



N° 113-22/FDSM/EDSEA/UAC

Ecole Doctorale *Sciences Exactes et Appliquées (EDSEA)*

Formation Doctorale *Sciences des Matériaux (FDSM)*

THÈSE

pour l'obtention du grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ D'ABOMEY-CALAVI

Option : *Physique*

Spécialité : *Physique de l'Atmosphère*

Présentée et soutenue le 16/02/2022 par :

ADJIKPE Loïc Saturnin

**MODÉLISATION DES DISTRIBUTIONS GRANULOMÉTRIQUES DES
GOUTTES DE PLUIES OBSERVÉES AU NORD-OUEST DU BÉNIN :**

**Analyse de l'impact de leur pas de temps d'intégration sur leur
structuration et leur paramétrisation par le taux de pluie**

JURY

M. LAWIN E. Agnidé	Professeur Titulaire, Univ. Abomey-Calavi, Bénin	Président
M. FODE Madé	Maître de Conférences, Univ. A. M. de Niamey, Niger	Rapporteur
M. ZAHIRI E. Pascal	Maître de Conférences, Univ. F. H. B. d'Abidjan, C.I.	Rapporteur
M. AKPO Aristide	Professeur Titulaire, Univ. Abomey-Calavi, Bénin	Rapporteur
M. MASSOU Siaka	Professeur Titulaire, Univ. Abomey-Calavi, Bénin	Examinateur
M. MOUMOUNI Sounmaïla	Maître de Conférences, UNSTIM d'Abomey, Bénin	Directeur de thèse



Dédicace

A ma divine mère

je dédie cette thèse.

Remerciements

A Dieu seul, la gloire.

Avant d'entamer la rédaction de cet important chef-d'oeuvre, qu'il me soit permis de remercier tous les enseignants de la Formation Doctorale Science des Matériaux (FDSM) de l'Ecole Doctorale Sciences Exactes et Appliquées (EDSEA) de l'Université d'Abomey Calavi (UAC) en général et ceux du Laboratoire de la Physique de l'Atmosphère en particulier qui m'ont offert l'opportunité d'assouvir mes besoins de construction de nouveaux savoirs.

Tout d'abord, je tiens à témoigner ma profonde gratitude à mon directeur de thèse, le Dr (MC) Soumaila MOUMOUNI qui n'a ménagé aucun effort pour assurer avec patience, opiniâtreté et savoir-faire mon encadrement malgré ses multiples occupations. Je me rappelle encore des conditions dans lesquelles, il a accepté d'assumer cette grande responsabilité. Que Dieu le bénisse abondamment.

Grandissimes et infinis mercis au Professeur Siaka MASSOU qui est le fer de lance de cette formation à cause de sa décision légendaire et responsable contre vents et marrées de voir aboutir cette heureuse aventure. Cher professeur, votre courage, patience, capacité d'écoute, sens pointu de responsabilité, humilité et votre amour pour le travail bien fait sont certaines de vos qualités qui m'ont toujours séduit et inspiré. Je garde en esprit tous les conseils que vous ne vous êtes jamais lassé de me prodiguer. Que la miséricorde divine surabonde dans votre vie.

Spéciale gratitude aux Docteurs Hilaire KOUGBEAGBEDE et Joseph ADECHINAN qui m'ont apporté des assistances quasi-permanentes. Leurs avis et conseils m'ont toujours aidé à affiner mes connaissances dans le domaine et à réorienter mes recherches. C'est aussi le lieu pour moi de dire un merci

particulier au Dr Joseph ADECHINAN, pour sa précieuse contribution à ma prise en main du logiciel IDL ; je me rappelle encore de l'hospitalité inoubliable qu'il m'a accordée la première fois que j'ai séjourné à Natitingou et de toutes les heures que j'ai passées avec lui sur les codages sous IDL aussi bien en son domicile à Natitingou qu'à Tankpè et parfois à des heures indues. Que Dieu le leur rende au multiple.

Mes reconnaissances s'adressent également à mes très chers frères Dr Cyrille AINAMON et Dr Adébayor ESSOUN pour leurs franc-parler, sincérité, soutien moral et conseils. Que Dieu soit leurs soutiens-conseils.

Je témoigne toute ma gratitude aux Professeur Agnidé Emmanuel LAWIN et au Dr (MC) Alain ADOMOU pour leurs critiques constructives et leurs riches apports pour l'amélioration des résultats obtenus et aussi pour leurs exhortations encourageantes à persévérer dans les recherches scientifiques. Que Dieu les protège et les garde.

Mes sincères gratitudes à tous les membres du jury pour leurs contributions de grande facture à ce travail scientifique ; d'une part aux rapporteurs : Dr (MC) Madé FODE, Professeur Aristide AKPO et le Dr (MC) Eric Pascal ZAHIRI pour la diligence avec laquelle ils ont produit leurs rapports et d'autre part pour les observations pertinentes aussi bien dans la forme que dans le fond après lecture minutieuse et méticuleuse de tout le document.

Je remercie aussi ma très chère épouse Elizabeth GNITANGNI pour ses assistances morale, spirituelle et financière suivies et continues. Que Dieu continue de la gratifier de sa divine faveur.

A vous, Fifamin Amelyne, Chris Odran, Bérékia Faustina, Jean-Charbel et Chalom Mael, ma franche reconnaissance pour toutes vos prières. Que Dieu vous bénisse abondamment.

Je salue également la mémoire de mon feu père ADJIKPE Clègbo Bléké pour ces efforts pour mon éducation malgré ses moyens limités et qui malheureusement m'a laissé un peu plus tôt. Je rends un hommage mérité à ma feu belle-mère Madeleine GOUSSI BADOU et à ma feu mère Anne-Marie ATEKPAMI qui m'ont toujours accompagné de leurs prières et de leurs bénédictions pendant toute la durée de mes recherches mais qui, hélas ! n'ont pu assister à la fin heureuse de cette aventure. Elles ont été arrachées à notre affection successivement en Janvier et Octobre 2021. Je garde à l'esprit, deux des phrases phares qui font partie des conseils qu'elles m'ont toujours prodigués : belle-mère :« *Eviter les problèmes sous toutes ses formes et vis caché et tu auras la paix* »et à ma maman d'ajouter : « *A défaut d'être juste, fais l'effort de pratiquer la justice et la nature ne te devra rien* ». Merci pour ces riches conseils qui sont gravés dans mon subconscient ; paix profonde à leurs âmes. Enfin, à tous ceux qui ont contribué de diverses manières à ce travail, je dis sincèrement merci.

Résumé

Les travaux de recherches présentés dans cette thèse portent sur la modélisation de la distribution granulométrique (DSD en anglais : Drop Size Distribution) des gouttes de pluie et son importance pour plusieurs domaines. Cette étude s'est appuyée sur les DSD mesurées au Nord-Ouest du Bénin lors de la campagne d'observations intensives du programme AMMA. Différentes techniques de mesure (manuelle et automatisée) des DSD de pluie sont décrites et leurs efficacités sont comparées. Les DSD sont analysées avec les fonctions $N(D)$ et $R(D)$; $N(D)$ représente le nombre de gouttes de pluie par unité de volume et par intervalle de diamètres et $R(D)$ est le taux de pluie par intervalle de diamètres. La comparaison de l'efficacité de ces deux fonctions révèle que la fonction $R(D)$ estime mieux les moments utiles de DSD que la fonction $N(D)$. En outre, deux modèles unimodaux (modèle gamma et modèle lognormal) sont utilisés pour ajuster les DSD et de l'évaluation de leurs efficacités, il ressort qu'il n'y a pas de différence significative entre ces deux types de modélisation. Par ailleurs, ce travail a mis en exergue l'impact du pas de temps d'intégration des spectres de DSD de pluie d'une part sur leur structuration et leur paramétrisation par le taux de pluie et d'autre part sur les algorithmes d'étude des érosions hydriques. Ainsi, cette étude a suggéré la prise en compte de ce facteur (pas de temps d'intégration des spectres de DSD de pluie) dans l'élaboration des modèles hydrologiques.

Mots clés : *Spectres de DSD - Modélisation - Structure des spectres - pas de temps d'intégration*

Abstract

This research work concerns the modeling of the rain Drops Size Distribution (DSD in English : Drop Size Distribution) and its importance for several fields. The study is based on the DSDs measured in the northwest of Benin during the intensive observation campaign of the AMMA program. It shows, describes and compares different measurement techniques (manual and automated) and their efficiency. The DSDs are analyzed with the functions $N(D)$ and $R(D)$; $N(D)$ represents the number of raindrops per unit volume and per interval of diameters and $R(D)$ is the rate of rainfall per interval of diameters. The comparison of the efficiency of these two functions reveals that the function $R(D)$ estimates the useful moments of DSD better than the function $N(D)$. In addition, two unimodal models (gamma model and lognormal model) are used to adjust the DSDs and from the evaluation of their efficiency, it appears that there is no significant difference between these two types of modeling. Moreover, this work highlights the impact of the integration time step of the DSD rain spectra on the one hand on their structuring and their parameterization by the rainfall rate and on the other hand on the algorithms of study of water erosion. Thus, this study suggests this factor be taken into account (the integration time step of the DSD rain spectra) in the development of hydrological models.

Keywords : DSDs spectra - Modeling - Structure of the spectra - integration time steps

Glossaire

AMMA : Analyse Multidisciplinaire de la Mousson Africaine ;

CATCH : Couplage de l'Atmosphère Tropicale et du Cycle Hydrologique ;

CV : Coefficient de Variation ;

DBS : Dual-Bearn Spectropluviometer ;

DSD : Drop Size Distribution ;

OHHVO : Observatoire Hydrométéorologique de la Haute Vallée de l'Ouémé ;

2DVD : 2D-Video-Disdrometer ;

JWD : Joss-Waldvogel Disdrometer ;

MAO : Mousson Ouest Africaine ;

MRR : Micro Rain Radar ;

ORE : Observatoire de Recherche en Environnement ;

OSP : Optical Spectro-Pluviometer ;

POSS : Precipitation Occurrence Sensor System ;

SCM : Système Convectif de Méso-échelle ;

PPI : Plan Position Indicator ;

RADAR : Radio Detection And Ranging ;

UHF : Ultra High Frequency ;

MRR : Micro Rain Radar ;

POSS : Precipitation Occurrence Sensor System

Table des matières

1	Contexte et justification	1
2	But	5
3	Objectifs	5
4	Originalité	5
5	Plan de la thèse	6
1	METHODES DE MESURE DE LA DSD ET LES DONNEES UTILISEES	7
1	Introduction	7
2	Méthodes de comptage manuel de la DSD	7
2.1	Méthode de coloration	8
2.1.1	Description de la méthode	8
2.1.2	Inconvénients de la méthode	8
2.2	Méthode d’immersion dans l’huile	8
2.2.1	Description et mise en oeuvre	8
2.2.2	Avantages et inconvénients	9
2.3	Méthode de farine granulée	9
2.3.1	Avantages et inconvenients de la méthode	10
2.3.2	Limites des méthodes de comptage manuel	10
3	Méthodes de comptage automatisé de la DSD	11
3.1	Les disdromètres à impact	11
3.1.1	Le disdromètre de Joss-Walgvogel (JWD)	11
3.1.2	Le disdromètre acoustique	13
3.2	Les spectropluviomètres optiques	14
3.2.1	Le spectropluviomètre optique à un faisceau	14

3.2.2	Le spectropluviomètre optique à double faisceau	15
3.3	Les Video-Disdrometers	16
3.4	Les disdromètres au principe radar	17
3.4.1	Micro Rain radar (MRR)	17
3.4.2	Precipitation Occurrence Sensor System (POSS)	18
4	Jeu de données utilisées	19
5	Conclusion	21
2	IMPORTANCE DE LA MODELISATION DE LA DISTRIBUTION GRANULOMETRIQUE DES GOUTTES DE PLUIE	23
1	Introduction	23
2	Le radar météorologique conventionnel	23
2.1	Principe de mesure	24
2.2	Importance de l'analyse de la DSD pour le radar conventionnel	26
3	Le radar polarimétrique	28
3.1	Le principe de mesure	29
3.2	Variables polarimétriques pour la pluie	31
3.2.1	Variables de retrodiffusion	31
3.2.1.1	Les facteurs de réflectivité Z_H , Z_V	31
3.2.1.2	La réflectivité différentielle Z_{DR}	32
3.2.2	Variables de propagation	33
3.2.2.1	Atténuations spécifiques A_H et A_V	33
3.2.2.2	Phase différentielle spécifique K_{DP}	33
3.2.2.3	Phase différentielle ϕ_{DP}	34
3.2.2.4	Le coefficient de corrélation $\rho_{HV}(0)$	34
3.2.3	Importance de l'analyse de la DSD pour la mesure polarimétrique	35
4	Mesure de la pluie par les liens de télécommunication . .	35

