that the rugosity index is computed from the images via an automated algorithm and is averaged over 10 s. The differences between the two time periods are consistent with the radar classification, which detects

more graupel in the first period and more aggregates in the last one. In addition to the most probable particle detected by the HID (Fig. 8b) for each 10-s interval, Fig. 8c indicates the percentage of pixels that are in agreement inside the 10-s sample. It is an indicator of the robustness of the classification.

Close to Fig. 8a1, around 1430–1435 UTC, the radar classifies graupel with a high degree of confidence (71% of the 10-s samples identify graupel as the dominant particle, and for 32% of them 100% of the pixels in the sample agree; for the rest about 28% of the pixels select aggregates and 1% select wet snow). Close to Fig. 8a3, at 1531 UTC, aggregates are picked up as the dominant particle for 100% of the pixels.

At the time of Fig. 8a2 when the aircraft crosses the bright band, the radar HID is in very good agreement with the aircraft observations. The radar depicts a mixture of particles, with a clear transition from a majority of graupel to a majority of wet hydrometeors and then rain at the lowest altitude and back through melting and then graupel again. In the bright band, the variability within the 10-s samples is high (low percentage in Fig. 8c) as depicted also in Fig. 8a2.

Altogether, and given the difficulties in such a comparison exercise, the agreement between the radar classification and the image catalog is very satisfactory, both in terms of the dominant type of particle and in terms of variability/mixture of particles depicted within each 10-s sample. The subjective/visual analysis in section 4b and the objective method based on simulations that is presented in section 4a give encouraging results and confirm the interest—and also the quantitative limits—of the HID to get some insight on the type of hydrometeors and how their proportion may vary. The next section applies the HID scheme to analyze the evolution of hydrometeor typology inside a typical West African squall line.

5. The hydrometeor distribution and its time evolution inside the 13 August 2010 squall line

This section analyzes the percentage of the different types of particles at several altitudes within the precipitation and their distribution in time as the convective front moves westward from the radar. The HID is run for every full 3D scan (12 min) within a vertical column situated 20 km west of the radar. The ground projection of the column is rectangular, 1 km \times 120 km with a north–south orientation (black box in Fig. 1). The convective and stratiform regions have first been differentiated on the basis of the vertical profile of reflectivity and horizontal gradients, as explained in Part II. The convective part passed over the sampled area from 1250

to 1320 UTC; it was followed by a long-lasting stratiform region that was observed until 1645 UTC.

The time evolution of the percentage of each hydrometeor is displayed in Fig. 9. The statistics are computed for three particular layers: the liquid precipitation level at 0–3 km, the melting layer at 4–5 km, and the icy precipitation region above the bright band at 6–8 km. As discussed in the introduction, the latter level is representative of the area within the system that needs to be documented for a passive microwave rain-retrieval algorithm.

Figures 9a–f summarize the differences in hydrometeor content between the convective and the stratiform region. As expected, the convective part is dominated by heavier rain than the stratiform region, and a few occurrences of big drops are detected in the former. The melting particles are, in majority, wet graupel in the convective region and wet snow (melting aggregates) in the stratiform region. Above the melting layer, graupel are dominant in the convective part (with, however, a nonnegligible amount of aggregates being detected) while aggregates are dominant in the stratiform region. The differences are consistent with what is expected from theory and what has been observed by previous authors (Bouniol et al. 2010; Cetrone and Houze 2009).

The time series (Figs. 9g–i) provides more details on these changes and reveals a gradual change in the composition as the front moves away. The gradual inversion of the graupel/aggregate proportion in the 6–8-km level is of special interest for our focus. This layer is initially dominated by graupel in the convective cell (until 1320 UTC), and then their population decreases sharply as the transition and finally the stratiform regions are sampled. The evolution from 1400 to 1630 UTC while the stratiform region is well established is interesting and confirms what has been noticed by Alcobá et al. (Part II) using the vertical profile of reflectivity: the hydrometeors tend to become less dense as the front moves away. This could be interpreted as less riming occurring, the old decaying cells (Evaristo et al. 2010) having vanished and less updraft being present, and more classical stratiform processes dominated by aggregation being the main source of precipitation growth.

6. Conclusions

The particle identification scheme developed by Dolan and Rutledge (2009) for X-band polarimetric radar has been evaluated for the first time in an African convective system and compared with in situ measurements. The dataset was acquired as part of the *Megha-Tropiques* satellite prelaunch validation campaign in

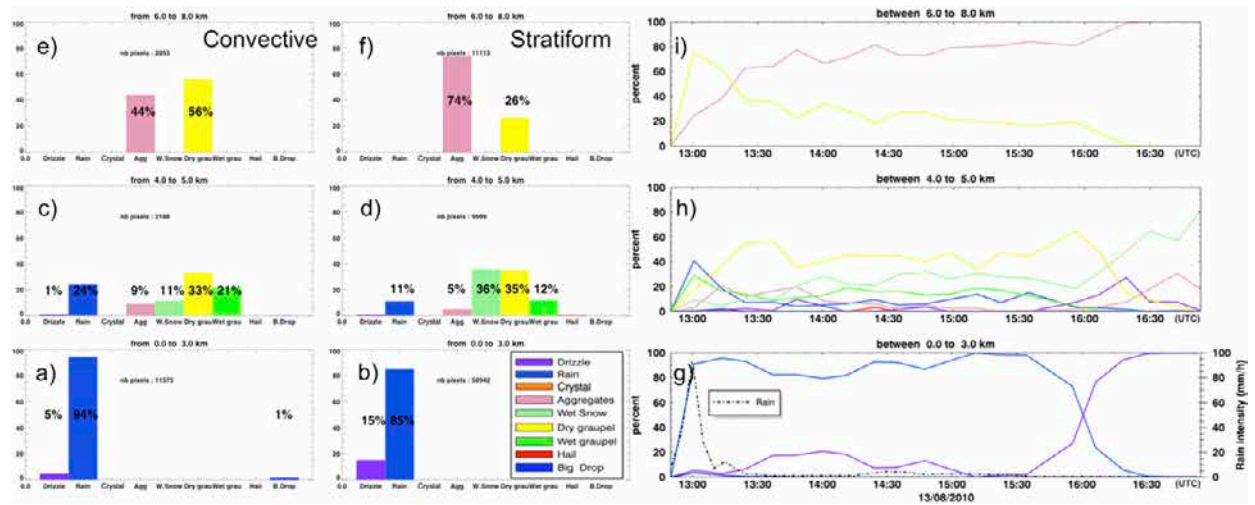


FIG. 9. Distribution of the hydrometeor types in three different layers of the stratiform region of the 13 Aug 2010 case. (a)–(f) The overall percentage of each particle type. Also shown are the temporal evolution of this percentage over the period for (g) the liquid precipitation (0–3 km), (h) the melting layer (4–5 km), and (i) the solid precipitation layer (6–8 km). In (g), the rainfall measured at the Deberagati (13.058°N, 2.122°E) rain gauge is superimposed (dash–dotted line). It is located 16.5 km east of the radar (it is symbolized by the black dot in Fig. 1).

Niamey. The campaign focused on documenting the microphysical properties of the icy precipitating hydrometeors that influence the passive microwave signal used for rain retrieval in the continental tropics. The output of radar classification is compared with the in situ observations made by an instrumented aircraft. The comparisons are carried out for the 13 August 2010 squall line, the only flight case for which the aircraft trajectory was close enough to the radar to ensure the quality of the radar signal and subsequent classification. The aircraft flew inside the stratiform region of the squall line during 2 h, sampling the hydrometeors close to the convective front initially and then farther away as the system was moving westward.

An original approach has been presented to compare the radar measurements and the aircraft data: it consists of simulating synthetic radar variables from the in situ information, applying the HID scheme on the synthetic and observed radar variables, and comparing the two datasets in a common “radar space.” The simulated and observed radar reflectivities Z_h are in good agreement when the mean aspect ratio (0.6) proposed by Fontaine et al. (2014) and the median value of the density law are used. For the polarimetric variables (K_{DP} and Z_{DR}) better agreement is obtained when the aspect ratio varies with size, showing that further investigation on the actual particle shape would be interesting. The consistency between the two types of observation in terms of dominant hydrometeor type is very good, whatever the shape assumption may be. This is remarkable given the differences in sampling, as

illustrated in section 4. In addition the sensitivity analysis shows that the HID output is robust to the amount of radar signal uncertainty expected at reasonable range (typically within 60 km) and to moderate changes in the HID-scheme setting.

The time evolution in the percentage of the various hydrometeor types appears to be realistic. The comparison between the radar-detected hydrometeors and the direct information from the airborne 2D imagers reveals that the relative proportion of graupel/aggregates seen by the radar along the flight varies in conformity with the decrease of density or increase in rugosity seen by the probes. The differences depicted by the radar between the convective and stratiform region are in conformity with what is expected from our knowledge of precipitation processes. The evolution of the hydrometeor density within the stratiform region, as the convective front moves away, is also compatible with our understanding and previous observations in squall lines. The farther away from the convection one looks, the more dominating is aggregation and the less apparent is riming, which is compatible with what was found in Part II on the basis of the vertical profile of reflectivity analysis. These results suggest that, although the radar HID does not provide precise quantitative information on the particle size distribution and density law, the retrieved proportion of hydrometeors and their space/time evolution within and between storms is valuable information that can be inferred. The relative proportion of aggregate/graupel is found to be an interesting proxy to analyze the variability of hydrometeor

density in the ice-phase precipitating layers that contribute to the microwave-scattering channels.

Following this validation, the short-term perspective is to apply the particle identification to the whole dataset that was gathered in Africa with the Xport polarimetric radar: 2 years in Benin, 1 year in Niger, and 2 years in Burkina Faso. One objective in the framework of the *MT* validation effort is to analyze how the hydrometeor density changes according to the distance to convection, the life stage of the storms, or other storm or environment characteristics. Comparison of the HID with other sources of information on the microphysics, such as the analysis that is based on the vertical profile of reflectivity that is presented in [Part II](#) or observations from spaceborne radars, is also considered. The microphysical information that was gathered during the *MT* campaigns in Africa is currently being implemented in the rain-retrieval algorithms; the next step will be to check the final results in terms of rainfall estimation by comparing the satellite estimates with the rain fields derived from the Xport radar in Niamey in 2010, but also in Ouagadougou, Burkina Faso, in 2012 and 2013.

Acknowledgments. This work was financed by the French Centre National d'Etudes Spatiale (CNES) TOSCA program as part of the MTGV program with support from the Institut de Recherche pour le Développement.

REFERENCES

- Alcoba, M., M. Gosset, M. Kacou, F. Cazenave, and E. Fontaine, 2016: Characterization of hydrometeors in Sahelian convective systems with an X-band radar and comparison with in situ measurements. Part II: A simple brightband method to infer the density of icy hydrometeors. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, **55**, 251–263, doi:10.1175/JAMC-D-15-0014.1.
- Al-Sakka, H., A.-A. Boumahmoud, B. Fradon, S. J. Frasier, and P. Tabary, 2013: A new fuzzy logic hydrometeor classification scheme applied to the French X-, C-, and S-band polarimetric radars. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, **52**, 2328–2344, doi:10.1175/JAMC-D-12-0236.1.
- Anagnostou, E. N., M. N. Anagnostou, W. F. Krajewski, A. Kruger, and B. J. Miriovsky, 2004: High-resolution rainfall estimation from X-band polarimetric radar measurements. *J. Hydrometeorol.*, **5**, 110–128, doi:10.1175/1525-7541(2004)005<0110:HREFXP>2.0.CO;2.
- Aydin, K., and J. Singh, 2004: Cloud ice crystal classification using a 95-GHz polarimetric radar. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **21**, 1679–1688, doi:10.1175/JTECH1671.1.
- Barnes, H. C., and R. A. Houze, 2014: Precipitation hydrometeor type relative to the mesoscale airflow in mature oceanic deep convection of the Madden–Julian oscillation. *J. Geophys. Res. Atmos.*, **119**, 13 990–14 014, doi:10.1002/2014JD022241.
- Bauer, P., A. Khain, A. Pokrovsky, R. Meneghini, C. Kummerow, F. Marzano, and J. P. V. P. Baptista, 2000: Combined cloud–microwave radiative transfer modeling of stratiform rainfall. *J. Atmos. Sci.*, **57**, 1082–1104, doi:10.1175/1520-0469(2000)057<1082:CCMRM>2.0.CO;2.
- Bluestein, H. B., C. C. Weiss, M. M. French, E. M. Holthaus, R. L. Tanamachi, S. Frasier, and A. L. Pazmany, 2007: The structure of tornadoes near Attica, Kansas, on 12 May 2004: High-resolution, mobile, Doppler radar observations. *Mon. Wea. Rev.*, **135**, 475–506, doi:10.1175/MWR3295.1.
- Bouniol, D., A. Protat, A. Plana-Fattori, M. Giraud, J.-P. Vinson, and N. Grand, 2008: Comparison of airborne and spaceborne 95-GHz radar reflectivities and evaluation of multiple scattering effects in spaceborne measurements. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **25**, 1983–1995, doi:10.1175/2008JTECHA1011.1.
- , J. Delanoe, C. Duroure, A. Protat, V. Giraud, and G. Penide, 2010: Microphysical characterisation of West African MCS anvils. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **136**, 323–344, doi:10.1002/qj.557.
- Bringi, V., J. Vivekanandan, and J. Tuttle, 1986: Multiparameter radar measurements in Colorado convective storms. Part II: Hail detection studies. *J. Atmos. Sci.*, **43**, 2564–2577, doi:10.1175/1520-0469(1986)043<2564:MRMICC>2.0.CO;2.
- Caniaux, G., J. Redelsperger, and J. Lafore, 1994: A numerical study of the stratiform region of a fast-moving squall line. Part I: General description and water and heat budgets. *J. Atmos. Sci.*, **51**, 2046–2074, doi:10.1175/1520-0469(1994)051<2046:ANSOTS>2.0.CO;2.
- Carey, L. D., S. A. Rutledge, D. A. Ahijevych, and T. D. Keenan, 2000: Correcting propagation effects in C-band polarimetric radar observations of tropical convection using differential propagation phase. *J. Appl. Meteor.*, **39**, 1405–1433, doi:10.1175/1520-0450(2000)039<1405:CPEICB>2.0.CO;2.
- Cetrone, J., and R. A. Houze, 2009: Anvil clouds of tropical mesoscale convective systems in monsoon regions. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **135**, 305–317, doi:10.1002/qj.389.
- Chandrasekar, V., R. Keranen, S. Lim, and D. Moisseev, 2013: Recent advances in classification of observations from dual polarization weather radars. *Atmos. Res.*, **119**, 97–111, doi:10.1016/j.atmosres.2011.08.014.
- Cifelli, R., and V. Chandrasekar, 2013: Dual-polarization radar rainfall estimation. *Rainfall: State of the Science, Geophys. Monogr.*, Vol. 191, Amer. Geophys. Union, 105–125.
- Dolan, B., and S. A. Rutledge, 2009: A theory-based hydrometeor identification algorithm for X-band polarimetric radars. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **26**, 2071–2088, doi:10.1175/2009JTECHA1208.1.
- Duroure, C., H. R. Larsen, H. Isaka, and P. Personne, 1994: 2D image population analysis. *Atmos. Res.*, **34**, 195–205, doi:10.1016/0169-8095(94)90091-4.
- El-Magd, A., V. Chandrasekar, V. Bringi, and W. Strapp, 2000: Multiparameter radar and in situ aircraft observation of graupel and hail. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, **38**, 570–578, doi:10.1109/36.823951.
- Evaristo, R., G. Scialom, N. Viltard, and Y. Lemaitre, 2010: Polarimetric signatures and hydrometeor classification of West African squall lines. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **136**, 272–288, doi:10.1002/qj.561.
- Figueras i Ventura, J., and P. Tabary, 2013: The new French operational polarimetric radar rainfall rate product. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, **52**, 1817–1835, doi:10.1175/JAMC-D-12-0179.1.
- Fioleau, T., and R. Roca, 2013: An algorithm for the detection and tracking of tropical mesoscale convective systems using infrared images from geostationary satellite. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, **51**, 4302–4315, doi:10.1109/TGRS.2012.2227762.