4.1	Physique de l'atténuation des micro-ondes par les précipitations	36
4.2	Principe de l'atténuation des micro-ondes par les précipitations	36
4.3	Méthode d'estimation de l'intensité de pluie	38
4.4	Avantages et faiblesses de cette méthode	39
5	Le lidar	40
5.1	Principe de fonctionnement du lidar	40
5.2	Détection des précipitations par les lidars et importance de la modélisation de la DSD pour la mesure lidar	41
5.3	Avantages et inconvénients de la technologie LiDAR . . .	42
6	Lessivage atmosphérique	42
6.1	Importance du lessivage atmosphérique	42
6.2	Dépôt humide de l'aérosol atmosphérique	43
6.2.1	Le rabattement sous le nuage	43
6.2.2	Le rabattement dans le nuage	43
6.2.3	Le lessivage et la distribution des gouttes	44
6.2.4	Conclusion	45
3	COMPARAISON DES FONCTIONS $N(D)$ ET $R(D)$, ET DES MODELES DE DSD GAMMA ET LOGNORMAL	46
1	Introduction	46
2	Paramétrisation des DSD par le taux de pluie	47
2.1	Analyse des DSD avec la fonction $N(D)$	47
2.1.1	Définition de la fonction $N(D)$	47
2.1.2	Expression de quelques variables définies avec la fonction $N(D)$	47
2.1.3	Ajustement du modèle de DSD gamma sur la fonction $N(D)$	49

2.1.4	Ajustement du modèle de DSD lognormal sur la fonction $N(D)$	50
2.1.5	Relations entre les paramètres des modèles lognormal et gamma de $N(D)$	51
2.2	Analyse des DSD avec les fonctions $R(D)$	51
2.2.1	Définition de la fonction $R(D)$	51
2.2.2	Expression de quelques variables définies avec la fonction $R(D)$	51
2.2.3	Ajustement du modèle de DSD gamma sur la fonction $R(D)$	53
2.2.4	Ajustement du modèle de DSD lognormal sur la fonction $R(D)$	53
2.2.5	Relations entre les paramètres des modèles lognormal et gamma de $R(D)$	54
2.2.6	Mise en oeuvre de la méthode des spectres moyens	54
2.3	Critères statistiques de validation	55
3	Résultats et analyses	56
3.1	Paramétrisation de la fonction $N(D)$ par le taux de pluie .	56
3.1.1	Modélisation	56
3.1.2	Validation de la modélisation	60
3.2	Paramétrisation de la fonction $R(D)$ par le taux de pluie .	63
3.2.1	Modélisation	63
3.2.2	Validation de la modélisation	67
3.3	Comparaison des fonctions $N(D)$ et $R(D)$	69
3.4	Comparaison des modèles gamma et lognormal	70
3.5	Conclusion	71
4	IMPACT DU PAS DE TEMPS D'INTEGRATION SUR LA MODELISATION DES DSD PAR LE TAUX DE PLUIE	72
1	Introduction	72

2	Méthodologie	75
2.1	Fonction utilisée pour la modélisation	75
2.2	La structuration des spectres mesurés	75
2.2.1	Ajustement du modèle de DSD gamma	76
2.2.2	Ajustement du modèle de DSD lognormal	77
2.3	Paramétrisation de la DSD par le taux de pluie : loi d'échelle	77
2.3.1	Résumé du formalisme de la loi d'échelle	77
2.3.2	Fonction de forme avec le modèle de DSD gamma	78
2.3.3	Fonction de forme avec le modèle de DSD lognormal	79
2.3.4	Mise en oeuvre du formalisme de la loi d'échelle	80
2.4	Critères statistiques de validation	81
3	Résultats et analyses	81
3.1	Structuration des spectres de DSD de pluies	81
3.2	Paramétrisation des DSD de pluies par le taux de pluie	86
3.3	Validations	92
4	Discussions	94
5	Conclusion	95
5	MODELISATION DE L'ENERGIE CINETIQUE DES GOUTTES DE PLUIE POUR L'ETUDE DE L'EROSION HYDRIQUE DES SOLS	97
1	Introduction	97
2	Méthodologie	97
2.1	Calcul des variables hydrologiques KE, R et Z	98
2.2	Flux d'énergie cinétique des gouttes de pluie	98
2.2.1	Modélisation de l'énergie cinétique des gouttes de pluie	99
2.2.2	Sensibilité des relations KE - R et KE - Z au pas de temps d'intégration	99

2.3	Critères statistiques	100
3	Résultats et analyse	100
3.1	Modélisation de l'énergie cinétique en fonction du taux de pluie et en fonction du facteur de réflectivité radar . .	100
3.2	Validation	101
3.3	Comparaison des deux relations KE - R et KE - Z	102
3.4	Sensibilité des deux relations KE - R et KE - Z au pas de temps d'intégration des spectres de DSD	103
3.4.1	Relations KE - R et KE - Z aux différents pas de temps d'intégration	103
3.4.2	Validations	104
4	Conclusion	108

Liste des tableaux

1.1	Synthèse du jeu de Données disdrométriques observées au Bénin. Les caractéristiques des spectromètres utilisés, les coordonnées des stations de mesure et les périodes de fonctionnement de chaque capteur. sf : simple faisceau ; df : double faisceau ; IR : Infrarouge	21
2.1	Dénomination des radars et leurs fréquences ; source : (Sauvageot et Koffi, 2000).	24
2.2	Différentes relations entre la vitesse de chute et le diamètre d'une goutte de pluie selon certains auteurs ; les conditions de détermination y sont précisées ; P : Pression ; T : Température ; H : Humidité	27
3.1	Nombre de spectres et le taux de pluie par classe de taux de pluie ; les valeurs des paramètres des modèles (gamma et lognormal) ajustés sur les spectres moyens de la fonction $N(D)$	57
3.2	Nombre de spectres et le taux de pluie moyen par classe de taux de pluie ; les valeurs des paramètres des modèles (gamma et lognormal) ajustés sur les spectres moyens de la fonction $N(D)$	58
3.3	Fonction $N(D)$: Relations entre les paramètres N_T, D_a, μ, D_g et σ des deux modèles gamma et lognormal et le taux de pluie R_T	58
3.4	Fonction $N(D)$: Quelques relations établies entre les paramètres des modèles gamma et lognormal et le taux de pluie établies par certains auteurs dans différentes régions	60

3.5	Nombre de spectres et le taux de pluie moyen par classe de taux de pluie ; les valeurs des paramètres des modèles (gamma et lognormal) ajustés sur les spectres moyens de la fonction R(D)	64
3.6	Nombre de spectres et du taux de pluie par classe de taux de pluie ; les valeurs des paramètres des modèles (gamma et lognormal) ajustés sur les spectres moyens de la fonction R(D)	65
3.7	Fonction R(D) : Relations entre les paramètres D'_a , μ' , D'_g et σ' des deux modèles Gamma et lognormal et le taux de pluie R_T	65
4.1	Les jeux de données de différentes résolutions temporelles	75
4.2	Trois catégories de spectres en tenant compte de leurs états de structuration : Catégorie 1 : Spectres très bien ajustés par des modèles unimodaux ; Catégorie 2 : Spectres bien ajustés par des modèles unimodaux ; Catégorie 3 : Spectres mal ajustés par des modèles unimodaux	84
4.3	Valeurs des exposants et des pré-facteurs pour les pas de temps d'intégration T=1 min, 2 min, 5 min en fonction de l'ordre (n) des moments et de la résolution temporelle des spectres mesurés.	87
4.4	Valeurs des exposants et des pré-facteurs pour les pas de temps d'intégration T=10 min, 15 min, 20 min en fonction de l'ordre (n) des moments et de la résolution temporelle des spectres mesurés.	88
4.5	constantes α et β et paramètres des fonctions de forme, en fonction du pas de temps d'intégration des DSD de pluies.	89
4.6	Relation entre les paramètres des fonctions génératrices et la résolution temporelle des DSD de pluies.	92
4.7	constantes α et β et paramètres des fonctions de forme, en fonction du pas de temps d'intégration des DSD de pluies.	95
5.1	Quelques exemples de relations climatologiques KE - R établies en Afrique et dans d'autres régions du monde.	103

5.2	Quelques exemples de relations climatologiques KE - Z établies dans d'autres régions du monde.	103
5.3	Les relations KE - R et KE - Z par pas de temps d'intégration établies en utilisant l'échantillon DATA A	104

Table des figures

1.1	(a) Échantillons de farine granulée imbibée de goutte de pluie recueillies dans une cuvette remplie de 2cm de farine ordinaire; (b) Boulettes de farine après séchage au four (Gopinath et al., 2016).	10
1.2	Joss-Waldvogel impact disdrometer (Distromet Ltd., Basel, Switzerland) disdromet (2011)	12
1.3	Principe de mesure du disdromètre à impact (Salmi et al., 2005).	12
1.4	Photo d'un disdromètre acoustique RHD (source : https://www.alliance-technologies.net/disdrometre-pluie-grêle-rhd/)	13
1.5	Photo d'un Optical Spectropluviometer (Moumouni, 2009) . . .	15
1.6	Schéma de principe du Dual Beam Spectropluviometer (Akrou, 2015).	16
1.7	Photo du Parsivel utilisé à Djougou (Moumouni, 2009).	16
1.8	Photo d'un Optical Spectropluviometer (OSP); source : (Moumouni, 2009)	17
1.9	MRR Peters Gerhard (Andersson et Tage, 2002).	18
1.10	Photo du POSS; source : (Sheppar et Joe, 2007).	19
1.11	Carte de la région d'observation : OHHVO au Bénin. Les triangles rouges indiquent les points de mesures de la distribution granulométrique. Les points noirs indiquent les pluviographes. Le point d'installation du radar Xport est marqué par son symbole (Moumouni, 2009).	20

2.1	Le balayage du radar et le domaine spatial étudié; source : (Dafinova, 2008)	25
2.2	Distribution des valeurs de vitesse de chute [m.s ⁻¹] des gouttes en fonction du diamètre [mm] mesurées selon plusieurs auteurs; source : cette thèse	27
2.3	La polarisation du signal électromagnétique (modifiée du site web : http://www.eorc.jaxa.jp).	30
2.4	Photos et emplacements des liaisons hertziennes commerciales. (En haut à gauche) Les précipitations atténuent les signaux électromagnétiques transmis par l'antenne d'une tour de communication cellulaire à l'autre. En bas, un gros plan de deux antennes. Source (wikipédia).	37
2.5	Schéma de fonctionnement simplifié du lidar. Source (wikipédia) .	40
2.6	Principe de l'écholocation. Source (wikipédia)	41
3.1	DSD moyennes des huit classes de taux pluie ajustées par les modèles gamma et lognormal de la fonction N(D) utilisant les données de l'échantillon DATA A	56
3.2	Tendance des paramètres des modèles gamma et lognormal en fonction du taux de pluie utilisant les données de l'échantillon DATA A. (a), (b) et (c) représentent respectivement les paramètres N_T , D_a et μ du modèle gamma. (d), (e) et (f) représentent respectivement les paramètres N_T, D_g et σ du modèle lognormal. NB : (a) et (d) sont identiques.	59
3.3	Comparaison (spectre à spectre) des moments mesurés et des moments estimés utilisant les données de l'échantillon DATA B. Successivement : le coefficient de Nash; le coefficient KGE; le coefficient de corrélation linéaire ρ ; et l'erreur relative moyenne $\langle RE \rangle$. Le jaune est pour le modèle gamma et le vert est pour le modèle lognormal.	61

3.4	DSD moyennes des huit classes de taux pluie ajustées par les modèles gamma et lognormal de la fonction $R(D)$ utilisant les données de l'échantillon DATA A.	63
3.5	Tendance des paramètres N_T , D'_a , μ' , D'_g et σ' des modèles gamma et lognormal en fonction du taux de pluie utilisant les données de l'échantillon DATA A.	66
3.6	Comparaison (spectre à spectre) des moments mesurés et des moments estimés utilisant les données de l'échantillon DATA B et des modèles issus de l'échantillon DATA A. Successivement : le coefficient de Nash; le coefficient KGE; le coefficient de corrélation linéaire ρ et l'erreur relative moyenne $\langle RE \rangle$. Le jaune est pour le modèle gamma et le vert est pour le modèle lognormal.	68
3.7	Relations entre les paramètres de forme (μ et μ') du modèle gamma et (σ et σ') du modèle lognormal.	70
4.1	Quelques spectres de DSD de pluies mesurées au pas de temps 1 minute, leurs intensités et les valeurs du critère d'efficienne Nash (relatif aux modélisations par les modèles de DSD gamma/lognormal).	82
4.2	Les percentiles des critères d'efficienne (Nash et KGE) relatifs aux modélisations des spectres mesurés (de différents pas de temps) par les modèles de DSD gamma/lognormal.	83
4.3	Fréquence des trois catégories de spectres (tenant compte de leurs états de structuration) en fonction du pas de temps d'intégration des DSD de pluies.	83
4.4	Illustration de l'effet des pas de temps d'intégration des DSD sur leur structuration. Les spectres non encadrés (haut et bas) sont des spectres de 1 minute. Les spectres encadrés en vert sont des spectres de 5 minutes. Le spectre encadré en rouge est un spectre de 10 minutes.	85