- Fontaine, E., A. Schwarzenboeck, J. Delanoë, W. Wobrock, D. Leroy, R. Dupuy, C. Gourbeyre, and A. Protat, 2014: Constraining mass–diameter relations from hydrometeor images and cloud radar reflectivities in tropical continental and oceanic convective anvils. *Atmos. Chem. Phys.*, **14**, 11 367–11 392, doi:10.5194/acp-14-11367-2014.
- French, M. M., H. B. Bluestein, I. PopStefanija, C. A. Baldi, and R. T. Bluth, 2014: Mobile, phased-array, Doppler radar observations of tornadoes at X band. *Mon. Wea. Rev.*, **142**, 1010–1036, doi:10.1175/MWR-D-13-00101.1.
- Frey, W., and Coauthors, 2011: In situ measurements of tropical cloud properties in the West African monsoon: Upper tropospheric ice clouds, mesoscale convective system outflow, and subvisual cirrus. *Atmos. Chem. Phys.*, **11**, 5569–5590, doi:10.5194/acp-11-5569-2011.
- Gourley, J. J., P. Tabary, and J. P. Du Chatelet, 2007: A fuzzy logic algorithm for the separation of precipitating from non-precipitating echoes using polarimetric radar observations. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **24**, 1439–1451, doi:10.1175/JTECH2035.1.
- Guy, N., X. Zeng, S. A. Rutledge, and W.-K. Tao, 2013: Comparing the convective structure and microphysics in two Sahelian mesoscale convective systems: Radar observations and CRM simulations. *Mon. Wea. Rev.*, **141**, 582–601, doi:10.1175/MWR-D-12-00053.1.
- Hall, M. P. M., J. W. F. Goddard, and S. M. Cherry, 1984: Identification of hydrometeors and other targets by dual-polarization radar. *Radio Sci.*, **19**, 132–140, doi:10.1029/RS019i001p00132.
- Hogan, R., L. Tian, P. Brown, C. Westbrook, A. Heymsfield, and J. Eastment, 2012: Radar scattering from ice aggregates using the horizontally aligned oblate spheroid approximation. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, **51**, 655–671, doi:10.1175/JAMC-D-11-074.1.
- Höller, H., 1995: Radar-derived mass-concentrations of hydrometeors for cloud model retrievals. Preprints, *27th Conf. on Radar Meteorology*, Vail, CO, Amer. Meteor. Soc., 453–454.
- , V. Bringi, J. Hubbert, M. Hagen, and P. Meischner, 1994: Life cycle and precipitation formation in a hybrid-type hail-storm revealed by polarimetric and Doppler radar measurements. *J. Atmos. Sci.*, **51**, 2500–2522, doi:10.1175/1520-0469(1994)051<2500:LCAPFI>2.0.CO;2.
- Hong, G., 2007: Parameterization of scattering and absorption properties of nonspherical ice crystals at microwave frequencies. *J. Geophys. Res.*, **112**, D11208, doi:10.1029/2006JD008364.
- Hou, A. Y., and Coauthors, 2014: The Global Precipitation Measurement Mission. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **95**, 701–722, doi:10.1175/BAMS-D-13-00164.1.
- Houze, R., 2004: Mesoscale convective systems. *Rev. Geophys.*, **42**, RG4003, doi:10.1029/2004RG000150.
- Illingworth, A. J., J. W. F. Goddard, and S. M. Cherry, 1986: Detection of hail by dual-polarization radar. *Nature*, **320**, 431–433, doi:10.1038/320431a0.
- Johnson, B. T., G. W. Petty, and G. Skofronick-Jackson, 2012: Microwave properties of ice-phase hydrometeors for radar and radiometers: Sensitivity to model assumptions. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, **51**, 2152–2171, doi:10.1175/JAMC-D-11-0138.1.
- Kacou, M., 2014: Analyse des précipitations en zone sahélienne à partir d'un radar bande X polarimétrique (Analysis of rainfall in the Sahel region from an X-band polarimetric radar). Ph.D. thesis, Université Paul Sabatier, 223 pp. [Available online at <http://thesesups.ups-tlse.fr/2560/1/2014TOU30223.pdf>]
- Kidd, C., J. Srinivasan, and R. Roca, 2013: The *Megha-Tropiques* mission: Day 1 algorithms. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **139**, 841–841, doi:10.1002/qj.2201.
- Koffi, A. K., M. Gosset, E.-P. Zahiri, A. D. Ochou, M. Kacou, F. Cazenave, and P. Assamoi, 2014: Evaluation of X-band polarimetric radar estimation of rainfall and rain drop size distribution parameters in West Africa. *Atmos. Res.*, **143**, 438–461, doi:10.1016/j.atmosres.2014.03.009.
- Lebel, T., and Coauthors, 2010: The AMMA field campaigns: Multiscale and multidisciplinary observations in the West African region. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **136**, 8–33, doi:10.1002/qj.486.
- Lee, G., 2007: Sources of errors in precipitation measurements by polarimetric radar: Sensitivity of polarimetric parameters to drop deformation. *J. Korean Meteor. Soc.*, **43**, 41–57.
- Lim, S., V. Chandrasekar, and V. N. Bringi, 2005: Hydrometeor classification system using dual-polarization radar measurements: Model improvements and in situ verification. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, **43**, 792–801, doi:10.1109/TGRS.2004.843077.
- Liu, H., and V. Chandrasekar, 2000: Classification of hydrometeors based on polarimetric radar measurements: Development of fuzzy logic and neuro-fuzzy systems, and in situ verification. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **17**, 140–164, doi:10.1175/1520-0426(2000)017<0140:COHBOP>2.0.CO;2.
- Loney, M. L., D. S. Zrnić, J. M. Straka, and A. V. Ryzhkov, 2002: Enhanced polarimetric radar signatures above the melting level in a supercell storm. *J. Appl. Meteor.*, **41**, 1179–1194, doi:10.1175/1520-0450(2002)041<1179:EPRSAT>2.0.CO;2.
- Marzano, F. S., G. Botta, and M. Montopoli, 2010: Iterative Bayesian retrieval of hydrometeor content from X-band polarimetric weather radar. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, **48**, 3059–3074, doi:10.1109/TGRS.2010.2045231.
- Matrosov, S. Y., D. Kingsmill, B. Martner, and F. Ralph, 2005: The utility of X-band polarimetric radar for quantitative estimates of rainfall parameters. *J. Hydrometeorol.*, **6**, 248–262, doi:10.1175/JHM424.1.
- , C. Campbell, D. Kingsmill, and E. Sukovich, 2009: Assessing snowfall rates from X-band radar reflectivity measurements. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **26**, 2324–2339, doi:10.1175/2009JTECHA1238.1.
- Mishchenko, M., L. Travis, and D. Mackowski, 1996: T-matrix computations of light scattering by nonspherical particles: A review. *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer*, **55**, 535–575, doi:10.1016/0022-4073(96)00002-7.
- Olson, W. S., P. Bauer, N. F. Viltard, D. E. Johnson, W. K. Tao, R. Meneghini, and L. Liao, 2001: A melting-layer model for passive/active microwave remote sensing applications. Part I: Model formulation and comparison with observations. *J. Appl. Meteor.*, **40**, 1145–1163, doi:10.1175/1520-0450(2001)040<1145:AMLMFP>2.0.CO;2.
- Penide, G., V. Giraud, D. Bouniol, P. Dubuisson, C. Duroure, A. Protat, and S. Cautenet, 2010: Numerical simulation of the 7 to 9 September 2006 AMMA mesoscale convective system: Evaluation of the dynamics and cloud microphysics using synthetic observations. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **136**, 304–322, doi:10.1002/qj.558.
- Protat, A., and Coauthors, 2009: Assessment of *CloudSat* reflectivity measurements and ice cloud properties using ground-based and airborne cloud radar observations. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **26**, 1717–1741, doi:10.1175/2009JTECHA1246.1.
- Rico-Ramirez, M. A., and I. D. Cluckie, 2008: Classification of ground clutter and anomalous propagation using dual-

- polarization weather radar. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, **46**, 1892–1904, doi:10.1109/TGRS.2008.916979.
- Roca, R., H. Brogniez, P. Chambon, O. Chomette, S. Cloché, M. Gosset, J.-F. Mahfouf, P. Raberanto, and N. Viltard, 2015: The *Megha-Tropiques* mission: A review after three years in orbit. *Front. Earth Sci.*, **3**, 17, doi:10.3389/feart.2015.00017.
- Rowe, A. K., and R. A. Houze, 2014: Microphysical characteristics of MJO convection over the Indian Ocean during DYNAMO. *J. Geophys. Res. Atmos.*, **119**, 2543–2554, doi:10.1002/2013JD020799.
- Ryzhkov, A. V., T. J. Schuur, D. W. Burgess, P. L. Heinselman, S. E. Giangrande, and D. S. Zrnić, 2005: The Joint Polarization Experiment: Polarimetric rainfall measurements and hydrometeor classification. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **86**, 809–824, doi:10.1175/BAMS-86-6-809.
- Schumacher, C., and R. A. Houze Jr., 2006: Stratiform precipitation production over sub-Saharan Africa and the tropical east Atlantic as observed by TRMM. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **132**, 2235–2255, doi:10.1256/qj.05.121.
- Seliga, T., and V. Bringi, 1976: Potential use of radar differential reflectivity measurements at orthogonal polarizations for measuring precipitation. *J. Appl. Meteor.*, **15**, 69–76, doi:10.1175/1520-0450(1976)015<0069:PUORDR>2.0.CO;2.
- , and —, 1978: Differential reflectivity and differential phase shift: Applications in radar meteorology. *Radio Sci.*, **13**, 271–275, doi:10.1029/RS013i002p00271.
- Smith, J. A., and W. F. Krajewski, 1991: Estimation of the mean field bias of radar rainfall estimates. *J. Appl. Meteor.*, **30**, 397–412, doi:10.1175/1520-0450(1991)030<0397:EOTMFB>2.0.CO;2.
- Straka, J. M., and D. S. Zrnić, 1993: An algorithm to deduce hydrometeor types and contents from multiparameter radar data. Preprints, *26th Int. Conf. on Radar Meteorology*, Norman, OK, Amer. Meteor. Soc., 513–516.
- , —, and A. V. Ryzhkov, 2000: Bulk hydrometeor classification and quantification using polarimetric radar data: Synthesis of relations. *J. Appl. Meteor.*, **39**, 1341–1372, doi:10.1175/1520-0450(2000)039<1341:BHCAQU>2.0.CO;2.
- Tanamachi, R. L., H. B. Bluestein, J. B. Houser, S. J. Frasier, and K. M. Hardwick, 2012: Mobile, X-band, polarimetric Doppler radar observations of the 4 May 2007 Greensburg, Kansas, tornadic supercell. *Mon. Wea. Rev.*, **140**, 2103–2125, doi:10.1175/MWR-D-11-00142.1.
- Testud, J., E. Le Bouar, E. Obligis, and M. Ali-Mehenni, 2000: The rain profiling algorithm applied to polarimetric weather radar. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **17**, 332–356, doi:10.1175/1520-0426(2000)017<0332:TRPAAT>2.0.CO;2.
- Thompson, E. J., S. A. Rutledge, B. Dolan, V. Chandrasekar, and B. L. Cheong, 2014: A dual-polarization radar hydrometeor classification algorithm for winter precipitation. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **31**, 1457–1481, doi:10.1175/JTECH-D-13-00119.1.
- Viltard, N., C. Burlaud, and C. D. Kummerow, 2006: Rain retrieval from TMI brightness temperature measurements using a TRMM PR–based database. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, **45**, 455–466, doi:10.1175/JAM2346.1.
- Vivekanandan, J., D. Zrnić, S. Ellis, R. Oye, A. Ryzhkov, and J. Straka, 1999: Cloud microphysics retrieval using S-band dual-polarization radar measurements. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **80**, 381–388, doi:10.1175/1520-0477(1999)080<0381:CMRUSB>2.0.CO;2.
- Zahiri, E.-P., M. Gosset, J.-P. Lafore, and V. Gouget, 2008: Use of a radar simulator on the output fields from a numerical mesoscale model to analyze X-band rain estimators. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **25**, 341–367, doi:10.1175/2007JTECHA933.1.
- Zahrai, A., and D. S. Zrnić, 1993: The 10-cm-wavelength polarimetric weather radar at NOAA's National Severe Storms Laboratory. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **10**, 649–662, doi:10.1175/1520-0426(1993)010<0649:TCWPWR>2.0.CO;2.
- Zrnić, D. S., A. Ryzhkov, J. Straka, Y. D. Liu, and J. Vivekanandan, 2001: Testing a procedure for automatic classification of hydrometeor types. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **18**, 892–913, doi:10.1175/1520-0426(2001)018<0892:TAPFAC>2.0.CO;2.