4.5	Estimation des constantes α et β : l'exposant b_n en fonction de l'ordre des moments, pour chaque pas de temps.	89
4.6	Représentation des spectres normalisés et des fonctions de forme (gamma et lognormal), pour les six pas de temps.	90
4.7	Tendance des paramètres d'échelle (α et β), et des paramètres des fonctions de forme gamma (μ et λ) et lognormal (σ et θ) en fonction du pas de temps d'intégration.	91
4.8	Validation de la modélisation cas du modèle gamma : critères statistiques calculés en comparant les moments mesurés aux moments estimés par le modèle.	93
4.9	Validation de la modélisation cas du modèle lognormal : critères statistiques calculés en comparant les moments mesurés aux moments estimés par le modèle.	93
5.1	Echantillon DATA A : relations KE - R et KE - Z établies à partir des DSD de 1min.	100
5.2	Echantillon DATA B : validation des relations KE - R et KE - Z établies.	101
5.3	Relations KE - R aux différents pas de temps T=1 min, T=2 min, T=3 min, T=5 min, T=10 min. Les points jaunes sont les données mesurées et la droite en pointillées noires représente la première bissectrice ; les valeurs des critères ρ , Nash, MAPE et NRMSE sont affichées.	104
5.4	Relations KE - R aux différents pas de temps T=1 min, T=2 min, T=3 min, T=5 min, T=10 min. Les points jaunes sont les données mesurées et la droite en pointillées noires représente la première bissectrice ; les valeurs des critères ρ , Nash, MAPE et NRMSE sont affichées.	105

5.5	Relations KE - R aux différents pas de temps T=15 min et T=20 min. Les points jaunes sont les données mesurées et la droite en pointillées noires représente la première bissectrice ; les valeurs des critères ρ , Nash, MAPE et NRMSE sont affichées.	105
5.6	Relation KE - Z aux différents pas de temps T=1 min, T=2 min, T=3 min, T=5 min, T=10 min, T=15 min et T=20 min. Les points jaunes sont les données mesurées et la droite en pointillées noires représente la première bissectrice ; les valeurs des critères ρ , Nash, MAPE et NRMSE sont affichées.	106
5.7	Relation KE - Z aux différents pas de temps T=1 min, T=2 min, T=3 min, T=5 min, T=10 min, T=15 min et T=20 min. Les points jaunes sont les données mesurées et la droite en pointillées noires représente la première bissectrice ; les valeurs des critères ρ , Nash, MAPE et NRMSE sont affichées.	107

INTRODUCTION GENERALE

1 Contexte et justification

Les précipitations jouent un rôle crucial dans la régulation du cycle de l'eau de la terre et des systèmes climatiques, d'une part, et dans le développement social, environnemental et économique, d'autre part (Postel et al., 1996 et Arjen et Mesfin, 2012). Elles ont une très grande variabilité spatio-temporelle qui constitue une problématique non seulement pour leurs mesures, leurs applications mais aussi pour la modélisation, la simulation et les prévisions. Cette variabilité spatio-temporelle est souvent la source des phénomènes climatiques extrêmes notamment des sécheresses (en cas de défaut de précipitations) et des inondations (en cas d'excès de précipitation). En Afrique de l'Ouest, la longue sécheresse des dernières décennies du 20^{ème} siècle avec des pics de 1972 à 1974 et de 1983 à 1985 en est une tragique illustration (Faure et Gac, 1981 ; Hubert et Carbonnel, 1988 ; Nicholson, 1986 ; Janicot et Fontaine, 1992b ;...). Plus récemment en 2007, plusieurs régions de l'Afrique de l'Ouest ont connu des épisodes pluvieux abondants au cours des mois d'Août et de Septembre qui avaient entraîné de graves catastrophes hydrométéorologiques. On peut citer des inondations et des glissements de terrain dans plusieurs pays comme le Bénin, le Burkina Faso, le Niger, le Mali, la Côte d'Ivoire et le Sénégal (Paeth et al., 2011 ; Samimi et al., 2012). Le bilan était macabre : plus de 1,5 millions de personnes ont été touchées ; plusieurs centaines de morts ; des maladies épidémiques ont fait leur apparition ; et des espaces agricoles emportés (Programme Alimentaire Mondiale, 2007 ; le WFP a recherché des fonds pour des opérations contre les inondations à travers l'Afrique). Selon les rapports des

organisations mondiales et de la presse, la question d'étude des précipitations est un enjeu capital pour caractériser l'impact de sa variabilité sur les phénomènes climatiques.

La distribution spatiale des cellules de pluies est souvent composée d'éléments de petites tailles, en grand nombre et répartis de façon très hétérogène. Il est presque impossible de pouvoir bien placer les pluviomètres du réseau pour échantillonner convenablement ces champs de pluies qui, par ailleurs, évoluent de façon quasi aléatoire. Les mesures des radars météorologiques sont donc venues pallier cette limite des réseaux de pluviomètres. Ainsi, pour observer les champs de pluies instantanées, on utilise des réseaux de radars météorologiques. Par ailleurs, la restitution des intensités de pluies à partir des variables mesurées par les radars, nécessite des algorithmes qui sont conçus à partir des mesures disdrométriques. C'est ainsi que des mesures et des analyses de la distribution granulométrique des gouttes de pluie (rain Drop Size Distribution (DSD) : en anglais), sont menées de par le monde. En dehors de l'estimation quantitative de la pluie à partir des mesures radars, les résultats de l'analyse disdrométrique sont utilisés pour d'autres applications telles que : l'estimation quantitative de la pluie à partir de l'atténuation des faisceaux de télécommunication commerciale ; l'étude de la microstructure des nuages ; le lessivage des polluants atmosphériques par la pluie et l'érosion des sols induite par l'énergie cinétique de la pluie.

Le travail précurseur dans ce domaine est celui de Marshall et Palmer (1948). La plupart de ceux qui l'ont suivi (Waldvogel ,1974 ; Ulbrich et al., 1983 ; Willis et al., 1984 ; Feingold et Levin, 1986 ; Sempere Torres et al., 1994 ; Tokay et Short, 1996 ; Maki et al., 2001 ; Bringi et al., 2002 ; Uijlenhoet et al., 2003 ; Vivekanandan et al., 2004 ; Lee et Zawadzki, 2005 ; Moumouni et al., 2008) ont analysé les DSD à l'aide d'une fonction notée $N(D)$. Elle se définit par spectre de durée T donnée et représente le nombre de gouttes de pluie par unité de volume et par intervalle de diamètres. Cette fonction s'exprime de la manière

suivante :

$$N(D_i)[m^{-3}.mm^{-1}] = \frac{N_i}{ST\Delta D_i V(D_i)} \quad (1)$$

où D_i est le diamètre équivalent des gouttes de pluie mesurées. ΔD_i est la largeur de l'intervalle de diamètres centrés sur D_i . Dans cette étude, D_i et ΔD_i sont exprimés en millimètre. S est la surface de captation du disdromètre exprimée en mètre carré. Au bout de la durée T , N_i est le nombre de gouttes comptées par le disdromètre dans chaque intervalle de diamètres. $V(D_i)$ est la vitesse de chute des gouttes de diamètre D_i . Pour que le taux de pluie soit proportionnel à un moment de la fonction $N(D)$, on utilise la relation de la vitesse de chute proposée par Atlas et al. (1977) :

$$V(D_i)[m.s^{-1}] = 3,78D_i^{0,67} \quad (2)$$

Dans cette thèse, T vaut 60s, ainsi $N(D_i)$ s'exprime en $[m^{-3}mm^{-1}]$. Récemment, Kougbegbede (2016) a proposé une nouvelle fonction notée $R(D)$ pour analyser la DSD. Définie pour chaque spectre de durée T , cette fonction représente le taux de pluie par classe de diamètre. Elle a l'avantage d'être indépendante de la vitesse de chute des gouttes qui n'est souvent pas mesurée ou mal mesurée par les capteurs. Son expression est la suivante :

$$R(D_i) = \frac{6\pi 10^{-4} N_i D_i^3}{ST\Delta D_i} \quad (3)$$

En région Ouest-Africaine, les premières études sur les DSD ont été menées par Sauvageot et Lacaux (1995) et poursuivies par (Nzeukou et al., 2004 ; Ochou et al., 2007). Ces distributions ont été observées à Abidjan, Boyélé, Dakar et Niamey (figure 1.1) à l'aide des disdromètres à impact. En outre, Ochou (2003) a décrit les caractéristiques globales des DSD en Afrique de l'ouest en comparaison avec celles d'autres régions climatiques. Ces travaux ont mis en évidence une différence remarquable entre la forme des DSD des régions tempérées et celles des régions tropicales. Ces auteurs ont également analysé la variabilité des DSD au sein de la région ouest-africaine. Ils ont remarqué que les intensités modérées (2 à 20 $mm.h^{-1}$) sont générées par un grand nombre de

gouttes aux sites côtiers, alors que sur les sites continentaux, un faible nombre de gouttes suffit pour produire les mêmes intensités. Par ailleurs, les DSD observées à Niamey (zone sahélienne) se démarquent nettement de celles observées en zone tropicale humide (Abidjan et Boyélé) par la taille moyenne des gouttes relativement plus élevée. Dans cette même sous-région, de nouvelles données disdrométriques ont été recueillies de 2005 à 2007, autour de la ville de Djougou au Nord-Ouest du Bénin (figure 1.1), à l'aide des disdromètres optiques. Les caractéristiques globales de ces DSD ont été documentées par Moumouni (2009). D'autre part, Moumouni et al. (2008) ont confirmé la forme convexe très marquée des spectres de DSD de la sous-région. Cette forme est caractérisée par un déficit relatif en petites gouttes, comparativement aux spectres des régions tempérées. Moumouni et al. (2008) ont aussi montré que cette forme convexe peut être reproduite par des modèles de DSD de type gamma ou lognormal. A la suite de ces travaux, Kougbeagbede et al. (2017) ont montré que la fonction $R(D)$ est aussi productible par des modèles gamma et lognormal. Kougbeagbede (2016) a aussi utilisé la modélisation de la fonction $R(D)$ pour suggérer de nouveaux algorithmes d'estimation quantitative de la pluie à partir des mesures des radars polarimétriques en bande X. Malheureusement ces algorithmes n'ont pu être validés faute de données de qualité du radar polarimétrique Xport, déployé à Djougou de 2005 à 2007.

Depuis l'apparition des radars polarimétriques dans l'univers des radars qui échantillonnent les champs de précipitation, la modélisation des DSD s'est orientée vers leur paramétrisation par double variable d'échelle. En effet, la polarimétrie se propose aussi d'exploiter la redondance d'information dans les doubles ou triples variables; d'où l'intérêt de la paramétrisation de la DSD par double variable. Dans le contexte béninois de la non disponibilité des données de radar polarimétrique, et où les deux types de paramétrisation ont été déjà abordés par Moumouni (2009), il paraît plus judicieux d'orienter de nouvelles recherches sur la paramétrisation par simple variable. Par ailleurs, en proposant la fonction $R(D)$ pour analyser les DSD,

Kougbeagbede (2016) a fait la paramétrisation par le taux de pluie mais n'a pas comparé la fonction $R(D)$ à la fonction $N(D)$. C'est pour toutes ces raisons sus mentionnées que cette thèse intitulée : « MODELISATION DES DISTRIBUTIONS GRANULOMETRIQUES DES GOUTTES DE PLUIES OBSERVEES AU NORD-OUEST DU BENIN : analyse de l'impact de leur pas de temps d'intégration sur leur structuration et leur paramétrisation par le taux de pluie » trouve tout son intérêt.

2 But

Le but de cette recherche est de construire un simulateur de distributions granulométriques des gouttes de pluies à partir des données des pluviomètres ; ce qui permettrait de générer les DSD sur toute station pluviométrique de la zone d'étude en absence ou à défaut de mesures directes in situ opérées par les disdromètres.

3 Objectifs

L'objectif général de cette thèse est de paramétriser les DSD de pluies observées au Nord-Ouest du Bénin à partir du taux de pluie. De façon spécifique, il s'agit dans cette thèse de :

- comparer les fonctions $N(D)$ et $R(D)$, d'une part, et les modèles de DSD gamma et lognormal, d'autre part ;
- évaluer l'impact du pas de temps d'intégration des DSD sur leur structuration et leur paramétrisation ;
- déterminer des algorithmes pour l'étude de l'érosion hydrique des sols.

4 Originalité

Cette thèse aborde pour la première fois, avec les données du Bénin, l'étude de l'impact du pas de temps d'intégration des DSD sur leur structuration et leur paramétrisation. Par ailleurs, le seul travail de Chapon et al. (2008)

trouvé dans la littérature et qui a abordé cet aspect, n'a pu établir des relations entre les paramètres des modèles et le pas de temps d'intégration des DSD de pluie.