Conclusion générale et perspectives

L'Afrique sub-saharienne souffre d'un déficit important d'information pluviométrique en temps quasi-réel. Or comme nous l'avons précisé en introduction de ce document, les précipitations constituent le principal apport en ressource en eau pour l'agriculture pluviale, la production animale, le remplissage des ouvrages hydroélectriques et la recharge des nappes phréatiques nécessaire pour la production d'eau potable à l'intérieur du continent. Ces précipitations, dès lors qu'elles tombent trop abondamment, peuvent engendrer des inondations dévastatrices en milieu urbain et rural. Il est donc essentiel d'accéder à une information pluviométrique fiable, facile à obtenir et peu onéreuse qui permettra de prévenir les conséquences d'un déficit hydrique ou d'une inondation.

Ainsi, j'ai construit mes activités scientifiques et techniques autour de la thématique de détection et de la mesure de la pluie à une échelle spatio-temporelle de l'ordre de quelques kilomètres et quelques minutes avec un fort ancrage régional sur l'Afrique de l'Ouest, afin de mieux comprendre la variabilité et la dynamique des précipitations et évaluer les risques associés (inondations, sécheresses).

Ce document est organisé en deux parties. La première reprend les éléments clés de mon parcours professionnel, la deuxième apporte des éléments de connaissance sur la détection, l'évaluation quantitative et la structure des précipitations dans cette région.

1 - Parcours professionnel

Dans la première partie de ce document, j'ai détaillé mes activités menées au cours de mon parcours professionnel, qui m'ont permis d'acquérir et de mobiliser des compétences en lien avec la recherche et le développement expérimental contribuant au renforcement des connaissances sur les systèmes précipitant ouest-africains.

J'ai ainsi contribué à compléter les réseaux d'observations au sol à l'aide de mesures radar. Devenues mon expertise technique comme scientifique, j'ai conçu et développé tout ou partie de différents radars météorologiques dont le radar météorologique « Xport », capable de réaliser des explorations tridimensionnelles de l'atmosphère dans un rayon de 90 km. Ce radar, instrument de mesure unique et reconnu comme tel par la communauté scientifique française, a été mobilisé lors des expériences internationales

AMMA au Bénin (2004-2007) et Mégha Tropiques au Niger et au Burkina Faso (2010-2014).

J'ai contribué à des recherches originales sur la mesure et la caractérisation microphysique des précipitations à l'aide de radars météorologiques et des liens microondes commerciaux des opérateurs de téléphonie mobile sur l'Afrique de l'Ouest. Ces travaux, menés en collaboration avec des équipes scientifiques internationales, ont donné lieu à 13 publications et plus de 35 communications dans des colloques internationaux. La publication des résultats obtenus sur la technique Rain Cell Africa, a été récompensée par le trophée de la « recherche publique Énergie Environnement Climat » décerné en 2015 par l'Ademe et World Efficiency.

J'ai communiqué également sur nos travaux de recherche lors de conférences grand public (Corner COP21- Paris 2015, Pint of science, Valence 2019) et j'ai participé en tant que conseiller scientifique à la réalisation du film « RainCell, signal d'alerte » (Bataille, 2016).

J'ai développé et coordonné des projets de recherche en Afrique de l'Ouest, financés par des bailleurs internationaux, mobilisant des collègues scientifiques métropolitains et des chercheurs du sud (Rain Cell Africa app Ouaga, 2015-2017 ; Rain Cell Africa app Bamako, 2016-2019).

J'ai organisé, en mars 2015 à Ouagadougou, le 1^{er} colloque international Rain Cell Africa sur l'estimation des précipitations à l'aide des liens hertziens des compagnies de téléphonie mobile. Afin de transférer nos résultats et nos méthodes à des jeunes scientifiques du continent, j'ai organisé deux écoles thématiques, l'une à Ouagadougou en avril 2015 sur le principe de Rain Cell et une autre à l'Université de Bamako, en mars 2019, sur les outils mis en œuvre pour le démonstrateur d'alerte précoce aux inondations. A l'occasion de la venue à Ouagadougou de nombreux chercheurs, lors de la campagne Mégha Tropiques 2012, j'ai initié un cycle de conférences afin d'introduire différents aspects des sciences de l'atmosphère aux étudiants de l'Université de Ouaga 1.

Par ailleurs, de 2015 à 2020, j'ai été Directeur technique du LTHE puis co-responsable de Service Technique de l'IGE, en charge du développement instrumental, de l'appui aux observations et du soutien analytique à 8 équipes de recherche du laboratoire.

Ce parcours, mené en pleine interaction avec mes partenaires du Nord et du Sud, m'a conduit à mener des recherches sur les outils de caractérisation et de documentation des

systèmes précipitants sahéliens. Mes travaux s'inscrivent dans des questions sociétales plus générales, partagées par la communauté des hydrométéorologues :

- i) Comment mieux comprendre la mousson africaine et la variabilité des précipitations à des échelles locales, urbaines et régionales ?
- ii) Comment mieux alerter les populations africaines face au risque inondation qui se manifeste de plus en plus souvent au Sahel ?

La seconde partie présente mes principales contributions qui sont reprises dans la section suivante.

2 Variabilité de la structure des précipitations en Afrique de l'Ouest

Cette deuxième partie est organisée en 5 chapitres qui présentent mes principaux résultats sur la caractérisation des systèmes précipitants Ouest Africains en s'appuyant sur l'observation radar et de liens microondes.

Le premier chapitre introduit le fonctionnement général de la circulation atmosphérique terrestre, de l'atmosphère Tropical, du climat d'Afrique de l'Ouest en identifiant les différents mécanismes de la mousson africaine (MOA) et sa saisonnalité. Les systèmes convectifs sont ensuite présentés, en particulier les lignes de grains, responsables de l'essentiel du cumul saisonnier de précipitation sur le Sahel.

Ce premier chapitre vise à rappeler que la MOA est un système climatique complexe, régit par un ensemble d'éléments interconnectés qui pilotent l'occurrence des précipitations, leurs intensités et leurs cumuls.

Au chapitre II, j'introduis les principes de fonctionnement des radars météorologiques, instrument d'observation et d'analyse des précipitations. Un bref rappel sur les éléments historiques permet de comprendre la genèse de cet outil de télédétection au sol, à l'origine conçu pour des applications militaires, aujourd'hui prisé par les météorologues pour la prévision immédiate. Le cadre théorique des principales équations établissant une relation entre la réflectivité mesurée et l'intensité de la pluie est posé afin de faciliter la lecture des chapitres suivants. Ce cadre met en évidence les différents modèles de distribution granulométrique et présente les différentes sources d'erreur qui peuvent entacher l'estimation quantitative de la précipitation.

Les radars polarimétriques sont ensuite introduits. Grâce à leur technologie qui s'appuie sur la propagation anisotrope de deux ondes électromagnétiques verticales et horizontales dans un champ de pluie, ces radars permettent l'observation d'autres variables d'intérêt.

Après ces présentations générales du cadre climatique et d'outils mobilisés, les trois chapitres suivants présentent mes principaux résultats de recherche sur l'estimation quantitative des précipitations, la microphysique des systèmes précipitants sahéliens et l'apport des réseaux hertziens pour l'estimation de la pluie.

Le chapitre III présente deux approches méthodologiques distinctes du traitement des réflectivités radar pour la production de champs de pluie, à partir des mesures du radar du MIT acquises lors des campagnes AMMA 2006 et 2007.

Cette étude montre que l'ensemble des corrélations, obtenues entre les intensités de pluie au sol et les réflectivités radar corrigées, sont relativement élevées, avec des valeurs sensiblement supérieures pour les pluies d'origine convective, sur 13 événements, acquis lors des saisons 2006 et 2007. Les exposants de la loi Z_e-R sont d'un même ordre de grandeurs que ceux que l'on trouve dans la littérature. Les coefficients de la loi présentent une forte variabilité et sont généralement inférieurs à ceux issus d'études similaires, en moyenne d'un facteur 2 pour les pluies d'origine convective et 1.63 pour les pluies d'origine stratiforme. Cette sous-estimation est confirmée par une comparaison des réflectivités acquise en août 2006 avec le radar embarqué sur le satellite TRMM. Cette étude apporte, pour 13 événements caractéristiques, acquis au cours des campagnes AMMA de 2006 et 2007, des relations Z_e-R permettant d'étendre les champs de précipitation bien au-delà de la surface d'extension du réseau de pluviographes AMMA-CATCH à une échelle spatiale de l'ordre du pixel radar.

Je propose une méthodologie pour traiter et corriger les réflectivités radar du MIT, issues du même jeu de données que précédemment. Les observations du réseau de pluviographes AMMA_CATCH sont prises comme référence lors de l'ajustement des paramètres de l'estimation quantitative de la précipitation obtenue à partir des mesures radar. Deux méthodes itératives de correction d'atténuation sont testées. La solution proposée Hitschfeld and Bordan (1954) permet de limiter les divergences de l'algorithme en bornant la correction à 10 dB comme suggéré par Delrieu et al. (1999). L'atténuation

sur site, liée à la présence d'eau sur le radome est introduite en considérant ce dernier de piètre qualité (sans traitement hydrophobique), permettant ainsi à une fine pellicule d'eau de se former à sa surface.

Différentes relations Z-R, issues de la littérature et relatives aux précipitations en Afrique de l'ouest sont appliquées sur le jeu de données radar, corrigé de l'atténuation, afin de produire des champs de pluie. L'ajustement d'étalonnage du radar est également pris en compte afin de compenser l'instabilité de la mesure constatée sur un écho de référence. Les résultats obtenus ont été comparés aux mesures du réseau AMMA-CATCH à partir de différents scores statistiques afin de déterminer la meilleure adéquation entre l'ajustement d'étalonnage et une des relations Z-R considérées.

Les relations proposées par Moumouni (2008, $Z = 289 R_{conv}^{1.43}$) et Chamsi (1992, $Z = 508R^{1.19}$) donnent des scores statistiques très similaires, en appliquant un ajustement d'étalonnage respectivement de 2.25dB et de 1.5dB. Nous avons opté pour la relation climatologique de Chamsi (1992) car elle a été obtenue sans distinguer le front convectif de la traîne stratiforme des précipitations.

L'étude des réflectivités aux trois sites bas (0.6° , 0.7° et 1.3°) permet de mettre en évidence une variabilité des mesures de la réflectivité radar suivant l'angle d'élévation de l'antenne. L'agrégation spatiale des données sur plusieurs portes consécutives et sur l'ensemble des trois sites a permis d'améliorer les scores statistiques et de restituer 99% de la pluie sur l'événement considéré.

La méthodologie établie a été appliquée à 8 lignes de grains observées en 2006. Les résultats obtenus montrent une bonne restitution de la dynamique des précipitations et un critère de Nash relativement haut pour chacun des événements.

Les scores statistiques obtenus sur les 8 événements traités, tendent à valider la méthode que nous avons développée sur ce jeu de données.

Au chapitre IV, sur la base des travaux de Messer et al. (2006) et Leijnse et al. (2007), j'explore l'apport des réseaux de télécommunication hertziens des opérateurs de téléphonie mobile pour accéder à une mesure de la pluviométrie. Ce travail a été mené dans le cadre d'une collaboration étroite avec l'Université de Ouagadougou et le laboratoire GET en France. Il s'agit ici d'exploiter la mesure de l'atténuation du signal électromagnétique entre deux antennes pour rendre compte de la pluviométrie responsable de cette atténuation. En accédant aux mesures de puissances émises et

reçues, il est donc possible d'estimer l'intensité moyenne de précipitation à l'origine de l'atténuation du signal.

Une fois les fondements théoriques posés, plusieurs méthodes issues de la littérature sont explorées pour déterminer les meilleures approches de caractérisation des différentes sources d'atténuation. Nous avons retenu la méthode de Schleiss and Berne (2010), simple de mise en œuvre et insensible aux modifications de la puissance émise ou à une variation du gain de la chaîne de réception.

L'accès à des données du réseau d'antennes hertziennes de l'opérateur Télécel Faso au Burkina Faso, nous a permis de vérifier et de mettre en œuvre nos choix méthodologiques et de quantifier les précipitations à partir de cette technique, pour la première fois dans cette région faiblement instrumentée.

Les estimations de précipitation sont donc calculées à partir des puissances transmises et reçues d'un lien à 27 GHz et d'une longueur de 29 kilomètres situé au nord-est de Ouagadougou. Elles ont été comparées aux mesures sol d'un pluviographe placé sous le lien. Les mesures d'atténuation obtenues avec le radar Xport installé à Ouagadougou ont conduit à un ajustement du coefficient de la relation (25%) et ont confirmé la valeur de l'exposant.

L'estimation quantitative a porté sur deux mois de la saison des pluies 2012 (juillet et août). La comparaison avec les mesures sol, montre une très bonne adéquation tant sur le plan de la dynamique temporelle que sur le plan quantitatif. Sur la période la méthode a produit une fausse détection (5 %) et seuls 3 événements n'ont pas été détectés (91% de détection).

A l'échelle de l'événement, et infra-événementiel, si la dynamique temporelle est plutôt bien respectée, quelques événements présentent de faibles corrélations, que l'on peut attribuer à des cellules de pluie couvrant que partiellement le lien. On constate une assez grande variabilité des biais probablement liée à la différence de mode d'acquisition entre les 2 capteurs.

Ces résultats, uniques sur l'Afrique de l'ouest, montrent que la méthode peut permettre de combler le déficit instrumental de la région pour un coût d'exploitation marginal, une grande fiabilité, et également une centralisation et un partage des données en temps réel.

Au dernier chapitre (chapitre V), je m'intéresse à l'apport du radar polarimétrique bande X pour documenter la phase glacée des précipitations au sein des lignes de grains. Ces recherches s'inscrivent dans le cadre de la mission spatiale franco-indienne Mégha Tropiques et contribuent à réduire les incertitudes des algorithmes d'inversion des températures de brillance utilisés. En effet, TAPPER-BRAIN (Chambon et al. 2013; Roca et al. 2018; Viltard et al. 2006) et GProf (Kummerow et al. 1996, 2001) nécessitent des informations sur les caractéristiques des particules en phase glacée des MCS afin de minimiser les incertitudes de l'estimation liées à la microphysique.

Cette étude documente l'évolution de la structure verticale des hydrométéores lors de l'événement du 13 août 2010, centré sur la région d'observation. Les données acquises lors des vols instrumentés associées aux observations polarimétriques du radar Xport constituent mon jeu de données. En s'appuyant sur un algorithme à logique floue HID, je propose une classification des hydrométéores (pluie fine, pluie modérée à intense, neige mouillée, neige sèche, grapel humide, grapel sec, cristal de glace) qui est ensuite mis en regard avec les données des vols instrumentés. Différentes couches d'altitude sont analysées.

Les résultats montrent que dans la couche glacée (entre 6 et 8km d'altitude), la partie convective est majoritairement composée de particules de types graupels alors que dans le partie stratiforme, les agrégats sont prédominants. L'évolution temporelle des types de particules au sein de cette même couche montre que plus on s'éloigne de la partie convective plus la densité des particules décroît, les graupels faisant place aux agrégats.

A travers cette étude, j'ai montré, pour la première fois, que l'assimilation par l'algorithme HID de variables polarimétriques d'un radar bande X permet de restituer avec robustesse la microphysique des particules glacées au sein de lignes de grains en Afrique de l'Ouest et d'étudier l'évolution temporelle de leur densité.

En conclusion, je présente dans ce mémoire, les apports méthodologiques que j'ai développés pour quantifier les précipitations en Afrique de l'Ouest et analyser leur microphysique glacée. Pour cela, je me suis appuyé sur des données, que j'ai acquises, en

mobilisant différents types d'instruments : radar météorologique Bande C du MIT, radar polarimétrique Xport, les réseaux de téléphonie mobile de l'opérateur de Télécel au Burkina Faso. Les 2 premières études contribuent à mettre à disposition de la communauté scientifique des champs de pluie non interpolés acquis lors des campagnes radar AMMA au Niger en 2006 et 2007, couvrant une surface supérieure à la zone de couverture du réseau de pluviographes AMMA-CATCH. Je valide, pour la première fois en Afrique, l'utilisation des réseaux de téléphonie mobile pour estimer les précipitations au sol. Cette technique présente de nombreux avantages liés à son faible coût d'exploitation et de maintenance supporté par l'opérateur de téléphonie mobile, à la grande fiabilité des équipements et à la centralisation des informations utiles pouvant être mis à disposition en temps réel. Enfin la dernière étude valide l'apport des mesures d'un radar polarimétrique et de l'algorithme HID à la discrimination et à la caractérisation des particules glacées au sein des systèmes précipitants sahéliens.

Les perspectives de ces travaux sont détaillées à la fin de chaque chapitre. Elles sont résumées ainsi :

- Pour consolider les premiers résultats, la méthodologie de discrimination des hydrométéores en phase glacée décrite au dernier chapitre doit être appliquée sur l'ensemble des jeux de données du radar Xport acquis au cours des campagnes AMMA au Bénin entre 2005 et 2007, Mégha Tropiques au Niger en 2010 et au Burkina Faso entre 2012 et 2014. Il s'agira, ensuite, de réaliser une analyse statistique de la structure microphysique des précipitations, d'identifier des signatures spécifiques liées à l'état de maturité des systèmes de précipitants, à leur localisation, à leur genèse au cours de l'année ou à leur intensité afin d'en dresser une climatologie.
- Les projets Rain Cell app Bamako et Ouaga, décrits dans la première partie de ce document, ont donné suite à notre étude sur l'estimation des précipitations à l'aide des liens de télécommunication commerciaux. Depuis 2018, des dispositifs expérimentaux au Niger et au Cameroun, produisent des champs de pluie en temps réels. Les discussions en cours au Mali avec l'opérateur Orange nous permettent d'envisager dans un avenir proche d'alimenter notre démonstrateur d'alerte précoce aux inondations à partir des liens de télécommunication de la ville de

Bamako. Si, à l'échelle d'une agglomération, les résultats de la méthode sont probants, quel serait le potentiel de la méthode pour le suivi des précipitations à l'échelles des pays de l'Afrique ?

- Enfin, pour apporter des éléments de réponse à une question de la ressource énergétique en Côte d'Ivoire et son lien avec la disponibilité en eau des barrages hydro-électriques, le potentiel érosif des précipitations pourrait être documenté à l'aide d'un radar météorologique, conventionnel ou polarimétrique, déployé sur les bassins amonts pour permettre d'estimer le transport solide dans les rivières.

J'ai consacré une grande partie des 4 dernières années à la co-construction du Service Technique de l'IGE. Aujourd'hui, l'équipe du ST porte des objectifs communs au service de la recherche. Elle partage un esprit de coopération et de mutualisation de ses expertises. Cette transformation étant à présent pleinement aboutie, il n'est plus nécessaire que son animation soit assurée par 2 personnels de nos anciens laboratoires. En plein accord avec la Direction de l'unité, j'ai quitté mes fonctions de co-responsable du ST de l'IGE début juillet 2020 et désormais, je mets à profit le temps dégagé pour renforcer mes actions en faveur des objectifs de développement durable et le renforcement du partenariat Nord-Sud au sein de l'équipe scientifique HMCIS.

Bibliographie

- Abuhdima, E. M., and I. M. Saleh, 2010: Effect of sand and dust storms on microwave propagation signals in southern Libya. *Melecon 2010 - 2010 15th IEEE Mediterranean Electrotechnical Conference*, Melecon 2010 - 2010 15th IEEE Mediterranean Electrotechnical Conference, Valletta, Malta, IEEE, 695–698.
- Alcoba, M., 2019: Contribution à l'observation des précipitations en Afrique avec un radar polarimétrique et des liens microondes commerciaux. Thèse de doctorat, Université Toulouse 3 - Paul Sabatier, 254 p.
- Ali, A., T. Lebel, and A. Amani, 2005: Rainfall Estimation in the Sahel. Part I: Error Function. *J. Appl. Meteorol.*, 44, 1691–1706
- Al-Sakka, H., A.-A. Boumahmoud, B. Fradon, S. J. Frasier, and P. Tabary, 2013: A New Fuzzy Logic Hydrometeor Classification Scheme Applied to the French X-, C-, and S-Band Polarimetric Radars. *J. Appl. Meteorol. Climatol.*, 52, 2328–2344.
- Andrieu, H., and F. Rodriguez, 2004: Hydrologie des bassins versants péri-urbains équipés de réseaux séparatifs : constitution d'une banque de données expérimentales sur le rôle de la variabilité des précipitations sur les incertitudes du bilan hydrologique en milieu péri urbain. *Division Eau et Environnement - LCPC*, 52p.
- Andrieu, H., J. D. Creutin, G. Delrieu, and D. Faure, 1997: Use of a weather radar for the hydrology of a mountainous area. Part I: radar measurement interpretation. *J. Hydrol.*, 193, 1–25.
- Appleton, E., and M. Barnett, 1925: On some direct evidence for downward atmospheric reflection of electric rays. *Proc. R. Soc. Lond. Ser. Contain. Pap. Math. Phys. Character*, 109, 621–641.
- Atlas, D., 2002: Radar calibration. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 83, 1313–1316.
- Atlas, D. and H. C. Banks, 1951: The interpretation of microwave reflections from rainfall. *J. Meteorol.*, 8, 271–282.
- Atlas, D. and C. W. Ulbrich, 1977: Path- and Area-Integrated Rainfall Measurement by Microwave Attenuation in the 1–3 cm Band. *J. Appl. Meteorol.*, 16, 1322–1331.
- Balme, M., S. Galle, and T. Lebel, 2005: Démarrage de la saison des pluies au Sahel: variabilité à des échelles hydrologique et agronomique. *Sécheresse*, 16, 15-22
- Balme, M., T. Vischel, T. Lebel, C. Peugeot, and S. Galle, 2006: Assessing the water balance in the Sahel: Impact of small scale rainfall variability on runoff. *J. Hydrol.*, 331, 336–348.
- Barbé, L. L., and T. Lebel, 1997: Rainfall climatology of the HAPEX-Sahel region during the years 1950–1990. *J. Hydrol.*, 188–189, 43–73.
- Barnes, G. M., and K. Sieckman, 1984: The Environment of Fast- and Slow-Moving Tropical Mesoscale Convective Cloud Lines. *Mon. Weather Rev.*, 112, 1782–1794.

- Barros, V. R., C. B. Field, D. J. Dokken, M. D. Mastrandrea, and K. J. Mach, eds., 2014: Africa. *Climate Change 2014: Impacts, Adaptation and Vulnerability*, Cambridge University Press, 1199–1266.
- Battan, L. J., 1973: Radar observation of the atmosphere. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 99, 793–793,
- Beard, K. V., and C. Chuang, 1987: A New Model for the Equilibrium Shape of Raindrops. *J. Atmospheric Sci.*, 44, 1509–1524.
- Bénichou, H., 1995: Utilisation d'un radar météorologique bande C pour la mesure des pluies au Sahel : étude du phénomène d'atténuation. Mémoire de DEA, Université Joseph Fourier.
- Berne, A., and R. Uijlenhoet, 2007: Path-averaged rainfall estimation using microwave links: Uncertainty due to spatial rainfall variability. *Geophys. Res. Lett.*, 34.
- Berne, A., G. Delrieu, H. Andrieu, and J.-D. Creutin, 2004: Influence of the Vertical Profile of Reflectivity on Radar-Estimated Rain Rates at Short Time Steps. *J. Hydrometeorol.*, 5, 296–310.
- Beucher, F., 2010: *Météorologie tropicale: des alizés au cyclone tropical*. Tomes 1 et 2, Météo France, 476 p.
- Biggerstaff, M. I., and R. A. Houze, 1993: Kinematics and Microphysics of the Transition Zone of the 10–11 June 1985 Squall Line. *J. Atmospheric Sci.*, 50, 3091–3110.
- Bouniol, D., J. Delanoe, C. Duroure, A. Protat, V. Giraud, and G. Penide, 2010: Microphysical characterisation of West African MCS anvils. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 136, 323–344.
- Bouvier, C., F. Delclaux, A. Crespy, and F. Cazenave, 1996: ATHYS Atelier Hydrologique Spatialisé : poster. CARI'96 : actes du 3ème colloque africain sur la recherche en informatique = CARI'96 : proceedings of the 3rd African conference on research in computer science, Colloques et Séminaires, ORSTOM, p. 362.
- Breit, G., and M. A. Tuve, 1925: A Radio Method of Estimating the Height of the Conducting Layer. *Nature*, 116, 357–357.
- Bringi, V. N., and V. Chandrasekar, 2001: *Polarimetric Doppler Weather Radar: Principles and Applications*. Cambridge University Press.
- Bringi, V. N., T. D. Keenan, and V. Chandrasekar, 2001: Correcting C-band radar reflectivity and differential reflectivity data for rain attenuation: a self-consistent method with constraints. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 39, 1906–1915.
- Campos, E., and I. Zawadzki, 2000: Instrumental Uncertainties in Z–R Relations. *J. Appl. Meteorol.*, 39, 1088–1102.
- Caniaux, G., J. Redelsperger, and J. Lafore, 1994: A numerical study of the stratiform region of a fast-moving squall line .1. General description and water and heat budgets. *J. Atmospheric Sci.*, 51, 2046–2074.
- Castanet, L., and P. Lassudrie-Duchesne, 2008: Propagation des ondes radioélectriques à travers l'atmosphère. *Tech. Ing. Systèmes Radars*, E1163 v1.