5 Plan de la thèse

En dehors de l'introduction générale, de la conclusion générale qui renferme l'essentiel des résultats et des perspectives ouvrant d'autres voies d'investigations, cette thèse comporte cinq chapitres :

- ♣ le chapitre 1 décrit des différentes méthodes de mesures de la DSD et les données utilisées dans cette thèse ;
- ♣ le chapitre 2 présente l'importance de la modélisation de la DSD pour différentes applications ;
- ♣ le chapitre 3 est dédié à l'étude comparative des fonctions $N(D)$ et $R(D)$, et des modèles de DSD gamma et lognormal ;
- ♣ le chapitre 4 s'est focalisé sur l'évaluation de l'impact du pas de temps d'intégration des DSD sur leur structuration et leur paramétrisation par le taux de pluie ;
- ♣ le chapitre 5 est consacré aux algorithmes d'étude de l'érosion hydrique du sol ;

METHODES DE MESURE DE LA DSD ET LES DONNEES UTILISEES

1 Introduction

La connaissance des caractéristiques de la DSD revêt une importance capitale pour plusieurs applications dans divers domaines notamment la météorologie (prévision météorologique), les télécommunications (signal de distorsion), l'hydrologie, l'environnement, les sciences du sol etc.... Ainsi, sa mesure précise est devenue depuis plusieurs décennies une préoccupation de grande facture. Plusieurs méthodes de mesure ont été alors développées par plusieurs auteurs au fil des temps. Ce chapitre est consacré à la présentation de ces méthodes qui sont classées en deux catégories : la première est dénommée méthodes de comptage manuel de la DSD et la deuxième méthodes de comptage automatisé de la DSD. La section 1 présente la première, la section 2 est consacrée à la présentation de la deuxième méthode et des données de la DSD de pluie issues des mesures effectuées dans notre zone d'étude. Ces données de la DSD de pluie utilisées dans cette thèse sont présentées dans la section 3.

2 Méthodes de comptage manuel de la DSD

A la fin du 19^{me} siècle, la méthode la plus courante pour mesurer la distribution granulométrique des gouttes de pluie (DSD) consistait à mesurer les impacts au sol de ces gouttes de pluie en considérant que leurs tailles étaient corrélées à celles des tâches formées. La surface utilisée et qui sert de support pour les relevés était le plus souvent du papier absorbant (Lowe, 1892) ou une

plaque recouverte de farine (Bentley, 1904) dans Moumouni (2009), de l'huile (Fuchs, 1937). Dans cette section, les différentes méthodes de comptage manuel de la distribution granulométrique des gouttes de pluies sont présentées ainsi que leurs avantages et inconvénients.

2.1 Méthode de coloration

2.1.1 Description de la méthode

La méthode de coloration développée par Lowe (1892), consiste à exposer à la pluie un papier recouvert par un colorant soluble dans l'eau pour mesurer les diamètres des tailles des gouttes. Les papiers utilisés peuvent être du papier absorbant, du papier filtre, du papier buvard, du papier à dessin, du papier essuie-tout ou du papier photographique. Lors de l'impact des gouttes de pluie sur le papier, le colorant intégré réagit avec ces dernières et laisse des marques permanentes sur le papier. Les marques sont ensuite soigneusement mesurées et comptées pour fournir des informations sur les gouttes de pluie, au travers d'une formule empirique reliant le diamètre des tâches formées par le contact de chaque goutte sur le papier aux diamètres des gouttes.

2.1.2 Inconvénients de la méthode

L'effet de la vitesse de chute des gouttes sur la taille de la tâche, l'humidité du papier, et les problèmes d'éclaboussures lors de la chute de grosses gouttes laissent planer des incertitudes sur les résultats de mesure.

2.2 Méthode d'immersion dans l'huile

2.2.1 Description et mise en oeuvre

La méthode par immersion dans l'huile développée par Fuchs (1937) consiste à collecter des gouttes de pluie sur un bac en verre contenant un mélange frais de liquides légèrement visqueux. Ce mélange doit être de nature à empêcher l'évaporation et la condensation de l'eau. La faible viscosité et la nature hydrophobe de l'huile provoquent la formation de gouttes de pluie

sphériques permettant leur comptage et la mesure de leurs diamètres au microscope ou par photographie (Lane et Patrjanoff, 1947; Gunn et Kinzer, 1949). Les liquides couramment utilisés étaient la vaseline et l'huile minérale. Mais en général, toute huile de faible viscosité peut être utilisée (Tate, 1961). En outre, plusieurs améliorations ont été apportées à cette méthode par certains auteurs. Par exemple, Nawaby (1970), Courshee et Byass (1953) et McCool et al. (2009) ont trouvé que l'utilisation de deux huiles de densités différentes permet la mesure améliorée de la forme des gouttes. Ainsi, en utilisant un microscope ou une photographie, ils ont trouvé qu'il était plus facile d'identifier les gouttes piégées à l'interface des deux liquides. Néanmoins, cette méthode a plusieurs avantages et inconvénients.

2.2.2 Avantages et inconvénients

Le principal avantage de cette méthode est qu'elle ne nécessite pas d'un étalonnage ou d'un équipement spécial (Navas et al., 1990) pour son usage. Toutefois, il est difficile d'utiliser cette méthode pour mesurer des gouttes plus grosses dont les diamètres dépassent 2,1 mm en raison des problèmes d'éclaboussure provoqués par les grosses gouttes de pluie sur les surfaces (Gunn et Kinzer, 1949; Courshee et Byass, 1953).

2.3 Méthode de farine granulée

Cette méthode consiste à exposer une couche de farines fines à la pluie. Des grumeaux formés lors de la chute des gouttes sont triés par tailles, grâce à un système de tamis, puis pesés (Parsakhoo et al., 2012). Le diamètre moyen des gouttes est évalué à partir des informations sur la masse des grumeaux. Cette méthode requiert généralement de grands échantillons afin de tenir compte de la variabilité élevée du nombre de gouttes de pluie observées et de minimiser la variabilité due au comptage des grosses gouttes rares. Cette exposition est généralement de courte durée car au cours du temps, on note un compactage de la farine qui affecte la taille de la farine granulée mesurée. Arnaez et al. (2007)

ont introduit une amélioration à cette méthode en déterminant les tailles des gouttes à partir de l'analyse numérique des photographies des grumeaux formés.

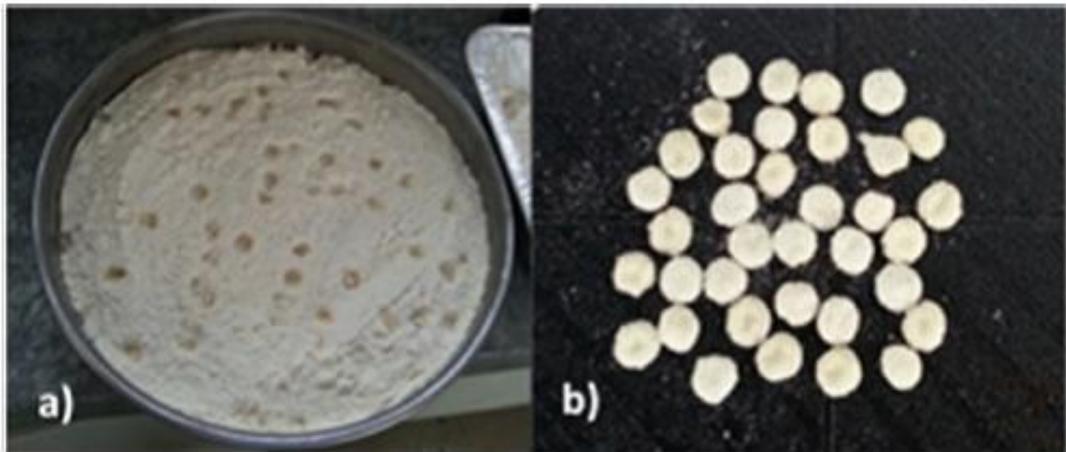


FIGURE 1.1 – (a) Échantillons de farine granulée imbibée de goutte de pluie recueillies dans une cuvette remplie de 2cm de farine ordinaire ; (b) Boulettes de farine après séchage au four (Gopinath et al., 2016).

2.3.1 Avantages et inconvénients de la méthode

La mesure des tailles des gouttes par la méthode de la farine granulée est plus précise que les deux premières. Cependant, elle ne permet pas de mesurer des gouttes de pluie de taille inférieure à 0,5 mm en raison des limitations de la taille des tamis (Hudson, 1981).

2.3.2 Limites des méthodes de comptage manuel

Les méthodes de comptage manuel de la DSD sont souvent fastidieuses à cause du temps de comptage relativement long. Ces méthodes ne prennent pas en compte la vitesse de chute des gouttes et peuvent sous-estimer ou surestimer certaines plages de diamètres. Elles ne sont pas généralement adaptées à la mesure des tailles des gouttes plus petites que 0,3 mm et plus grandes que 6 mm. En raison du temps de traitement et d'analyse relativement très long, de la lourdeur et des difficultés rencontrées dans l'usage, plusieurs méthodes automatisées ont été élaborées. Ces dernières appelées méthodes de comptage

automatisé sont généralement capables d'assurer l'échantillonnage en continu sur de longues périodes.

3 Méthodes de comptage automatisé de la DSD

Cette partie est consacrée à la description de quelques instruments modernes de mesure de la distribution granulométrique des gouttes de pluie. Les instruments modernes mesurant la distribution granulométrique des gouttes de pluie sont connus sous le nom de disdromètre qui est une contraction du groupe de mots anglais "distribution drop meter". Les disdromètres sont des capteurs d'hydrométéores (gouttes de pluie, neige, grêle, etc..). Ils fournissent temporellement un enregistrement continu de la DSD qui est un tableau de données contenant les nombres de gouttes de pluie par classe de diamètres, sur une durée donnée. On distingue deux catégories de disdromètres selon leur principe de fonctionnement : les disdromètres à impact et les disdromètres optiques. D'autres capteurs conçus sur le principe des radars météorologiques sont aussi utilisés pour mesurer les DSD.

3.1 Les disdromètres à impact

Ce sont des disdromètres qui mesurent l'effet du contact de la goutte de pluie avec une surface. Il en existe deux types : le premier mesure directement l'impulsion mécanique de la goutte de pluie au contact de la surface et le deuxième mesure le son généré par le contact de la goutte avec une surface.

3.1.1 Le disdromètre de Joss-Walgvogel (JWD)

C'est un dispositif automatique d'enregistrement développé par Joss et Waldvogel (1969). Il est composé d'un capteur exposé à la pluie, d'un processeur, d'un système de stockage et de visualisation des mesures placés sous abri (figure 2.2). La quantité de mouvement de la goutte au contact de la surface du capteur exposé à la pluie, est transformée en une impulsion électrique (figure 2.3). Cette impulsion électrique digitalisée permet de mesurer la taille

des gouttes de pluie à partir de la vitesse d'impact des gouttes, à travers une relation linéaire empirique entre la vitesse de chute et le diamètre de la goutte (Mikirov et al., 1957). Il peut traiter un maximum de 190 gouttes par seconde. Le JWD pourrait sous-estimer le nombre de petites gouttes de pluie (Tokay et al., 2001) à cause de sa sensibilité au bruit de fond. Ceci se produit souvent sous une forte pluie lorsque plusieurs gouttes arrivent simultanément sur le capteur. Par ailleurs, en cas de vent vertical (ascendant ou descendant), le JWD est aussi susceptible de provoquer une erreur sur l'estimation des diamètres (Salles et al., 2003).



FIGURE 1.2 – Joss-Waldvogel impact disdrometer (Distromet Ltd., Basel, Switzerland) disdromet (2011)

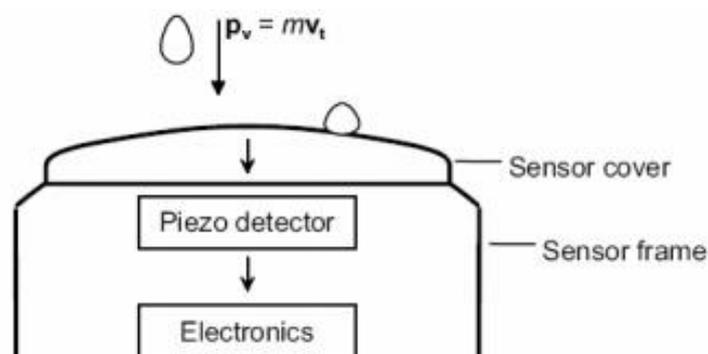


FIGURE 1.3 – Principe de mesure du disdromètre à impact (Salmi et al., 2005).

3.1.2 Le disdromètre acoustique

Le disdromètre acoustique mesure l'énergie acoustique induite par le caractère sonore distinctif des gouttes de pluie pour déduire l'énergie cinétique des gouttes de pluie. Cette énergie cinétique permet de déduire la distribution granulométrique des gouttes de pluie (Nystuen, 1999). Cet instrument amélioré par Jayawardena et Rezaur (2000) a l'avantage d'être moins coûteux mais éprouve encore d'énormes difficultés pour mesurer les fortes intensités de pluie. Un prototype commercialisé de ce disdromètre est le disdromètre RHD de SOMMER (figure 2.4). " Le dispositif de détection est un hémisphère en acier inoxydable poli soutenu par un bras en acier inoxydable solide. Il détecte les changements de pression acoustique induits par l'impact des gouttes de pluie ou de la grêle. " (<https://www.alliance-technologies.net/disdrometre-pluie-grêle-rhd/>). A travers un algorithme prenant en compte ces mesures et la loi de vitesse de chute des gouttes de pluie, le disdromètre RHD renvoie la distribution de la taille des gouttes.