- Caumont, O., V. Ducrocq, É. Wattrelot, G. Jaubert, and S. Pradier-Vabre, 2010: 1D+3DVar assimilation of radar reflectivity data: a proof of concept. *Tellus Dyn. Meteorol. Oceanogr.*, 62, 173–187.
- Cazenave, F., 1995a: BADORA : banque de données radar : manuel général de l'utilisateur. ORSTOM, 23 p.
- Cazenave, F., 1995b: XVISU : visualisation de données radar : manuel général de l'utilisateur. ORSTOM, 10 p.
- Cazenave, F., 2009: Etude comparative des cumuls de précipitations mesurés à l'aide du radar Doppler du MIT et du réseau dense de pluviographes du degré carré de Niamey, mémoire d'équivalence de M2R, 79p.
- Cazenave, F., M. Gosset, M. Kacou, M. Alcoba, E. Fontaine, C. Duroure, and B. Dolan, 2016: Characterization of Hydrometeors in Sahelian Convective Systems with an X-Band Radar and Comparison with In Situ Measurements. Part I: Sensitivity of Polarimetric Radar Particle Identification Retrieval and Case Study Evaluation. *J. Appl. Meteorol. Climatol.*, 55, 231–249.
- Cetrone, J., and R. A. Houze, 2009: Anvil clouds of tropical mesoscale convective systems in monsoon regions. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 135, 305–317.
- Chamsi, N., 1992: Estimation des précipitations à partir de la réflectivité radar dans les systèmes convectifs tropicaux. Thèse de doctorat, Université Paul Sabatier, 110 p.
- Chamsi, N. and H. Sauvageot, 1989: Variabilité spatio-temporelle des paramètres de la relation Z-R dans les lignes de grains tropicales. *Veille Climatologique Satellitaire*.
- Chen, H.-Y., and C.-C. Ku, 2012: Calculation of Wave Attenuation in Sand and Dust Storms by the FDTD and Turning Bands Methods at 10–100 GHz. *IEEE Trans. Antennas Propag.*, 60, 2951–2960.
- Chong, M., P. Amayenc, G. Scialom, and J. Testud, 1987: A Tropical Squall Line Observed during the COPT 81 Experiment in West Africa. Part 1: Kinematic Structure Inferred from Dual-Doppler Radar Data. *Mon. Weather Rev.*, 115, 670–694.
- Chwala, C., A. Gmeiner, W. Qiu, S. Hipp, D. Nienaber, U. Siart, T. Eibert, M. Pohl, J. Seltmann, J. Fritz, and H. Kunstmann, 2012: Precipitation observation using microwave backhaul links in the alpine and pre-alpine region of Southern Germany. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 16, 2647–2661.
- Clerk-Maxwell, J., 1865: A dynamical theory of the electromagnetic field. *Philos. Trans. R. Soc. Lond.*, 155, 459–512.
- Creutin, J. D., H. Andrieu, and D. Faure, 1997: Use of a weather radar for the hydrology of a mountainous area. Part II: radar measurement validation. *J. Hydrol.*, 193, 26–44.
- 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.
- David, N., P. Alpert, and H. Messer, 2013: The potential of commercial microwave networks to monitor dense fog-feasibility study: fog monitoring using microwave networks. *J. Geophys. Res. Atmospheres*, 118, 11,750–11,761.

- David, N., O. Sendik, H. Messer, and P. Alpert, 2015: Cellular Network Infrastructure: The Future of Fog Monitoring? *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 96, 1687–1698.
- Delrieu, G., and J.-D. Creutin, 1991: Weather radar and urban hydrology: advantages and limitations of X-band light configuration systems. *Atmospheric Res.*, 27, 159–168.
- Delrieu, G., J. D. Creutin, and I. Saint-Andre, 1991: Mean K-R Relationships: Practical Results for Typical Weather Radar Wavelengths. *J. Atmospheric Ocean. Technol.*, 8, 467–476.
- Delrieu, G., S. Caoudal, and J. Creutin, 1997: Feasibility of using mountain return for the correction of ground-based X-band weather radar data. *J. Atmospheric Ocean. Technol.*, 14, 368–385.
- Delrieu, G., L. Hucke, and J. D. Creutin, 1999: Attenuation in Rain for X- and C-Band Weather Radar Systems: Sensitivity with respect to the Drop Size Distribution. *J. Appl. Meteorol.*, 38, 57–68.
- Desbois, M., R. Roca, L. Eymard, N. Viltard, M. Viollier, J. Srinivasan, and S. Narayanan, 2003: The Megha-Tropiques mission. Z. Sun, F. Jin, and T. Iwasaki, Eds., Vol. 4899 of *Proceedings of The Society of Photo-optical Instrumentation Engineers (SPIE)*, 172–183.
- Desbois, M., N. Viltard, M. Viollier, L. Capderou, N. Karouche, L. Eymard, and R. Roca, 2007: Megha-Tropiques : un satellite hydrométéorologique franco-indien. *La Météorologie*, n°57.
- Descroix, L., A. Diongue Niang, G. Panthou, A. Bodian, Y. Sané, H. Dacosta, M. Malam Abdou, J. P. Vandervaere and G. Quantin, 2016: Évolution récente de la pluviométrie en Afrique de l’ouest à travers deux régions : la Sénégalie et le Bassin du Niger Moyen. *Climatologie*, 12.
- Descroix, L., F. Guichard, M. Grippa, L. A. Lambert, G. Panthou, G. Mahé, L. Gal, C. Dardel, G. Quantin, L. Kergoat, Y. Bouaïta, P. Hiernaux, T. Vischel, T. Pellarin, B. Faty, C. Wilcox, M. Malam Abdou, I. Mamadou, J.-P. Vandervaere, A. Diongue-Niang, O. Ndiaye, Y. Sané, H. Dacosta, M. Gosset, C. Cassé, B. Sultan, A. Barry, O. Amogu, B. Nka Nnomo, A. Barry and J.-E. Paturel, 2018: Evolution of Surface Hydrology in the Sahelo-Sudanian Strip: An Updated Review. *Water*, 10, 748.
- Diederich, M., A. Ryzhkov, C. Simmer, P. Zhang, and S. Trömel, 2015: Use of Specific Attenuation for Rainfall Measurement at X-Band Radar Wavelengths. Part I: Radar Calibration and Partial Beam Blockage Estimation. *J. Hydrometeorol.*, 16, 487–502.
- Diedhiou, A., S. Janicot, A. Viltard, and P. de Félice, 2001: Composite patterns of easterly disturbances over West Africa and the tropical Atlantic: a climatology from the 1979-95 NCEP/NCAR reanalyses. *Clim. Dyn.*, 18, 241–253.
- Dolan, B., and S. A. Rutledge, 2009: A Theory-Based Hydrometeor Identification Algorithm for X-Band Polarimetric Radars. *J. Atmospheric Ocean. Technol.*, 26, 2071–2088.
- Dong, B., and R. Sutton, 2015: Dominant role of greenhouse-gas forcing in the recovery of Sahel rainfall. *Nat. Clim. Change*, 5, 757.

- Doumounia, A., 2016: Estimation des précipitations à partir des liens microondes commerciaux de télécommunication cellulaire en Afrique. Thèse de doctorat, Université de Ouagadougou, 142 p.
- Doumounia, A., M. Gosset, F. Cazenave, M. Kacou, and F. Zougmore, 2014: Rainfall monitoring based on microwave links from cellular telecommunication networks: First results from a West African test bed: wireless networks for rainfall in africa. *Geophys. Res. Lett.*, 41, 6016–6022.
- Drigeard, E., 2014: Ice microphysics in convective systems during Megha-Tropiques in Western Africa : comparison between airborne measurements, ground radars, and numerical modeling. Thèse de Doctorat, Université Blaise Pascal - Clermont-Ferrand II, 1 vol., 219 p.
- Evan, A. T., C. Flamant, C. Lavaysse, C. Kocha, and A. Saci, 2015: Water Vapor–Forced Greenhouse Warming over the Sahara Desert and the Recent Recovery from the Sahelian Drought. *J. Clim.*, 28, 108–123.
- Evaristo, R., G. Scialom, N. Viltard, and Y. Lemaître, 2010: Polarimetric signatures and hydrometeor classification of West African squall lines. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 136.
- Fabry, F., and V. Meunier, 2020: Why Are Radar Data so Difficult to Assimilate Skillfully? *Mon. Weather Rev.*, 148, 2819–2836.
- Feingold, G., and Z. Levin, 1986: The Lognormal Fit to Raindrop Spectra from Frontal Convective Clouds in Israel. *J. Clim. Appl. Meteorol.*, 25, 1346–1363.
- Fiolleau, T., and Roca R., 2013: An Algorithm for the Detection and Tracking of Tropical Mesoscale Convective Systems Using Infrared Images From Geostationary Satellite. *Ieee Trans. Geosci. Remote Sens.*, 51, 4302–4315.
- Fiolleau, T., T. Mireille, R. Roca, J.-P. Lafore, H. Laurent, T. Lebel, and K. Ramage, 2009: Summertime Climatology of Mesoscale Convective Systems over West Africa from 24-years of METEOSAT observations. *Geophys Res Abstr.*, 11.
- Fontaine, B., 2002: Spring to summer changes in the West African monsoon through NCEP/NCAR reanalyses (1968–1998). *J. Geophys. Res.*, 107, ACL 1-1-ACL 1-9.
- Frasier, S. J., F. Kabeche, J. Figueras i Ventura, H. Al-Sakka, P. Tabary, J. Beck, and O. Bousquet, 2013: In-Place Estimation of Wet Radome Attenuation at X Band. *J. Atmospheric Ocean. Technol.*, 30, 917–928.
- Gage, K. S., C. R. Williams, P. E. Johnston, W. L. Ecklund, R. Cifelli, A. Tokay, and D. A. Carter, 2000: Doppler Radar Profilers as Calibration Tools for Scanning Radars. *J. Appl. Meteorol.* 1988-2005, 39, 2209–2222.
- Gamo, M., 1996: Thickness of the dry convection and large-scale subsidence above deserts. *Bound.-Layer Meteorol.*, 79, 265–278.
- Gebremichael, M., and F. Y. Testik, 2010: Microphysics, measurement, and analyses of rainfall. *Geophysical Monograph Series*, F.Y. Testik and M. Gebremichael, Eds., Vol. 191 of, American Geophysical Union, 1–6.

- Gorgucci, E., G. Scarchilli, and V. Chandrasekar, 1992: Calibration of radars using polarimetric techniques. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 30, 853–858.
- Gorgucci, E., R. Bechini, L. Baldini, R. Cremonini, and V. Chandrasekar, 2013: The Influence of Antenna Radome on Weather Radar Calibration and Its Real-Time Assessment. *J. Atmospheric Ocean. Technol.*, 30, 676–689.
- Gosset, M., and F. Cazenave, 2003: Test of polarization based retrieval algorithms at X-band. 45 BEACON ST, BOSTON, MA 02108 USA, American Meteorological Society, 805–808.
- Gosset, M., I. Zadwadzki, F. Cazenave, F. Fabry, A. Singh, and A. Kilambi, 2000: X-polito, a low cost XBand polarimetric radar for urban hydrology : preliminary results of the first test campaign. Fifth International Workshop on Precipitation in Urban Areas. Fifth International Workshop on rainfall in urban areas. *Water Science and Technology*, December 10, Special Issue.
- Gosset, M., F. Cazenave, J. Dossougoin, and E. Houngninou, 2006: First measurements with an X-band polarimetric radar in West Africa : the XPORT experiment in Djougou, Donga, Benin. *African monsoon multidisciplinary analyses: extended abstracts*, 397–399.
- Gosset, M., R. Roca, N. Viltard, M. Alcoba, and F. Cazenave, 2012: The Megha-Tropiques rainfall products ground validation plan. 6th Workshop of the International Precipitation Working Group (IPWG6), São José dos Campos, Brazil.
- Gosset, M., J. Viarre, G. Quantin, and M. Alcoba, 2013: Evaluation of several rainfall products used for hydrological applications over West Africa using two high-resolution gauge networks. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 139, 923–940.
- Gosset, M., Kunstmann H., Zougmore F., Cazenave F., Leijnse H., Uijlenhoet R., Chwala C., Keis F., Doumounia A., Boubacar B., Kacou M., Alpert P., Messer H., Rieckermann J. and Joost Hoedjes J., 2016: Improving Rainfall Measurement in Gauge Poor Regions Thanks to Mobile Telecommunication Networks. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 97, ES49–ES51.
- Goudenhoofd, E., and L. Delobbe, 2009: Evaluation of radar-gauge merging methods for quantitative precipitation estimates. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 13, 195–203.
- Grazioli, J., D. Tuia, and A. Berne, 2014: Hydrometeor classification from polarimetric radar measurements: a clustering approach. *ATMOSPHERIC Meas. Tech.*, 8, 149–170.
- Grist, J. P., and S. E. Nicholson, 2001: A Study of the Dynamic Factors Influencing the Rainfall Variability in the West African Sahel. *J. Clim.*, 14, 1337–1359.
- Gu, G., and R. F. Adler, 2004: Seasonal Evolution and Variability Associated with the West African Monsoon System. *J. Clim.*, 17, 3364–3377.
- Gunn, K. L. S., and T. W. R. East, 1954: The microwave properties of precipitation particles. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 80, 522–545.
- Gunn, R., and G. D. Kinzer, 1949: The Terminal Velocity Of Fall For Water Droplets In Stagnant Air. *J. Meteorol.*, 6, 243–248.

- Hagos, S. M., and K. H. Cook, 2008: Ocean Warming and Late-Twentieth-Century Sahel Drought and Recovery. *J. Clim.*, 21, 3797–3814.
- Hall, M., J. Goddard, and S. Cherry, 1984: Identification of hydrometeors and other targets by dual-polarization radar. *RADIO Sci.*, 19, 132–140.
- Hall, N. M. J., and P. Peyrillé, 2006: Dynamics of the West African monsoon. *J. Phys. IV Proc.*, 139, 81–99.
- Hamilton, R. A., J. W. Archbold, and C. K. M. Douglas, 1945: Meteorology of Nigeria and adjacent territory. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 71, 231–264.
- Hanchoowong, R., U. Weesakul, and S. Chumchean, 2012: Bias correction of radar rainfall estimates based on a geostatistical technique. *ScienceAsia*, 38, 373.
- Heistermann, M., S. Jacobi, and T. Pfaff, 2013: Technical Note: An open source library for processing weather radar data (wradlib). *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 17, 863–871.
- Hildebrand, P. H., 1978: Iterative Correction for Attenuation of 5 cm Radar in Rain. *J. Appl. Meteorol.*, 17, 508–514.
- Hitschfeld, W., and J. Bordan, 1954: Errors inherent in the radar measurement of rainfall at attenuating wavelengths. *J. Meteorol.*, 11, 58–67.
- Ho, C. M., C. Wang, K. Angkasa, and K. Gritton, 2004: Estimation of Microwave Power Margin Losses Due to Earth's Atmosphere and Weather in the Frequency Range of 3–30 GHz. California Institute of Technologie, 100 p.
- Hoepffner, M., T. Lebel, and H. Sauvageot, 1989: Epsat-Niger : a pilot experiment for rainfall estimation over West Africa. International workshop on precipitation measurement, 251–258.
- Hou, A. Y., Kakar R. K., Neeck S., Azarbarzin A. A., Kummerow C. D., Kojima M., Oki R., Nakamura K. and Iguchi T., 2014: The Global Precipitation Measurement Mission. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 95, 701–722.
- Houze, R. A., Jr., S. A. Rutledge, M. I. Biggerstaff, and B. F. Smull, 1989: Interpretation of Doppler Weather Radar Displays of Midlatitude Mesoscale Convective Systems. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 70, 608–619
- Houze, R., 2004: Mesoscale convective systems. *Rev. Geophys.*, 42, 4.
- Islam, Md. R., Z. E. Omer Elshaikh, O. O. Khalifa, A. Z. Alam, S. Khan, and A. W. Naji, 2010: Prediction of signal attenuation due to duststorms using mie scattering. *IIUM Eng. J.*, 11, 71–87.
- Islam, Md. R., E. A. A. Elsheikh, A. F. Ismail, S. O. Bashir, and J. Chebil, 2014: Development of an Empirical Dust Storm Attenuation Prediction Model for Microwave Links in Arid Area - A Proposed Framework. 2014 International Conference on Computer and Communication Engineering, 2014 International Conference on Computer & Communication Engineering (ICCCE), Kuala Lumpur, Malaysia, IEEE, 224–227.
- Janicot, S., 1992: Spatiotemporal Variability of West African Rainfall. Part II: Associated Surface and Airmass Characteristics. *J. Clim.*, 5, 499–511.

- Janicot, S., S. Trzaska, and I. Pocard, 2001: Summer Sahel-ENSO teleconnection and decadal time scale SST variations. *Clim. Dyn.*, 18, 303–320.
- Janicot, S., F. Mounier, N. M. J. Hall, S. Leroux, B. Sultan, and G. N. Kiladis, 2009: Dynamics of the West African Monsoon. Part IV: Analysis of 25–90-Day Variability of Convection and the Role of the Indian Monsoon. *J. Clim.*, 22, 1541–1565.
- Joly, M., and A. Voldoire, 2009: Influence of ENSO on the West African Monsoon: Temporal Aspects and Atmospheric Processes. *J. Clim.*, 22, 3193–3210.
- Jones, R. C., 1941: A New Calculus for the Treatment of Optical Systems I Description and Discussion of the Calculus. *J. Opt. Soc. Am.*, 31, 488.
- Joss, J., and A. Waldvogel, 1977: Comments on “Some Observations on the Joss-Waldvogel Rainfall Disdrometer.” *J. Appl. Meteorol.*, 16, 112–113.
- Joss, J., J. C. Thams, and A. Waldvogel, 1968: The variation of raindrop size distributions at Locarno. Conf. on Cloud Physics, Toronto, Ontario, Canada, International Association of Meteorology and Atmospheric Physics, 369–373.
- Keeler, R. J., J. Lutz, and J. Vivekanandan, 2000: S-Pol: NCAR’s polarimetric Doppler research radar. *IGARSS 2000. IEEE 2000 International Geoscience and Remote Sensing Symposium. Taking the Pulse of the Planet: The Role of Remote Sensing in Managing the Environment. Proceedings (Cat. No.00CH37120)*, Vol. 4 of, 1570–1573 vol.4
- Khanal, A. K., G. Delrieu, F. Cazenave, and B. Boudevillain, 2019: Radar Remote Sensing of Precipitation in High Mountains: Detection and Characterization of Melting Layer in the Grenoble Valley, French Alps. *Atmosphere*, 10, 784.
- Kharadly, M. M. Z., and R. Ross, 2001: Effect of wet antenna attenuation on propagation data statistics. *IEEE Trans. Antennas Propag.*, 49, 1183–1191.
- Knollenberg, R. G., 1970: The Optical Array: An Alternative to Scattering or Extinction for Airborne Particle Size Determination. *J. Appl. Meteorol.*, 9, 86–103.
- Koffi, A. K., M. Gosset, E.-P. Zahiri, A. D. Ochou, M. Kacou, F. Cazenave, and P. Assamoi, 2014: Evaluation of X-band polarimetric radar estimation of rainfall and rain drop size distribution parameters in West Africa. *Atmospheric Res.*, 143, 438–461.
- Koteswaram, P., 1958: The Easterly Jet Stream in the Tropics. *Tellus*, 10, 43–57.
- Kuettner, J. P., D. E. Parker, D. R. Rodenhuis, H. Hoerber, H. Kraus, and G. Philander, 1974: GATE. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 55, 711–744
- Kumjian, M. R., and O. P. Prat, 2014: The Impact of Raindrop Collisional Processes on the Polarimetric Radar Variables. *J. Atmospheric Sci.*, 71, 3052–3067.
- Kummerow, C., W. S. Olson, and L. Giglio, 1996: A simplified scheme for obtaining precipitation and vertical hydrometeor profiles from passive microwave sensors. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 34, 1213–1232.
- Kummerow, C., Y. Hong, W. S. Olson, S. Yang, R. F. Adler, J. McCollum, R. Ferraro, G. Petty, D-B. Shin and T. T. Wilheit, 2001: The Evolution of the Goddard Profiling Algorithm

- (GPROF) for Rainfall Estimation from Passive Microwave Sensors. *J. Appl. Meteorol.*, 40, 1801–1820.
- Kurri, M., and A. Huuskonen, 2008: Measurements of the Transmission Loss of a Radome at Different Rain Intensities. *J. Atmospheric Ocean. Technol.*, 25, 1590–1599.
- Lafore, J.-P., and M. W. Moncrieff, 1989: A Numerical Investigation of the Organization and Interaction of the Convective and Stratiform Regions of Tropical Squall Lines. *J. Atmospheric Sci.*, 46, 521–544.
- Lamb, P. J., 1978a: Case Studies of Tropical Atlantic Surface Circulation Patterns During Recent Sub-Saharan Weather Anomalies: 1967 and 1968. *Mon. Weather Rev.*, 106, 482–491.
- Lamb, P. J., 1978b: Large-scale Tropical Atlantic surface circulation patterns associated with Subsaharan weather anomalies. *Tellus*, 30, 240–251.
- Lau, K.-M., and S. Yang, 2015: Tropical Meteorology & Climate | Walker Circulation. *Encyclopedia of Atmospheric Sciences*, Elsevier, 177–181.
- 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.
- Laws, J. O., and D. A. Parsons, 1943: The relation of raindrop-size to intensity. *Trans. Am. Geophys. Union*, 24, 452.
- Le Barbé, L., T. Lebel, and D. Tapsoba, 2002: Rainfall Variability in West Africa during the Years 1950–90. *J. Clim.*, 15, 187–202.
- Leary, C. A., and R. A. Houze, 1979: The Structure and Evolution of Convection in a Tropical Cloud Cluster. *J. Atmospheric Sci.*, 36, 437–457.
- Lebel, T., 1991: Precipitation estimation in the Sahel: The EPSAT-NIGER experiment. *Soil Water Balance in the Sudano-Sahelian Zone : Workshop, Niamey (NER), 1991/02*, 13p.
- Lebel, T., F. Cazenave, R. Gathelier, M. Gréard, R. Gualde, J. Kong, and T. Valéro, 1991: EPSAT-Niger : campagne 1990. ORSTOM, 66 p.
- Lebel, T., H. Sauvageot, M. Hoepffner, M. Desbois, B. Guillot, and P. Hubert, 1992: Rainfall estimation in the Sahel: the EPSAT-NIGER experiment. *Hydrol. Sci. J.*, 37, 201–215.
- Lebel, T., J. Lecocq, F. Cazenave, J.-D. Taupin, M. Gréard, and L. Le Barbé, 1995: Vers une meilleure compréhension des fluctuations pluviométriques au Sahel : l'expérience EPSAT-Niger. *Boulder : UGGI, 1995*, p. 225-236., *Boulder : UGGI, 1995*, p. 225-236.
- Lebel, T., J.-D. Taupin, and M. Gréard, 1995b: Rainfall monitoring : the EPSAT-Niger setup and its use for Hapex-Sahel. *Hydrologie et météorologie de méso-échelle dans HAPEX-Sahel : dispositif de mesures au sol et premiers résultats*, , ed. *Hydrologie et Météorologie de Méso-échelle dans HAPEX SAHEL : dispositif de mesures au sol et premiers résultats*. Paris : Orstom éditions, 1995 : 31-68.
- Lebel, T., Amani A., Cazenave F., Lecocq J., Taupin J.-D., Elguero E., Gréard M., Le Barbé L., Laurent H., D'Amato N. and Robin J, 1996: La distribution spatio-temporelle des

- pluies au Sahel : apports de l'expérience EPSAT-Niger. L'hydrologie tropicale : géosciences et outil pour le développement : mélanges à la mémoire de Jean Rodier, Publication - AISH, AISH, 77–98.
- Lebel, T., D. J. Parker, C. Flamant, B. Bourlès, B. Marticorena, E. Mougin, C. Peugeot, A. Diedhiou, J. M. Haywood, J. B. Ngamini, J. Polcher, J.-L. Redelsperger, C. D. Thorncroft, 2010: The AMMA field campaigns: Multiscale and multidisciplinary observations in the West African region. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 136, 8–33.
- Lecocq, J., N. D'Amato, F. Cazenave, and T. Lebel, 1996: Résultats préliminaires de la campagne Epsat-Niger pour la calibration d'un radar bande C. Interactions surface continentale/atmosphère : l'expérience HAPEX-Sahel, Colloques et Séminaires, ORSTOM, 547–561.
- Lee, G., and I. Zawadzki, 2005: Variability of Drop Size Distributions. *J. Appl. Meteorol.* 1988-2005, 44, 241–255.
- Lee, G., and I. Zawadzki, 2006: Radar calibration by gage, disdrometer, and polarimetry: Theoretical limit caused by the variability of drop size distribution and application to fast scanning operational radar data. *J. Hydrol.*, 328, 83–97.
- Leijnse, H., R. Uijlenhoet, and J. N. M. Stricker, 2007a: Rainfall measurement using radio links from cellular communication networks: RAPID COMMUNICATION. *Water Resour. Res.*, 43.
- Leijnse, H., R. Uijlenhoet, and J. N. M. Stricker, 2007b: Hydrometeorological application of a microwave link: 2. Precipitation. *Water Resour. Res.*, 43.
- Leijnse, H., R. Uijlenhoet, and J. N. M. Stricker, 2008: Microwave link rainfall estimation: Effects of link length and frequency, temporal sampling, power resolution, and wet antenna attenuation. *Adv. Water Resour.*, 31, 1481–1493.
- Leijnse, H., R. Uijlenhoet, and A. Berne, 2010: Errors and Uncertainties in Microwave Link Rainfall Estimation Explored Using Drop Size Measurements and High-Resolution Radar Data. *J. Hydrometeorol.*, 11, 1330–1344.
- Liebe, H. J., 1989: MPM : An atmospheric millimeter-wave propagation model. *Int. J. Infrared Millim. Waves*, 10, 631–650.
- Liebe, H. J., 1993: Propagation Modeling of Moist Air and Suspended Water/Ice Particles at Frequencies Below 1000 GHz.
- Liebe, H. J., G. A. Hufford, and M. G. Cotton, 1993: Atmospheric propagation effects through natural and man-made obscurants to MM-wave radiation: papers presented at the Electromagnetic Wave Propagation Panel Symposium, held in Palma de Mallorca, Spain, 17th-20th May 1993 = Les effets des conditions défavorables de propagation sur les systèmes optiques, IR et à ondes millimétriques. AGARD conference proceedings, Symposium on Atmospheric Propagation Effects Through Natural and Man Made Obscurants to MM-Wave Radiation, Palma de Mallorca, AGARD.
- Macpherson, B., M. Lindskog, V. Ducrocq, M. Nuret, G. Gregorič, A. Rossa, G. Haase, I. Holleman and P. P. Alberoni, 2004: Assimilation of Radar Data in Numerical Weather