FIGURE 1.4 – Photo d'un disdromètre acoustique RHD (source : <https://www.alliance-technologies.net/disdromètre-pluie-grêle-rhd/>)

3.2 Les spectropluviomètres optiques

Les spectropluviomètres optiques sont des disdromètres dont le principe est basé sur la mesure de l'atténuation induite par le passage d'une goutte d'eau dans un faisceau lumineux (Salles, 1998; Delahaye et al., 2009). Il en existe actuellement deux types : les spectropluviomètres optiques à un faisceau (en anglais, Optical Spectropluviometer : OSP) et ceux à double faisceau (en anglais, Dual Beam Spectropluviometer : DBS).

3.2.1 Le spectropluviomètre optique à un faisceau

Le spectropluviomètre optique (OSP) à un faisceau est un instrument conçu pour des mesures indépendantes de la distribution de la taille et de la vitesse de chute des gouttes de pluie au niveau du sol. Introduit par Picca et Trouilhet (1964), l'OSP a été développé et testé par Donnadiou et al. (1969). Son principe de fonctionnement est simple : un faisceau de lumière infrarouge (IR, de longueur d'onde de $0,9\mu\text{m}$) de forme parallélépipédique est obtenu à l'aide d'une ou plusieurs diodes électroluminescentes (LED) et d'un système de lentilles projetant un faisceau lumineux sur un masque de section rectangulaire. A l'autre extrémité du capteur, l'intensité lumineuse totale transmise par le faisceau est surveillée par une (ou un ensemble de photodiodes réceptrices) qui délivre un signal électrique proportionnel à l'énergie lumineuse reçue. Quand une particule tombe à travers le faisceau, l'intensité lumineuse reçue par la photodiode diminue. L'amplitude et la durée de la variation du signal sont respectivement proportionnelles à la section de la particule et à son temps de résidence dans le faisceau. Le temps de séjour peut être converti en une vitesse de chute, en supposant que la particule traverse les deux faces horizontales du faisceau.

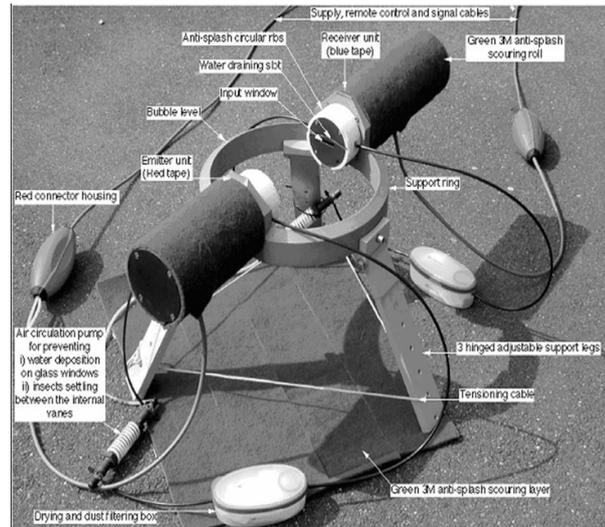


FIGURE 1.5 – Photo d'un Optical Spectropluviometer (Moumouni, 2009)

En plus des incertitudes d'échantillonnage communes à tous les capteurs, les deux principales sources d'erreur de l'OSP sont : le traitement du signal utilisé et les conditions environnementales.

3.2.2 Le spectropluviomètre optique à double faisceau

Le spectropluviomètre optique à double faisceau (en anglais, Dual Beam Spectropluviometer : DBS) est une amélioration de celui à un faisceau. Alors que pour l'OSP, le faisceau est de forme parallélépipédique, pour le DBS il s'agit de deux faisceaux optiques plats parallèles et espacés (figure 2.6). La goutte est alors prise en compte si elle traverse effectivement les deux faisceaux. Le DBS est donc plus précis que l'OSP et permet des mesures de spectres plus étendus jusqu'à 0,1 mm (Hauser et al., 1984). Avec cet instrument, les fausses détections dues à la turbulence de l'air peuvent être réduites, les gouttes de pluie aussi petites que 0,3 mm peuvent être détectées sans ambiguïté en vérifiant que chaque goutte traverse réellement les deux faisceaux et les vitesses de chute des gouttes de pluie sont aussi mieux mesurées.

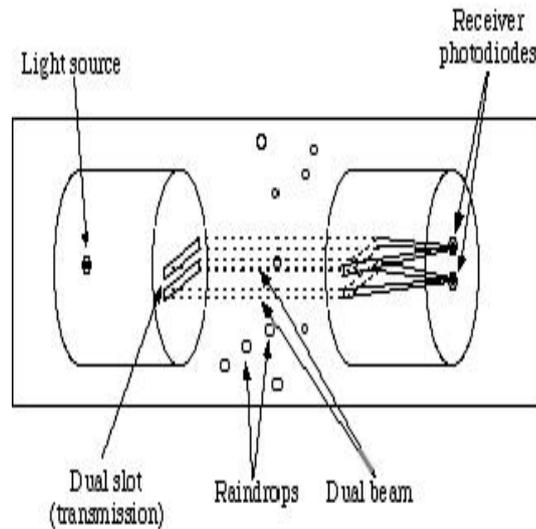


FIGURE 1.6 – Schéma de principe du Dual Beam Spectropluviometer (Akrou, 2015).

Les Spectropluviomètres de type parsivel sont commercialisés par l'entreprise OTT sous cette dénomination (<https://www.ott.com/fr-fr/produits/la-meteorologie-66/ott-parsivel2-174/>).



FIGURE 1.7 – Photo du Parsivel utilisé à Djougou (Moumouni, 2009).

3.3 Les Video-Disdrometers

Le disdromètre à base de la photographie a été développée par Mache (1904) et permet de mesurer la taille et la vitesse des gouttes de pluie. Le dispositif est progressivement amélioré par plusieurs chercheurs. Par exemple,

Jones (1959) et Mueller (1966) ont introduit, en lieu et place des appareils photographiques, deux caméras synchronisées disposées perpendiculairement pour capturer des gouttes de pluie, dans une zone de 1m^3 de volume, toutes les 10 secondes (figure 2.8). Il existe aujourd'hui deux de ce type de disdromètre (<https://www.distrometer.at/>) : le disdromètre à une caméra (en anglais, 1D Video Disdrometer : 1DVD) et le disdromètre à double caméra (en anglais, 2D Video Disdrometer : 2DVD). Le 2DVD a l'avantage de faire apparaître la forme des gouttes de pluie. Ainsi, les valeurs du rapport d'axe des gouttes de pluie peuvent être obtenues de même que leurs angles d'orientation. Dans les événements de phase mixte, la pluie et la grêle peuvent être séparées dans les enregistrements du 2DVD. De plus, les lectures de vitesse de chute par le 2DVD sont indépendantes et ne sont basées sur aucun modèle mathématique ou sur aucune hypothèse. Le 2DVD ayant une grande plage de taille mesurable, peut mesurer des gouttes de pluie de petites tailles ($D < 0,3\text{ mm}$) qui pourraient être sous-estimées quand $R > 15\text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ et des grosses gouttes de pluie jusqu'à $7,9\text{ mm}$ (Liu et al., 2014).

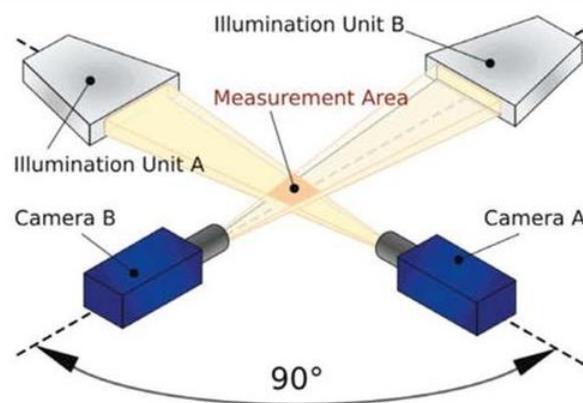


FIGURE 1.8 – Photo d'un Optical Spectropluviometer (OSP) ; source : (Moumouni, 2009)

3.4 Les disdromètres au principe radar

3.4.1 Micro Rain radar (MRR)

Le MRR (Diederich et al., 2004) est un disdromètre de la catégorie des radars. C'est un radar Doppler en bande K (fréquence de 24 GHz) à visée

verticale. Contrairement aux dispositifs classiques des radars météorologiques, ce radar émet verticalement ses signaux dans l'atmosphère. Une partie du signal émis est rétrodiffusée par les hydrométéores vers une antenne parabolique (figure 2.9). Ce capteur enregistre alors les spectres Doppler à différentes altitudes. En supposant que la vitesse mesurée est bien la vitesse de chute des hydrométéores (mais pas la vitesse de chute des hydrométéores plus la vitesse de l'air), on en déduit le profil vertical des DSD de pluie. Il estime aussi verticalement le taux de pluie, la teneur en eau liquide et la réflectivité des hydrométéores. Le MRR permet en théorie l'observation de la distribution des tailles des gouttes (DSD) de pluie y compris dans les nuages. Ceci est très intéressant pour l'analyse de l'évolution verticale de la DSD. Ce système est un radar portatif peu coûteux ne nécessitant que très peu d'entretien. Il a l'avantage de pouvoir être facilement installé indépendamment des conditions du site. L'ajustement des paramètres du système par l'utilisateur se fait via une liaison d'accès à distance est possible.



FIGURE 1.9 – MRR Peters Gerhard (Andersson et Tage, 2002).

3.4.2 Precipitation Occurrence Sensor System (POSS)

Le système de détection des occurrences de précipitations (en anglais, Precipitation Observation Sensor System : POSS) est un radar Doppler à bande X, bistatique, à onde continue et à polarisation horizontale, développé par le

service de météorologie du Canada. Les antennes émettrice et réceptrice sont des cornes pyramidales à parois lisses, inclinées par rapport à la verticale de 20° de sorte que les axes des antennes se coupent à environ 34 cm au-dessus des fenêtres du radôme (Sheppard et Joe, 2007).



FIGURE 1.10 – Photo du POSS ; source : (Sheppard et Joe, 2007).

Ce dispositif permet de mesurer la vitesse de chute des cibles par l'effet Doppler. Il note le passage des gouttelettes ou des flocons, en permettant un signalement rapide de tout type de changement du temps. L'émetteur émet le faisceau électromagnétique et le récepteur capte le signal rétrodiffusé par les hydrométéores et autres particules réfléchissantes dans son volume de détection. Puis un analyseur fait une moyenne pondérée des 15 derniers sondages sur une minute pour en tirer les informations significatives.

4 Jeu de données utilisées

Au Bénin, des données de DSD ont été mesurées pour la première fois dans le cadre du programme international d'Analyse Multidisciplinaire de la Mousson Africaine (AMMA) (Redelsperger et al., 2006). Au cours de cette campagne, trois types de disdromètres optiques (l'OSP, le DBS et le Parsivel) ont été installés dans trois régions situées au Nord-Ouest (Nangatchiori, Djougou et Copargo) du Bénin de 2005 à 2007. La figure 2.11 ci-dessous montre

la carte OHHVO où sont indiqués les différents points de mesure des DSD et les positions des pluviographes.

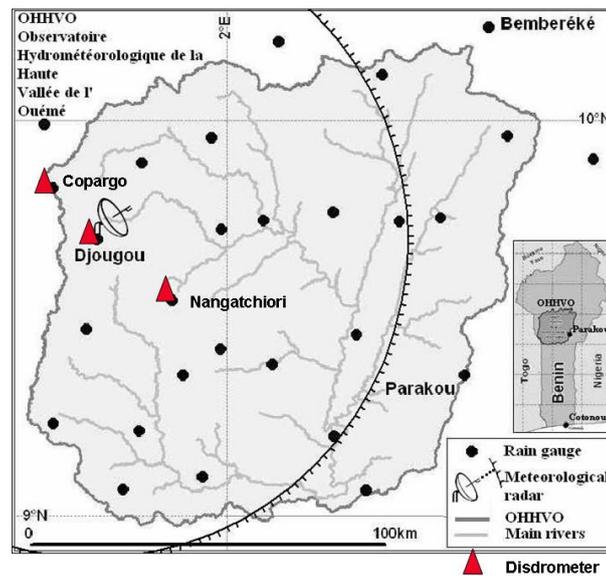


FIGURE 1.11 – Carte de la région d’observation : OHHVO au Bénin. Les triangles rouges indiquent les points de mesures de la distribution granulométrique. Les points noirs indiquent les pluviographes. Le point d’installation du radar Xport est marqué par son symbole (Moumouni, 2009).

Pour des raisons techniques, tous ces instruments n’ont pas fonctionné simultanément. Les caractéristiques des instruments, les coordonnées des points d’installation et leurs périodes de fonctionnement sont présentées dans le tableau 2.1 ci-dessous. Ainsi, durant trois saisons pluvieuses (2005 à 2007), ces disdromètres optiques (triangles rouges de la figure 2.11) ont observé la pluie sur trois sites, au centre et autour de la ville de Djougou. Au total, 93 événements ont été échantillonnés, ce qui représente 11647 spectres de DSD (de durée une minute) et 1221 mm de pluie cumulée. La comparaison (Moumouni, 2009) de ces mesures à celles des pluviomètres se trouvant à proximité des disdromètres a montré une bonne similitude tant au niveau des cumuls événementiels que des distributions d’intensité de pluie.