- Prediction (NWP) Models. Weather Radar, P. Meischner, Ed., Physics of Earth and Space Environments, Springer Berlin Heidelberg, 255–279.
- Maki, M., T. D. Keenan, Y. Sasaki, and K. Nakamura, 2001: Characteristics of the Raindrop Size Distribution in Tropical Continental Squall Lines Observed in Darwin, Australia. *J. Appl. Meteorol.*, 40, 1393–1412.
- Marshall, J. S., and W. M. K. Palmer, 1948: The distribution of raindrops with size. *J. Meteorol.*, 5, 165–166.
- Marzoug, M., and P. Amayenc, 1994: A Class of Single- and Dual-Frequency Algorithms for Rain-Rate Profiling from a Spaceborne Radar. Part I: Principle and Tests from Numerical Simulations. *J. Atmospheric Ocean. Technol.*, 11, 1480–1506.
- Mathon, V., 2001: Etude climatologique des systèmes convectifs de meso-échelle en Afrique de l’Ouest. Thèse de Doctorat, Université de Paris 7, 1 vol., 250 p.
- Mathon, V., and H. Laurent, 2001: Life cycle of Sahelian mesoscale convective cloud systems. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 127, 377–406.
- Mathon, V., H. Laurent, and T. Lebel, 2002: Mesoscale Convective System Rainfall in the Sahel. *J. Appl. Meteorol.*, 41, 1081–1092.
- Matrosov, S., D. Kingsmill, B. Martner, and F. Ralph, 2005: The utility of X-band polarimetric radar for quantitative estimates of rainfall parameters. *J. Hydrometeorol.*, 6, 248–262.
- Matrosov, S. Y., R. A. Kropfli, R. F. Reinking, and B. E. Martner, 1999: Prospects for Measuring Rainfall Using Propagation Differential Phase in X- and K_a-Radar Bands. *J. Appl. Meteorol.*, 38, 766–776.
- Matrosov, S. Y., R. Cifelli, P. C. Kennedy, S. W. Nesbitt, S. A. Rutledge, V. N. Bringi, and B. E. Martner, 2006: A Comparative Study of Rainfall Retrievals Based on Specific Differential Phase Shifts at X- and S-Band Radar Frequencies. *J. Atmospheric Ocean. Technol.*, 23, 952–963.
- Maynard, R. H., 1945: RADAR AND WEATHER. *J. Meteorol.*, 2, 214–226.
- McKee, T. B., N. J. Doesken, and J. Kleist, 1993: The Relationship of Drought Frequency and Duration to Time Scales. Proceedings of the Eighth Conference on Applied Climatology, American Meteorological Society, 179–184.
- Merceret, F. J., and J. G. Ward, 2002: Attenuation of weather radar signals due to wetting of the radome by rainwater or incomplete filling of the beam volume. Report NASA/TM-2002-211171, NAS 1.15:211171, NASA Kennedy Space Center; Cocoa Beach, FL United States 20p.
- Messer, H., 2018: Capitalizing on Cellular Technology—Opportunities and Challenges for Near Ground Weather Monitoring †. *Environments*, 5, 73.
- Messer, H., A. Zinevich, and P. Alpert, 2006: Environmental Monitoring by Wireless Communication Networks. *Science*, 312, 713–713.
- Mie, G., 1908: Beiträge zur Optik trüber Medien, speziell kolloidaler Metallösungen. *Ann. Phys.*, 330, 377–445.

- Minda, H., and K. Nakamura, 2005: High Temporal Resolution Path-Average Rain Gauge with 50-GHz Band Microwave. *J. Atmospheric Ocean. Technol.*, 22, 165–179.
- Morena, F., H. Andrieu, F. Rodriguez, and J.-D. Creutin, 2002: Effect of Rainfall Variability on the Hydrological Behavior of Urban Basins: A Simulation Study Based on Weather Radar Data. *Global Solutions for Urban Drainage, Ninth International Conference on Urban Drainage (9ICUD)*, Lloyd Center Doubletree Hotel, Portland, Oregon, United States, American Society of Civil Engineers, 1–8.
- Moroder, C., U. Siart, C. Chwala, and H. Kunstmann, 2020: Modeling of Wet Antenna Attenuation for Precipitation Estimation From Microwave Links. *IEEE Geosci. Remote Sens. Lett.*, 17, 386–390.
- Moumouni, S., M. Gosset, and E. Houngninou, 2008: Main features of rain drop size distributions observed in Benin, West Africa, with optical disdrometers. *Geophys. Res. Lett.*, 35.
- Nash, J. E., and J. V. Sutcliffe, 1970: River flow forecasting through conceptual models part I — A discussion of principles. *J. Hydrol.*, 10, 282–290.
- Niang, I., O. C. Ruppel, M. A. Abdrabo, C. Essel, C. Lennard, J. Padgham, P. Urquhart, and K. K. E. Descheemaeker, 2014: Chapter 22 : Africa. *Climate Change 2014: Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Part B: Regional Aspects. Contribution of Working Group II to the Fifth Assessment*, V.R. Barros, C.B. Field, D.J. Dokken, M.D. Mastrandrea, and K.J. Mach, Eds., *Intergovernmental Panel on Climate Change*, Cambridge University Press, 1199–1265.
- Nicholson, S. E., 2008: The intensity, location and structure of the tropical rainbelt over west Africa as factors in interannual variability. *Int. J. Climatol.*, 28, 1775–1785.
- 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.
- Nievergelt, Y., 1997: Fitting helices to data by total least squares. *Comput. Aided Geom. Des.*, 14, 707–718.
- Nzeukou, A., H. Sauvageot, A. D. Ochou, and C. M. F. Kebe, 2004: Raindrop Size Distribution and Radar Parameters at Cape Verde. *J. Appl. Meteorol.* 1988-2005, 43, 90–105.
- Ochou, A. D., A. Nzeukou, and H. Sauvageot, 2007: Parametrization of drop size distribution with rain rate. *Atmospheric Res.*, 84, 58–66.
- Ohs, R. R., G. J. Skidmore, and G. Bedrosian, 2010: Modeling the effects of wind turbines on radar returns. *MILCOM 2010 - Military Communications Conference*, 272–276.
- Otto, T., and H. W. J. Russchenberg, 2011: Estimation of Specific Differential Phase and Differential Backscatter Phase From Polarimetric Weather Radar Measurements of Rain. *IEEE Geosci. Remote Sens. Lett.*, 8, 988–992.
- Oue, M., T. Ohigashi, K. Tsuboki, and E. Nakakita, 2015: Vertical distribution of precipitation particles in Baiu frontal stratiform intense rainfall around Okinawa Island, Japan. *J. Geophys. Res. Atmospheres*, 120, 5622–5637.

- Overeem, A., H. Leijnse, and R. Uijlenhoet, 2011: Measuring urban rainfall using microwave links from commercial cellular communication networks: MEASURING URBAN RAINFALL USING MICROWAVE LINKS. *Water Resour. Res.*, 47.
- Overeem, A., H. Leijnse, and R. Uijlenhoet, 2013: Country-wide rainfall maps from cellular communication networks. *Proc. Natl. Acad. Sci.*, 110, 2741–2745.
- Pachauri, R. K., L. Mayer, and Intergovernmental Panel on Climate Change, eds., 2015: *Climate change 2014: synthesis report*. Intergovernmental Panel on Climate Change, 151 p.
- Paiva Marques Evaristo, R. M. de, 2009: *Microphysique et dynamique des systèmes précipitants en Afrique de l’Ouest*. Thèse de Doctorat, Université Versailles-St Quentin en Yvelines, 1 vol., 176 p.
- Panthou, G., T. Vischel, T. Lebel, J. Blanchet, G. Quantin, and A. Ali, 2012: Extreme rainfall in West Africa: A regional modeling. *Water Resour. Res.*, 48.
- Panthou G., T. Lebel, T. Vischel, G. Quantin, Y. Sane, A. Ba, O. Ndiaye, A. Diongue-Niang and M. Diopkane, 2018: Rainfall intensification in tropical semi-arid regions: the Sahelian case. *Environ. Res. Lett.*, 13.
- Park, H., A. V. Ryzhkov, D. S. Zrnich, and K.-E. Kim, 2009: The Hydrometeor Classification Algorithm for the Polarimetric WSR-88D: Description and Application to an MCS. *WEATHER Forecast.*, 24, 730–748.
- Parker, D. J., M. Diop-Kane, and J.-P. Lafore, 2018: *Météorologie de l’Afrique de l’Ouest tropicale: le manuel du prévisionniste*. Eds.: D. J. Parker, M. Diop-Kane, J.-P. Lafore, 225–307, EDP Sciences, Les Ulis
- Pellarin, T., A. Ali, F. Chopin, I. Jobard, and J.-C. Bergès, 2008: Using spaceborne surface soil moisture to constrain satellite precipitation estimates over West Africa. *Geophys. Res. Lett.*, 35.
- Pereira Filho, A. J., O. Massambani, P. E. Martins, and F. Cazenave, 2007: An operational mobile XPOL for hydrometeorological applications in Brazil. 33rd Conference on Radar Meteorology, Australia.
- Powell, S. W., R. A. Houze, and S. R. Brodzik, 2016: Rainfall-Type Categorization of Radar Echoes Using Polar Coordinate Reflectivity Data. *J. Atmospheric Ocean. Technol.*, 33, 523–538.
- Press, W. H., S. A. Teukolsky, W. T. Vetterling, and B. P. Flannery, 2007: *Numerical Recipes 3rd Edition: The Art of Scientific Computing*. 3rd ed. Cambridge University Press,.
- Probert-Jones, J. R., 1962: The radar equation in meteorology. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 88, 485–495.
- Protat, A., D. Bouniol, J. Delanoë, E. O’Connor, P. T. May, A. Plana-Fattori, A. Hasson, U. Görndorf and A. J. Heymsfield, 2009: Assessment of Cloudsat Reflectivity Measurements and Ice Cloud Properties Using Ground-Based and Airborne Cloud Radar Observations. *J. Atmospheric Ocean. Technol.*, 26, 1717–1741.

- Pruppacher, H. R., and K. V. Beard, 1970: A wind tunnel investigation of the internal circulation and shape of water drops falling at terminal velocity in air. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 96, 247–256.
- Rahimi, A. R., Holt A. R., Upton G. J. G., Cummings R. J., 2003: Use of dual-frequency microwave links for measuring path-averaged rainfall. *J. Geophys. Res.*, 108.
- Ratcliffe, J. A., 1975: Robert Alexander Watson-Watt. 13 April 1892 -- 5 December 1973. *Biogr. Mem. Fellows R. Soc.*, 21, 549–568.
- Reed, R. J., D. C. Norquist, and E. E. Recker, 1977: The Structure and Properties of African Wave Disturbances as Observed During Phase III of GATE. *Mon. Weather Rev.*, 105, 317–333.
- Reller, C., H.-A. Loeliger, and J. Díaz, 2011: A model for quasi-periodic signals with application to rain estimation from microwave link gain. *Eur. Signal Process. Conf.*
- Roca, R., P. Chambon, I. Jobard, P.-E. Kirstetter, M. Gosset, and J. C. Bergès, 2010: Comparing Satellite and Surface Rainfall Products over West Africa at Meteorologically Relevant Scales during the AMMA Campaign Using Error Estimates. *J. Appl. Meteorol. Climatol.*, 49, 715–731.
- Roca, R., H. Brogniez, P. Chambon, O. Chomette, S. Cloché, M. Gosset, J.-F. Mahfouf, P. Raberanto and N. Viltard, 2015: The Megha-Tropiques mission: a review after three years in orbit. *Front. Earth Sci.*, 3.
- Roca, R., N. Taburet, E. Lorant, P. Chambon, M. Alcoba, H. Brogniez, S. Cloché, C. Dufour, M. Gosset and C. Guilloteau, 2018: Quantifying the contribution of the Megha-Tropiques mission to the estimation of daily accumulated rainfall in the Tropics. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 144, 49–63.
- Russell, B., Williams E. R., Gosset M., Cazenave F., Descroix L., Guy N., Lebel T., Ali A., Metayer F. and Quantin G. 2010: Radar/rain-gauge comparisons on squall lines in Niamey, Niger for the AMMA. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 136, 289–303.
- Ryde, J. W., 1946: The attenuation of centimetre radio waves and the echo intensities resulting from atmospheric phenomena. *J. Inst. Electr. Eng. - Part IIIA Radiolocation*, 93, 101–103.
- Ryzhkov, A., and D. Zrníc, 1998: Beamwidth Effects on the Differential Phase Measurements of Rain. *J. Atmospheric Ocean. Technol.*, 15, 624–634.
- Saltikoff, E., J. Y. N. Cho, P. Tristant, A. Huuskonen, L. Allmon, R. Cook, E. Becker, and P. Joe, 2016: The Threat to Weather Radars by Wireless Technology. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 97, 1159–1167.
- Sánchez-Diezma, R., I. Zawadzki, and D. Sempere-Torres, 2000: Identification of the bright band through the analysis of volumetric radar data. *J. Geophys. Res. Atmospheres*, 105, 2225–2236.
- Sauvageot, H., 1982: *Radarmétéorologie: Télédétection active de l’atmosphère*. Eyrolles. 296 p.

- Sauvageot, H., and G. Despaux, 1989: SANAGA : un système d'acquisition numérique et de visualisation des données radar pour la validation des estimations satellitaires de précipitations. *Veille Climatique Satellitaire*, 1989, (30-31)p. 51-55.
- Sauvageot, H., and J.-P. Lacaux, 1995: The Shape of Averaged Drop Size Distributions. *J. Atmospheric Sci.*, 52, 1070–1083.
- Sauvageot, H., F. Mesnard, A. Illingworth, and J. Goddard, 1998: Rainfall rate measurement with a polarimetric radar at an attenuated wavelength. *Geophys. Res. Lett.*, 25, 2841–2844.
- Schleiss, M., and A. Berne, 2010: Identification of Dry and Rainy Periods Using Telecommunication Microwave Links. *IEEE Geosci. Remote Sens. Lett.*, 7, 611–615.
- Schleiss, M., J. Rieckermann, and A. Berne, 2013: Quantification and Modeling of Wet-Antenna Attenuation for Commercial Microwave Links. *IEEE Geosci. Remote Sens. Lett.*, 10, 1195–1199.
- Schneebeli, M., and A. Berne, 2012: An Extended Kalman Filter Framework for Polarimetric X-Band Weather Radar Data Processing. *J. Atmospheric Ocean. Technol.*, 29, 711–730.
- Smith, P. L., 1984: Equivalent Radar Reflectivity Factors for Snow and Ice Particles. *J. Clim. Appl. Meteorol.*, 23, 1258–1260.
- Steinig, S., J. Harlaß, W. Park, and M. Latif, 2018: Sahel rainfall strength and onset improvements due to more realistic Atlantic cold tongue development in a climate model. *Sci. Rep.*, 8.
- Straka, J. M., and D. S. Zrníc, 1993: An algorithm to deduce hydrometeor types and contents from multi-parameter radar data. 26th Conf. Meteorology, Boston, MA, 513–515.
- Straka, J. M., D. S. Zrníc, and A. V. Ryzhkov, 2000: Bulk Hydrometeor Classification and Quantification Using Polarimetric Radar Data: Synthesis of Relations. *J. Appl. Meteorol.*, 39, 1341–1372.
- Strutt, J. W., 1871: On the scattering of light by small particles. *Lond. Edinb. Dublin Philos. Mag. J. Sci.*, 41, 447–454.
- 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.
- Tabary, P., Augros, C., Champeaux, J.-L., Chèze, J.-L., Faure, D., Idziorek, D., Lorandel, R., Urban, B. and Vogt, V., 2013a: Le réseau et les produits radars de Météo-France. *La Météorologie*, 8, 15.
- Tabary, P., B. Fradon, and A.-A. Boumahmoud, 2013b: La polarimétrie radar à Météo-France. *La Météorologie*, 8, 59
- Taupin J.-D., Lebel T., Cazenave F., Chiron F., Gathelier R., Gréard M., Gualde R., Kong J. and Valéro T. (1992). EPSAT-Niger : campagne 1991. Montpellier : ORSTOM, 86 p.
- Taupin J.-D., Lebel T., Cazenave F., Gréard M., Kong J., Lecocq J., Adamson M., D'Amato N. and Ben Mohamed A. (1993). EPSAT-Niger : campagne 1992. Montpellier : ORSTOM, 92 p.

- Taylor, C. M., and D. Belušić, F. Guichard, D. J. Parker, T. Vischel, O. Bock, P. P. Harris, S. Janicot, C. Klein and G. Panthou, 2017a: Frequency of extreme Sahelian storms tripled since 1982 in satellite observations. *Nature*, 544, 475–478.
- Testud, J., E. Le Bouar, E. Obligis, and M. Ali-Mehenni, 2000: The Rain Profiling Algorithm Applied to Polarimetric Weather Radar. *J. Atmospheric Ocean. Technol.*, 17, 332–356.
- Thompson, E. J., S. A. Rutledge, B. Dolan, V. Chandrasekar, and B. L. Cheong, 2014: A dual-polarization radar hydrometeor classification algorithm for winter precipitation. *J. Atmospheric Ocean. Technol.*
- Tokay, A., and D. A. Short, 1996: Evidence from Tropical Raindrop Spectra of the Origin of Rain from Stratiform versus Convective Clouds. *J. Appl. Meteorol.*, 35, 355–371.
- Tomasini, M., J.-P. Lafore, C. Piriou, R. Roca, K. Ramage, H. Laurent, C. Morel, and S. Senesi, 2006: ATLAS on a climatology of West African Mesoscale Convective Systems.
- Trenberth, K. E., and D. P. Stepaniak, 2003: Seamless Poleward Atmospheric Energy Transports and Implications for the Hadley Circulation. *J. Clim.*, 16, 3706–3722.
- Trömel, S., M. R. Kumjian, A. V. Ryzhkov, C. Simmer, and M. Diederich, 2013: Backscatter Differential Phase—Estimation and Variability. *J. Appl. Meteorol. Climatol.*, 52, 2529–2548.
- Uijlenhoet, R., M. Steiner, and J. A. Smith, 2003: Variability of Raindrop Size Distributions in a Squall Line and Implications for Radar Rainfall Estimation. *J. Hydrometeorol.*, 4, 43–61.
- Ulbrich, C. W., 1983: Natural Variations in the Analytical Form of the Raindrop Size Distribution. *J. Clim. Appl. Meteorol.*, 22, 1764–1775.
- Ulbrich, C. W., and D. Atlas, 1984: Assessment of the contribution of differential polarization to improved rainfall measurements. *Radio Sci.*, 19, 49–57.
- Upton, G. J. G., A. R. Holt, R. J. Cummings, A. R. Rahimi, and J. W. F. Goddard, 2005: Microwave links: The future for urban rainfall measurement? *Atmospheric Res.*, 77, 300–312.
- Vieux, B. E., and P. B. Bedient, 2004: Assessing urban hydrologic prediction accuracy through event reconstruction. *J. Hydrol.*, 299, 217–236.
- Viltard, N., C. Burlaud, and C. D. Kummerow, 2006: Rain Retrieval from TMI Brightness Temperature Measurements Using a TRMM PR–Based Database. *J. Appl. Meteorol. Climatol.*, 45, 455–466.
- Vischel, T., G. Quantin, T. Lebel, J. Viarre, M. Gosset, F. Cazenave, and G. Panthou, 2011: Generation of High-Resolution Rain Fields in West Africa: Evaluation of Dynamic Interpolation Methods. *J. Hydrometeorol.*, 12, 1465–1482.
- Vivekanandan, J., D. Zrnica, S. Ellis, R. Oye, A. Ryzhkov, and J. Straka, 1999: Cloud microphysics retrieval using S-band dual-polarization radar measurements. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 80, 381–388.

- Wakimoto, R. M., and V. N. Bringi, 1988: Dual-Polarization observations of Microbursts Associated with Intense Convection: The 20 July Storm during the MIST Project. *Mon. Weather Rev.*, 116, 1521–1539.
- Wang, Y., and V. Chandrasekar, 2009: Algorithm for Estimation of the Specific Differential Phase. *J. Atmospheric Ocean. Technol.*, 26, 2565–2578.
- Wang, Y., and V. Chandrasekar, 2010: Quantitative Precipitation Estimation in the CASA X-band Dual-Polarization Radar Network. *J. Atmospheric Ocean. Technol.*, 27, 1665–1676.
- Wang, Z., M. Schleiss, J. Jaffrain, A. Berne, and J. Rieckermann, 2012: Using Markov switching models to infer dry and rainy periods from telecommunication microwave link signals. *Atmospheric Meas. Tech. Discuss.*, 5, 411–445.
- Watson Watt, R. A., 1937: Improvements in or relating to wireless systems, United Kingdom Patent 593,017, May 31, 1937.
- Wessels, H. R. A., 1972: Measurements of raindrops in De Bilt (in Dutch), Tech. Rep. 72-06, R. Neth. Meteorol. Inst., De Bilt
- Whiton, R. C., J. P. Smith, and A. C. Harbuck, 1977: Calibration of weather radar systems using the sun as a radio source. Conference on Radar Meteorology, 17th, Seattle, Wash., October 26-29, 1976, Preprints. (A78-17004 04-47) Boston, Mass., American Meteorological Society, 1977, p. 60-65
- Whiton, R. C., P. L. Smith, S. G. Bigler, K. E. Wilk, and A. C. Harbuck, 1998: History of Operational Use of Weather Radar by U.S. Weather Services. Part I: The Pre-NEXRAD Era. *Weather Forecast.*, 13, 219–243,.
- Wilcox, C., 2019: Evaluating hydrological changes in semi-arid West Africa : Detection of past trends in extremes and framework for modeling the future. Thèse de doctorat, Université Grenoble Alpes, 216p.
- Wilson, J. W., and E. A. Brandes, 1979: Radar Measurement of Rainfall—A Summary. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 60, 1048–1058.
- Wu, M.-L. C., O. Reale, S. D. Schubert, M. J. Suarez, R. D. Koster, and P. J. Pegion, 2009: African Easterly Jet: Structure and Maintenance. *J. Clim.*, 22, 4459–4480.
- Xiao-Ying Dong, Hsing-Yi Chen, and Dong-Hui Guo, 2011: Microwave and Millimeter-Wave Attenuation in Sand and Dust Storms. *IEEE Antennas Wirel. Propag. Lett.*, 10, 469–471.
- Zadwadzki, I., 1984: Factors affecting the precision of radar measurement of rain. 22nd conference on radar meteorology, Zurich, Switzerland, AMS, 251–256.
- Zadwadzki, F. Fabry, A. Singh, A. Kilambi, M. Gosset, and F. Cazenave, 2000: Polarization Diversity at the Remote Sensing Facilities of McGill University. 34th congress of Canadian Meteorological and Oceanographic Society, June 29.
- Zinevich, A., P. Alpert, and H. Messer, 2008: Estimation of rainfall fields using commercial microwave communication networks of variable density. *Adv. Water Resour.*, 31, 1470–1480.

- Zinevich, A., H. Messer, and P. Alpert, 2010: Prediction of rainfall intensity measurement errors using commercial microwave communication links. *Atmospheric Meas. Tech.*, 3, 1385–1402.
- Zrnic, D. S., A. Ryzhkov, J. Straka, Y. D. Liu, and J. Vivekanandan, 2001: Testing a procedure for automatic classification of hydrometeor types. *J. Atmospheric Ocean. Technol.*, 18, 892–913.

Résumé :

En Afrique de l'Ouest, la pluie, pilotée par un régime de mousson, est un élément essentiel de croissance économique des pays et de leurs populations. Suivant leur intensité et leur répartition spatiale et temporelle, elles peuvent engendrer l'essor d'une agriculture pluviale, ou conduire à des pertes alimentaires, économiques et humaines dès lors qu'elles sont à l'origine d'inondations sévères. Dans le contexte du changement climatique actuel et à venir, la région devrait être plus fréquemment touchée par des événements extrêmes. Cette thèse contribue à fournir des éléments pour permettre d'accroître la qualité des estimations de pluie dans une région du monde faiblement instrumentée. Les mesures du radar météorologique du MIT, déployé durant la campagne AMMA 2006-2007 à Niamey, sont traitées suivant deux approches méthodologiques afin d'étendre les estimations quantitatives des précipitations (QPE) au-delà du réseau de pluviographes AMMA-CATCH. La mesure de la pluie est également abordée à l'aide des liens de télécommunication des opérateurs de téléphonie mobile. Pour la première fois, en Afrique de l'Ouest, la méthode est validée sur un lien au nord-est de Ouagadougou par comparaison avec un pluviographe et le radar Xport. Sur l'ensemble des deux mois considérés, 95 % du cumul de précipitation a pu être estimé grâce à cette méthode, avec un nombre faible de fausses alertes, ou de non-détections. A l'échelle de l'événement, les résultats sont sensiblement plus mitigés suivant les événements.

Par ailleurs, afin de documenter la microphysique glacée des systèmes convectifs de mésoéchelle (MCS) au Sahel, les mesures polarimétriques du radar Xport ont également servi à la validation de l'algorithme d'identification de particule (HID). Les distributions estimées de particules solides, en termes de graupels et d'agrégats, ont été confrontées aux mesures in situ acquises lors des vols instrumentés réalisés durant la pré-campagne de validation Mégha Tropiques à Niamey en août 2010. Des variables synthétiques obtenues par une modélisation T-matrix à partir des caractéristiques de forme et de densité mesurées par les sondes aéroportées au cours des vols ont conforté ces résultats.

Abstract:

In West Africa, rainfall is an essential element for the economic growth of countries and their populations. Driven by a monsoon regime, rainfall is concentrated from May to October. Depending on their intensity and their spatial and temporal distribution, they can lead to the development of rain-fed agriculture, but also lead to food, economic and human losses when they cause severe flooding. In the context of current and future climate change, the region is expected to be more frequently affected by extreme events. This thesis contributes to provide elements to improve the quality of precipitation estimates in a poorly instrumented region of the world. Measurements from the MIT weather radar, deployed during the AMMA 2006-2007 campaign in Niamey, are treated following two methodological approaches in order to extend quantitative precipitation estimates (QPE) beyond the AMMA-CATCH rain gauge network. Rainfall measurement is also addressed using the telecommunication links of cell phone operators. For the first time in West Africa, the method is validated on a microwave link northeast of Ouagadougou by comparison with a rain gauge and Xport radar. Over the two months under consideration, 95% of the cumulative rainfall was estimated using this method, with a low number of false alarms or non-detections. At the scale of the event, the results are mixed depending on the events.

Furthermore, in order to document the icy microphysics of mesoscale convective systems (MCS) in the Sahel, the polarimetric measurements of the Xport radar were also used to validate the particle identification algorithm (HID). The estimated solid particle distributions, in terms of graupels and aggregates, were compared with in situ measurements acquired during instrumented flights performed during the Megha Tropics pre-validation campaign in Niamey in August 2010. Synthetic variables, obtained by a T-matrix modeling from shape and density characteristics measured by the airborne probes during the flights, confirmed these results.