TABLEAU 1.1 – Synthèse du jeu de Données disdrométriques observées au Bénin. Les caractéristiques des spectromètres utilisés, les coordonnées des stations de mesure et les périodes de fonctionnement de chaque capteur. sf : simple faisceau ; df : double faisceau ; IR : Infrarouge

Jeu de données			
Nom/ Type de disdromètre/ section horizontale	Lieux/ Coordonnées Période de mesure	Evènements/ Spectres	Cumul total : Spectromètre Cumul pluviomètre
Parsivel/ OSP à sf IR/ 48.6 cm^2	Nangatchiori/ 1.74°E, 9.65°N Août à septembre 2005	10 évènements /1816 spectres	160,03mm 160,03mm
DBS01/ OSP à df IR/	Copargo/ 1.56°E, 9.82°N Juin à septembre 2006	27 évènements/ 3101 spectres	325,12 mm/ 348,30 mm
OSP01/ OSP à sf IR/	Djougou 1.66°E, 9.69°N Juin à septembre 2006	14 évènements/ 1772 spectres	256,10 mm/ 298,20 mm
OSP02/ OSP à sf IR/ 100 cm^2	Djougou 1.66°E, 9.69°N Juin à octobre 2007	42 évènements/ 4958 spectres	479,65 mm/ 528,60 mm

5 Conclusion

Les méthodes de mesure de la distribution granulométrique des gouttes de pluie ont été décrites, et les données utilisées ont été présentées dans ce chapitre. Elles sont classées en deux catégories : les méthodes anciennes et les méthodes modernes de mesure de la DSD. Les méthodes anciennes sont déjà abandonnées parce que peu efficaces et fastidieuses. Les méthodes modernes de mesure, quant à elles, sont généralement capables de faire des échantillonnages continus sur de longues durées. En comparant les instruments modernes, on peut dire qu'à l'exception de la mesure des gouttes de pluie de diamètre ($D < 1$ mm), tous les instruments modernes s'accordent parfaitement entre eux (Tokay et al., 2001, 2002).

Bien qu'il soit moins cher, le disdromètre acoustique est moins utilisé à cause de ses difficultés à mesurer les pluies de forte intensité (Nystuen et al., 2001). Actuellement, le JWD, le disdromètre vidéo 2D (2DVD), et le Parsivel sont les disdromètres les plus utilisés à cause de leur performance (Battaglia et al., 2010). Mais une combinaison de JWD et de 2DVD serait préférable pour répondre aux exigences de mesure pour un échantillonnage précis de tout le spectre de DSD de pluie (Tokay et al., 2013).

IMPORTANCE DE LA MODELISATION DE LA DISTRIBUTION GRANULOMETRIQUE DES GOUTTES DE PLUIE

1 Introduction

Ce chapitre est consacré à la description de l'importance de la modélisation de la distribution granulométrique des gouttes de pluie pour diverses applications dans maints domaines. Il s'agit de mettre en relief l'utilité de la modélisation de la DSD d'une part pour la mesure de la pluie par les radars météorologiques (conventionnel et polarimétrique), le lidar, les liens de télécommunications mobiles et d'autre part pour l'étude du lessivage des particules atmosphériques et l'érosion hydrique des sols. Ce chapitre est structuré en six sections consacrées chacune à un domaine d'applications.

2 Le radar météorologique conventionnel

Le radar météorologique est un type de radar utilisé en météorologie pour observer les champs de précipitations. Ils sont constitués d'une antenne statique ou mobile dont le réflecteur est souvent de forme parabolique. Lorsque l'antenne est mobile, le radar est équipé de plusieurs moteurs destinés à l'orienter verticalement et horizontalement. Il existe deux types de radars météorologiques conventionnels : radar conventionnel non cohérent (qui ne sonde que pour la réflectivité) et le radar conventionnel cohérent ou Doppler (qui sondent l'atmosphère avec un faisceau polarisé horizontalement). Les principales bandes de fréquence utilisées pour l'observation météorologique sont

indiquées dans le tableau 3.1, où δ (en mètre) est le diamètre du réflecteur d'antenne nécessaire pour obtenir un faisceau d'ouverture égale à 1 degré qui est la valeur la plus courante dans les réseaux opérationnels. Le radar météorologique sert avant tout à la détection instantanée des événements pluvieux, à l'identification de leurs structures et de leur dangerosité, dans le but de la prévision du temps à court terme. Il sert également à la mesure des quantités physiques utiles à la climatologie dans le but de la prévision à long terme. Enfin, le radar météorologique est utile pour l'acquisition de nouvelles connaissances sur les processus physiques des systèmes précipitants dans le but de construire des modèles numériques de simulation des précipitations.

TABLEAU 2.1 – Dénomination des radars et leurs fréquences ; source : (Sauvageot et Koffi, 2000).

Dénomination	f(GHz)	$\lambda(cm)$	$\delta(cm)$
S	3	10	7
C	5	5	4
X	10	3	2
Ka	35	0,8	0,6
W	100	0,3	0,2

2.1 Principe de mesure

Contrairement à un radar à onde continue, un radar météorologique est un radar à impulsions. Il est constitué d'un système d'émission-réception et d'un calculateur. L'émetteur génère, à intervalles de temps réguliers, des impulsions d'énergie électromagnétique, de forte puissance, de durée très brève mais avec une fréquence élevée. L'antenne focalise cette énergie en un faisceau dans une direction précise. L'énergie est ensuite en partie absorbée et rétrodiffusée (dans toutes les directions) par toute sorte de cibles présentes dans le faisceau. La fraction renvoyée en direction du radar est un signal utile. Ce signal dépend de la nature, de la forme et de la taille des cibles présentes dans le volume de résolution. Sur des distances n'excédant pas quelques centaines de kilomètres,

on admet en première approximation que les ondes électromagnétiques utilisées se propagent en ligne droite et à vitesse constante (vitesse de la lumière). En fonction de l'orientation de l'antenne et du temps écoulé entre l'émission de l'impulsion et la réception du signal rétrodiffusé, on peut localiser la région diffusante, en direction et en distance (figure 2.1).

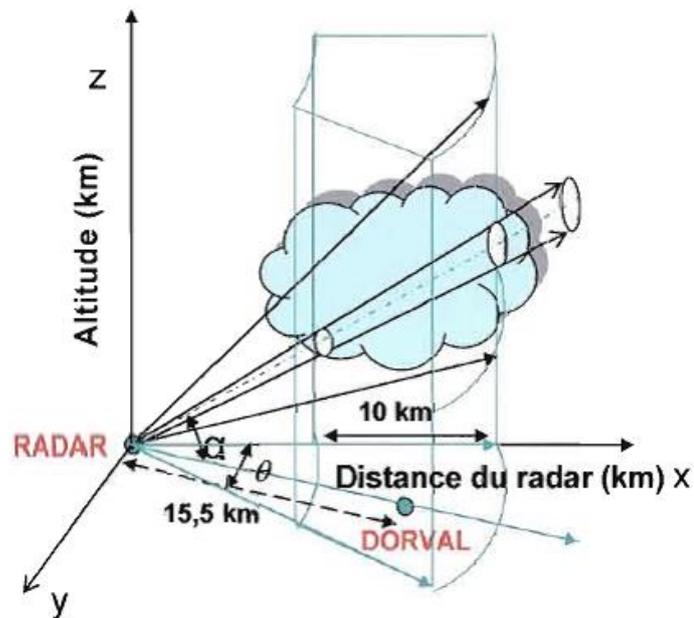


FIGURE 2.1 – Le balayage du radar et le domaine spatial étudié ; source : (Dafinova, 2008)

La puissance rétrodiffusée mesurée par le radar est exploitée par l'observateur afin de décrire le milieu qui a perturbé l'onde émise. Dans le cas particulier où le diamètre des particules diffusantes est très petit par rapport à la longueur d'onde du radar (l'approximation de Rayleigh), cette puissance P_r est liée au facteur de réflectivité radar Z , à la distance r qui sépare la cible du radar, au facteur diélectrique K qui ne dépend que du type de précipitations, et la constante radar C . Cette relation est appelée équation radar. Elle a été définie par Probert-Jones (1962) sous la forme simplifiée suivante :

$$P_r = C \frac{|K|^2 Z}{r^2} \quad (2.1)$$

La constante C dépendant de la longueur d'onde alors, le facteur de réflectivité

radar dépend lui aussi de la longueur d'onde. Avec

$$K = \frac{\epsilon - 1}{\epsilon - 2} \quad (2.2)$$

Dans l'expression (2.2), ϵ est le facteur diélectrique du milieu. Ainsi, $|K|^2$ devient $|K_w|^2=0,93$ pour l'eau et $|K_i|^2=0,24$ pour la glace. La constante C est fonction : de la puissance transmise par l'antenne, du gain de l'antenne, de l'ouverture du faisceau, de la vitesse de la lumière, de la longueur temporelle de l'impulsion, et de la longueur d'onde du radar. Le facteur de réflectivité radar est donné par l'expression suivante :

$$Z = \int_0^{\infty} D^6 N(D) dD \quad (2.3)$$

Avec D le diamètre des gouttes et N(D) le nombre de gouttes de pluie par unité de volume et par intervalle de diamètre définie par la relation (1.1) dans l'introduction générale.

2.2 Importance de l'analyse de la DSD pour le radar conventionnel

La réflectivité radar est la seule variable mesurée par le radar conventionnel non cohérent. Cette variable permet de déterminer instantanément les événements pluvieux et d'identifier leurs structures spatiales. Néanmoins, elle n'est pas utile pour d'autres applications. Il s'avère donc nécessaire de convertir la réflectivité radar en taux de précipitation qui est la variable la plus utilisée dans de nombreuses thématiques scientifiques ou appliquées telles que : la représentation des transferts d'énergie dans l'atmosphère, l'hydrologie, le suivi et la prévision des crues, les télécommunications, l'agriculture, les transports, les loisirs, etc. L'expression (3.3) indique déjà le lien entre la réflectivité radar et la distribution granulométrique des gouttes de pluie. D'autre part, le taux de précipitation est lié à la distribution granulométrique des précipitations par la relation suivante :

$$R_T = 6\pi 10^{-4} \int_0^{+\infty} D^3 V_t(D) N(D) dD \quad (2.4)$$

Dans cette expression, $V_t(D)$ est la loi de la vitesse de chute des gouttes en fonction de leur diamètre. Le tableau 2.2 et la figure 2.2 présentent une variété de relations vitesse-diamètre disponibles dans la littérature.

TABLEAU 2.2 – Différentes relations entre la vitesse de chute et le diamètre d'une goutte de pluie selon certains auteurs ; les conditions de détermination y sont précisées ; P : Pression ; T : Température ; H : Humidité

Relation $V_t[m.s^{-1}]-D[mm]$	Auteurs	Conditions de détermination
$V_t = 4,49D^{0,5}$	Spilhaus (1948)	Conditions de laboratoire voir Gunn et Kinzer (1949)
$V_t=9,38[1-\exp(-0,654D)]$	Doherty (1964)	Mesures de laboratoire Voir Gunn et Kinzer (1949)
$V_t = 6,726D^{0,6}$	Sekhon (1971)	Mesures de laboratoire voir Gunn and Kinzer (1949)
$V_t=9,65-10,3\exp(-0,6D)$	Atlas et al. (1973)	Mesure de laboratoire Conditions standard (P=1013hPa ; T=20°C ; H= 50% Niveau de la mer
$V_t = 3,778D^{0,67}$	Atlas et al. (1977)	condition d'air stagnant P : 760mm de Hg ; T=10°C ; H= 50%
$V_t = -0,1021 + 4,932D - 0,9551D^2 + 0,07934D^3 - 0,002362D^4$	Brandes et al. (2003)	Condition d'air stagnant P=760mm de Hg ; T=10°C ; H= 50%

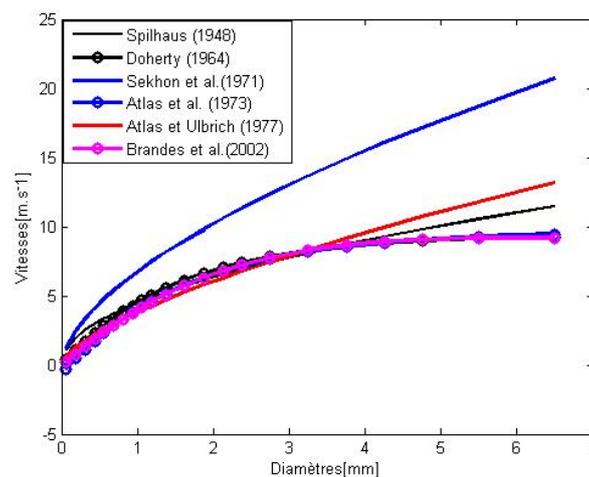


FIGURE 2.2 – Distribution des valeurs de vitesse de chute $[m.s^{-1}]$ des gouttes en fonction du diamètre $[mm]$ mesurées selon plusieurs auteurs ; source : cette thèse

Le taux de précipitation R (la quantité qu'on veut connaître) et le facteur de réflectivité Z (grandeur observable par le radar) sont donc des variables intégrées de la DSD. D'où l'importance la modélisation de la DSD pour la mesure du radar conventionnel. La première approche proposée par Marshall et Palmer (1948), pour résoudre ce problème, est la détermination d'une relation empirique entre Z et R , noté $Z - R$. Cette relation s'écrit sous la forme $Z = aR^b$ où, a est le pré-facteur et b l'exposant. En raison de la grande variabilité spatio-temporelle de la DSD, on obtient plusieurs relations $Z - R$. Cette variabilité de la relation $Z - R$ s'explique aussi par leur caractère non bijectif (pour une valeur donnée de R , on peut avoir plusieurs valeurs de Z correspondantes). Après les travaux de Marshall et Palmer (1948), une autre approche, proposée par d'autres auteurs (Nzeukou et al., 2004; Ochou et al., 2007; Moumouni, 2009), consiste à modéliser la fonction $N(D)$ en la paramétrisant par le taux de pluie R . Cette approche permet de mieux appréhender les causes de la variabilité du pré-facteur de l'exposant de la relation $Z - R$. Tous les travaux sur la relation $Z - R$ ont montré sa variabilité intra et inter événementielle, ainsi que sa variabilité inter-régionale. Ainsi, l'estimation de la pluie à partir de cet algorithme est souvent source de biais. Sauvageot et Koffi (2000) avaient précisé que l'incertitude de l'estimation de R avec la relation $Z - R$ est de l'ordre de $\pm 30\%$ dans le meilleur des cas, mais souvent beaucoup moins bonne. Pour améliorer la qualité de ces résultats, parmi les diverses voies explorées ou proposées, les méthodes polarimétriques semblent être les plus prometteuses.

3 Le radar polarimétrique

Le radar conventionnel non cohérent ne détecte pas la vitesse du vent et ne permet pas d'avoir des informations relatives au type de précipitation. Mais en exploitant l'effet Doppler, le radar conventionnel cohérent fournit des informations sur le vent dans les zones précipitantes mais ne permet pas d'avoir d'informations sur la nature des particules ou sur la forme des gouttes. Pour

corriger ces insuffisances des radars conventionnels, d'autres types de radars ont été conçus : les radars polarimétriques. Ces radars sont quant à eux capables non seulement de faire la distinction entre les types de précipitation mais aussi de fournir une amélioration significative dans la mesure du taux de précipitation. Ces radars sont utilisés en bandes d'émission selon les informations recherchées et le type de précipitation dominante.

3.1 Le principe de mesure

Le radar polarimétrique (à double polarisation) émet les ondes électromagnétiques suivant deux polarisations orthogonales et reçoivent des signaux rétrodiffusés dans les mêmes polarisations. Les deux polarisations de base les plus fréquemment utilisées sont les polarisations linéaires horizontale H et verticale V (figure 2.3). A partir de ces deux polarisations, on peut créer quatre canaux de réception HH, VV, HV et VH où l'on mesure l'amplitude et la phase du signal rétrodiffusé Giordano (2015). Les différents canaux sont définis de la manière suivante :

HH : transmission et réception horizontales ;

VV : transmission et réception verticales ;

HV : transmission horizontale et réception verticale ;

VH : transmission verticale et réception horizontale.

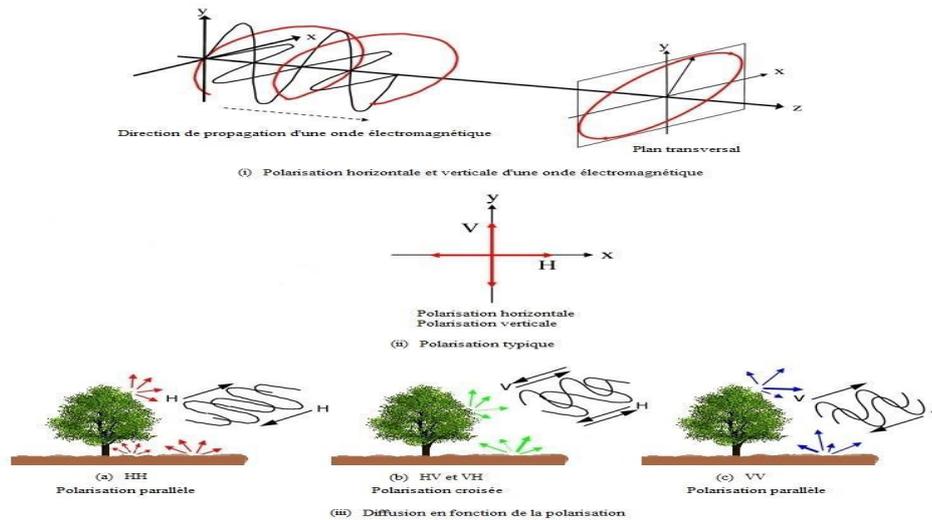


FIGURE 2.3 – La polarisation du signal électromagnétique (modifiée du site web : <http://www.eorc.jaxa.jp>).

Les signaux mesurés dans ces quatre canaux donnent toutes les informations relatives à la mesure des propriétés diffusantes de la cible. La diffusion des ondes est différente pour les deux polarisations parce que les hydrométéores éclairés ne sont pas exactement sphériques et ne sont pas orientés de manière similaire. Les ondes se propageant à travers les précipitations sont donc sujettes à la diffusion, à l'atténuation, aux déphasages et à la dépolarisation. Les propriétés du signal changent continuellement au fur et à mesure que les ondes se propagent en fournissant des informations sur la taille, la forme et l'orientation des particules. Elles peuvent être utilisées pour estimer les paramètres des modèles de distribution de tailles des gouttes (Seliga et Bringi, 1976; Gorgucci et al., 2002 et Bringi et al., 2002). Ces informations recueillies par radar sur les DSD sont utilisées pour étudier les processus des précipitations et les propriétés des hydrométéores et pour valider les paramétrisations microphysiques dans les modèles numériques. Par exemple, les mesures selon plusieurs polarisations permettent de définir différentes observables polarimétriques telles que la réflectivité différentielle ou la phase différentielle spécifique, qui peuvent être utilisées pour remplacer les relations Z - R afin de mieux prendre en compte la variabilité des précipitations

Brandes et al. (2002). Cependant, les fluctuations statistiques de ces variables polarimétriques dues aux mouvements relatifs des hydrométéores peuvent rendre difficile l'estimation quantitative des précipitations (EQP).

3.2 Variables polarimétriques pour la pluie

Les variables polarimétriques sont sensibles à la taille, à la forme et à l'état thermodynamique des hydrométéores ainsi qu'à leur concentration et à leur comportement dans le volume de résolution (Doviak et Zrnić, 1993; Illingworth et al., 1999). Il est donc possible de déduire les propriétés microphysiques des hydrométéores à distance à l'aide du radar polarimétrique. Le radar polarimétrique est de ce fait considéré comme un outil unique pour la télédétection. Les variables polarimétriques sont :

- les réflectivités horizontale et verticale Z_H et Z_V ;
- la réflectivité différentielle Z_{DR} ;
- le saut de phase différentielle spécifique K_{DP} ;
- le saut de phase de propagation différentielle ϕ_{DP} ;
- le coefficient de corrélation ρ_{hv} .

3.2.1 Variables de retrodiffusion

3.2.1.1 Les facteurs de réflectivité Z_H , Z_V

Comme dans le cas du radar conventionnel, on définit les facteurs de réflectivités horizontale Z_H et verticale Z_V pour le radar polarimétrique. Ces variables sont aussi proportionnelles aux puissances rétrodiffusées suivant ces directions. Bringi et Chandraseka (2001) ont proposé une forme simplifiée de ces expressions qui sont les suivantes :

$$Z_H = \frac{4\lambda^4}{\pi^4 |K_w|^2} \langle |S_{hh}|^2 \rangle \quad (2.5)$$

$$Z_V = \frac{4\lambda^4}{\pi^4 |K_w|^2} \langle |S_{vv}|^2 \rangle \quad (2.6)$$

avec

$$K_w = \frac{\epsilon_w - 1}{\epsilon_w + 2} \quad (2.7)$$

$|K_w|$ est défini dans la section 2.1, S_{hh} et S_{vv} sont des éléments d'une matrice définie par Bringi et Chandraseka (2001) et $\langle \rangle$ désigne une intégration pour l'ensemble des hydrométéores. Il est à noter que ces facteurs de réflectivités dépendent aussi de l'étalonnage du radar et leurs valeurs sont affectées par l'atténuation lors des fortes pluies (Battan, 1973).

En lien avec la distribution granulométrique des gouttes de pluie, le facteur de réflectivité pour les polarisations horizontale et verticale vaut (Gorgucci et al., 2000).

$$Z_{H,V} = \frac{4\lambda^4}{\pi^4 |K_w|^2} \int_{D_{min}}^{D_{max}} |g_{HH,VV}(D)|^2 N(D) dD \quad (2.8)$$

avec λ est la longueur d'onde du radar, $D(\text{mm})$ est le diamètre volumique équivalent de la goutte d'eau, $g_{HH,VV}(D)$ est une amplitude de rétrodiffusion de l'onde à la polarisation horizontale et verticale et $N(D)[\text{mm}^{-1}\text{m}^{-3}]$ est la distribution de la taille des gouttes de pluie. D_{min} et D_{max} sont les diamètres minimum et maximum des gouttes.

3.2.1.2 La réflectivité différentielle Z_{DR}

La réflectivité différentielle Z_{DR} est le rapport des facteurs de réflectivités horizontale et verticale.

$$Z_{DR}[\text{dB}] = 10 \log\left(\frac{Z_H}{Z_V}\right) \quad (2.9)$$

Telle que définie, la réflectivité différentielle Z_{DR} est indépendante de la concentration totale des hydrométéores, mais dépend des effets de propagation et de l'étalonnage du radar. Elle dépend de la forme et de la taille de la goutte de pluie. Seliga et al. (1976) ont montré qu'elle est reliée d'une part au rapport des axes des sphéroïdes " aplatis. " et d'autre part au diamètre volumique médian D_0 de la population des hydrométéores du volume de résolution. Les hydrométéores de grande taille ont donc plus d'effet sur les valeurs de Z_{DR} que ceux de petite taille.

3.2.2 Variables de propagation

Les variables de propagation tels que l'atténuation et le saut de phase différentielle sont définis à partir des nombres d'onde efficace. Bringi et Chandrasekar (2001) ont montré que les nombres d'onde efficaces complexes de la polarisation horizontale k_h et de la polarisation verticale k_v , pour la pluie, sont définis par :

$$K_{H,V} = k_0 + \frac{2\pi}{k_0} \int_{D_{min}}^{D_{max}} (S_f)_{hh,vv} N(D) dD \quad (2.10)$$

k_0 représente le nombre d'onde dans l'espace dépourvu d'hydrométéores. $(S_f)_{hh,vv}$ sont les éléments de la matrice de propagation S_f pour chaque goutte de pluie. Ils s'expriment en km^{-1} .

3.2.2.1 Atténuations spécifiques A_H et A_V

La perte d'énergie de l'onde au cours de sa propagation dans la pluie est quantifiée par les atténuations spécifiques des deux polarisations. Lorsque les nombres d'onde s'exprime en km^{-1} , (Bringi et Chandrasekar, 2001) ont montré que les atténuations spécifiques sont définies par :

$$A_{H,V}[dB.km^{-1}] = 8,686\Im_m(k_{H,V}) \quad (2.11)$$

Où \Im_m désigne la partie imaginaire du nombre complexe. Bringi et Chandrasekar (2001) ont aussi montré que lorsque la fréquence radar est supérieure à 3GHz et inférieure à 15GHz, l'atténuation spécifique est proportionnelle au moment d'ordre 4 de la DSD. De manière similaire à la réflectivité différentielle, l'atténuation différentielle spécifique est définie par :

$$A_{DP}[dB.km^{-1}] = 8,686\Im_m(k_H - k_V) = A_H - A_V \quad (2.12)$$

3.2.2.2 Phase différentielle spécifique K_{DP}

La phase différentielle spécifique K_{DP} représente la différence entre les phases des ondes rétrodiffusées polarisées horizontalement et verticalement.

D'après Bringi et Chandrasekar (2001), son expression est :

$$K_{DP}[\text{degre}.km^{-1}] = \frac{180}{\pi} Re(k_H - k_V) \quad (2.13)$$

La phase différentielle spécifique de propagation est très utile pour l'estimation du taux de pluie (Zrnić et Ryzhkov, 1996) parce qu'elle est indépendante de l'atténuation du faisceau par le milieu pluvieux et des problèmes de calibration du radar.

3.2.2.3 Phase différentielle ϕ_{DP}

Dans la pratique, c'est la phase différentielle ϕ_{DP} , phase différentielle spécifique aller-retour entre le radar et la cible située à une distance r du radar qui est mesurée. Son expression est la suivante :

$$\phi_{DP} = \delta(r) + 2 \int_0^r K_{DP}(s) ds \quad (2.14)$$

Dans cette expression, $\delta(r)$ représente la phase différentielle retrodiffusée. La difficulté dans l'exploitation de la mesure de la phase différentielle est qu'elle est affectée par le bruit du radar et influencée par la valeur de $\delta(r)$.

3.2.2.4 Le coefficient de corrélation $\rho_{HV}(0)$

Le coefficient de corrélation ρ_{hv} caractérise la corrélation entre les ondes horizontales et verticales. Sachidananda et Zrnić (1986) ont proposé son expression simplifiée sous la forme suivante :

$$\rho_{HV}(0) = \frac{S_{hh}^* S_{vv}^*}{\sqrt{\langle |S_{hh}|^2 \rangle \langle |S_{vv}|^2 \rangle}} \quad (2.15)$$

(Balakrishnan, 1990; Zmic, 1993) ont montré que la valeur de ρ_{HV} diminue si la taille et l'orientation des hydrométéores augmentent. La décorrélation entre les échos polarisés horizontalement et verticalement est significative si les particules sont grosses, de formes irrégulières, fondantes, ou si c'est un mélange de particules plutôt que des particules de même nature. De ce fait, il est utilisé dans les algorithmes de tri des hydrométéores. Le coefficient de corrélation des échos du sol a de très petites valeurs (Dafinova, 2008) ; ce qui fait qu'il est utilisé pour l'élimination de ces échos.

3.2.3 Importance de l'analyse de la DSD pour la mesure polarimétrique

Pour constituer les algorithmes d'estimation quantitative des précipitations à partir des variables polarimétriques, la mesure et l'analyse de la DSD sont d'une importance capitale. Pour ce fait, un code numérique (Mishchenko et al., 1996) est utilisé pour simuler les variables polarimétriques à partir des mesures disdrométriques. Pour ces simulations, plusieurs hypothèses sont nécessaires : le type de précipitation, le modèle d'aplatissement des gouttes s'il s'agit de pluie (c'est la relation entre le diamètre équivalent des gouttes de pluie et le rapport d'axes de leur forme aplatie), la température des hydrométéores (utile pour le calcul d'indice de réfraction complexe et le facteur diélectrique du milieu), l'angle d'élevation du radar (Zahiri et al., 2007). Par exemple, à cause du fait que Z_{DR} est lié au diamètre moyen des gouttes et que K_{DR} est non affecté par l'atténuation du faisceau, (Zrnić et Ryzhkov, 1996 ; Brandes et al., 2002) ont proposé des estimateurs empiriques du taux de pluie en lien avec ces paramètres, il s'agit des algorithmes suivants : $R(K_{DP})$, $R(Z_H, Z_{DR})$ et $R(K_{DP}, Z_{DR})$. Par ailleurs, à l'aide d'un simulateur radar, Zahiri et al. (2008) ont montré que l'algorithme profileur $R(Z, \phi_{DP})$ donne de meilleurs résultats d'estimation du taux de pluie, lorsque la relation entre l'atténuation radiale et le saut de phase différentielle intégré est bien ajustée sur les données. L'analyse de ces différents algorithmes n'est pas prévue dans cette étude.

4 Mesure de la pluie par les liens de télécommunication

La mesure de la pluie par les liens de télécommunication téléphonique est une mesure indirecte qui se base sur l'atténuation des ondes radio. En effet, Il est plus facile aujourd'hui de faire des études environnementales et la surveillance des précipitations en s'appuyant sur les réseaux radio à micro-ondes fixes qui sont installés un peu partout dans le monde entier. Dans cette section, nous avons présenté successivement l'état de la question, la méthode de calcul de

l'atténuation induite et l'importance de la modélisation des DSD pour la mesure de la pluie par des liens de télécommunication téléphonique.

4.1 Physique de l'atténuation des micro-ondes par les précipitations

La mesure de la pluie par les liens de télécommunication mobile se base sur l'atténuation du faisceau entre deux points d'accès (les poteaux). En effet, depuis les travaux de Hogg et al. (1968), Semplak et al. (1969), Crane et al. (1971) et de Olsen et al. (1978) qui ont prouvé l'efficacité de ce principe, il est possible, aujourd'hui, de faire de l'observation des systèmes précipitants en s'appuyant sur les réseaux de téléphonies mobiles qui sont installés un peu partout dans le monde entier. Dans cette section nous avons présenté le principe de l'atténuation des micro-ondes par les précipitations, la méthode de l'estimation de la pluie, ainsi que les avantages et les faiblesses de la mesure de la pluie par les liens de téléphonies mobiles.

4.2 Principe de l'atténuation des micro-ondes par les précipitations

Lorsqu'il pleut, les ondes électromagnétiques se propageant entre l'émetteur et le récepteur du lien hyperfréquence sont affectées par les gouttes de pluie. Une partie du signal électromagnétique est absorbée ou dispersée par ces gouttes et l'autre partie est transmise et réfléchi. Le récepteur détecte alors une atténuation de la puissance du signal de propagation qui a pour conséquence la brouille dans la communication. La figure 2.4 ci-dessous montre des gouttes de pluie en interaction avec des signaux électromagnétiques d'un lien hyperfréquence.

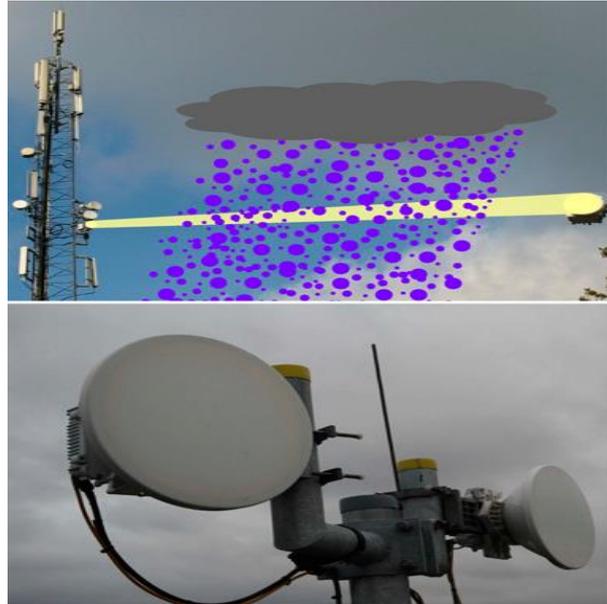


FIGURE 2.4 – Photos et emplacements des liaisons hertziennes commerciales. (En haut à gauche) Les précipitations atténuent les signaux électromagnétiques transmis par l'antenne d'une tour de communication cellulaire à l'autre. En bas, un gros plan de deux antennes. Source (wikipédia).

Plusieurs chercheurs ont suggéré l'utilisation de l'effet inverse pour estimer la pluie. Parmi eux, Atlas et al. (1977) ont proposé l'utilisation des liens de micro-ondes en lieu et place des radars coûteux. Leijnse et al. (2007) ont mené de nombreuses expériences avec des liaisons micro-ondes spécialement construites pour mesurer la précipitation et la distribution de la taille des gouttes de pluie. Récemment au Burkina Faso en Afrique de l'Ouest, (Doumounia et al., 2014, 2016, 2017) ont montré que ces transmissions contaminées par la pluie peuvent être utilisées pour restituer la pluie à partir d'un modèle Atténuation de la pluie-taux de pluie. En effet, l'interaction entre le signal électromagnétique et la goutte de pluie a été possible parce que les propriétés diélectriques de la goutte diffèrent de celles de l'air ambiant. L'ampleur de l'atténuation varie en fonction de l'intensité de la pluie. Ainsi, l'intensité de la pluie $R[mm.h^{-1}]$ et l'atténuation du signal $A[dB.km^{-1}]$ dépendant tous deux de la concentration et de la taille des gouttes de pluie, peuvent être liées. Dans le cas des micro-ondes, le taux des précipitations

liquides $R[mm.h^{-1}]$ et l'atténuation $A[dB.km^{-1}]$ peuvent être approchés par la loi de puissance (Doumounia et al., 2016) :

$$A = aR^b \quad (2.16)$$

Les constantes a et b dépendent non seulement de la forme, de la taille de la distribution des gouttes mais aussi de la température. La problématique ici est la dépendance à la forme des DSD, car selon Leijnse et al. (2007), elle ne change pas seulement d'un événement pluvieux à un autre, mais dans une même douche de pluie sur de courtes échelles dans le temps et l'espace, on peut noter une variabilité de la forme et de la taille des DSD. Il y a plusieurs ensembles de valeurs de a et b disponibles, à la fois empiriquement et théoriquement. Ils ont tous en commun b qui est proche ou égal à un dans la gamme de fréquences à partir de 25 GHz à 40 GHz. Par conséquent, la loi de puissance dans l'équation précédente est quasi-linéaire. Ceci est un fait important, car toute non-linéarité conduit à des erreurs d'intégration de la précipitation de la ligne téléphonique en raison de l'inhomogénéité de la répartition de la pluie tombée le long du chemin du lien micro-ondes (Leijnse et al., 2008).

4.3 Méthode d'estimation de l'intensité de pluie

Entre la source d'un signal (émetteur) et un point de l'espace (récepteur) situé à une distance L , la puissance du signal diminue à cause du passage des précipitations. Cette diminution appelée atténuation notée A est définie par Battan et al. (1973) comme suit :

$$\frac{P(L)}{P_0(L)} = \exp\left(-\frac{\ln(10)}{10} \int_0^L A(s) ds\right) \quad (2.17)$$

avec $A(s)$ (en $dB.km^{-1}$), l'atténuation spécifique due aux précipitations en fonction de la distance parcourue le long de la liaison s (en km). L'atténuation spécifique A est fonction de la section efficace d'extinction des gouttes de pluie (et donc du diamètre de la goutte) pour la fréquence donnée.

$$A(s) = \frac{10^{-2}}{\ln 10} \int_0^\infty Q_{ext}(D) N(D) dD \quad (2.18)$$

Où P est la puissance du signal après atténuation par la pluie. Cette atténuation intégrée au trajet est :

$$A_m = \int_0^L k(s) ds \quad (2.19)$$

$Q_{ext}(D)(mm^2)$ étant la section efficace d'extinction d'une goutte de diamètre équivalent $D(mm)$, elle dépend aussi de la température de la pluie et de la fréquence du signal. Elle est calculée en utilisant la théorie de la diffusion de Mie pour sa simplicité en faisant l'hypothèse des gouttes de formes sphériques lorsque leurs volumes sont petits (Pruppacher et al., 1997). La relation (2.18) permet de déduire les DSD connaissant l'atténuation A .

4.4 Avantages et faiblesses de cette méthode

Cette nouvelle méthode d'estimation de l'intensité des précipitations a l'avantage d'être moins coûteuse car se basant sur les liens de téléphonie existant partout dans le monde entier ; ce qui facilite les études spatiale et temporelle des précipitations à grande échelle. En outre, les précipitations estimées à partir de ces liens pourraient être utilisées pour : l'étalonnage et la validation des mesures par radar ; la validation des modèles hydrologiques ou climatiques (Rahimi et al., 2003 ; Kramer et al., 2005). À ce titre, les liens de télécommunication peuvent servir pour combler l'écart d'échelle entre les instruments traditionnellement utilisés pour mesurer les précipitations et les DSD (c'est-à-dire les radars météorologiques, Disdromètres, etc). De plus, à cause de leur caractère intégrateur, cette méthode souffre moins des erreurs d'échantillonnage et permettent d'effectuer des mesures à une résolution temporelle supérieure à celle des pluviomètres. Par contre, le mouillage des antennes (en particulier la housse de protection) sous la pluie provoque une atténuation supplémentaire pouvant entraîner une surestimation sévère de l'intensité des précipitations. En effet, la plupart des antennes des liens de télécommunication cellulaire commerciale ne sont pas protégées de la pluie, c'est pourquoi il est important d'enquêter sur l'effet de ce phénomène de mouillage et d'essayer de trouver la correction algorithmique pour cela. Le moyen le plus

facile et le plus efficace pour contourner cela est d'empêcher les antennes de devenir humide au cours des évènements pluvieux.

5 Le lidar

Cette section a pour but de décrire le principe de fonctionnement du lidar et l'importance de la modélisation des DSD pour ce dispositif. Elle a aussi permis de présenter quelques inconvénients de cette technologie.

5.1 Principe de fonctionnement du lidar

Le lidar est un système opto-électronique composé d'un émetteur laser, d'un récepteur et d'un photodétecteur qui transforme la lumière en signal électrique. Il fonctionne sur le principe de la diffusion de la lumière, et en particulier celle du faisceau laser qui se propage dans l'atmosphère. Les particules présentes sur le trajet du faisceau vont retrodiffuser cette lumière (figure 2.5). Cette retrodiffusion dépend des caractéristiques des particules rencontrées (taille, forme, nature et concentration). L'analyse de la lumière recueillie dans le télescope permet d'obtenir des informations sur la concentration et la distribution de la taille des particules en suspension. Ce principe de fonctionnement du lidar est basé sur l'écholocation (voir figure 2.6).

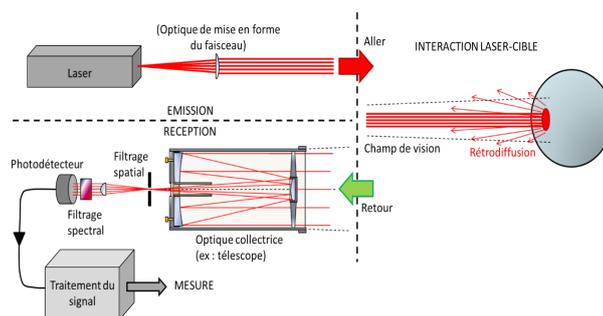


FIGURE 2.5 – Schéma de fonctionnement simplifié du lidar. Source (wikipédia)

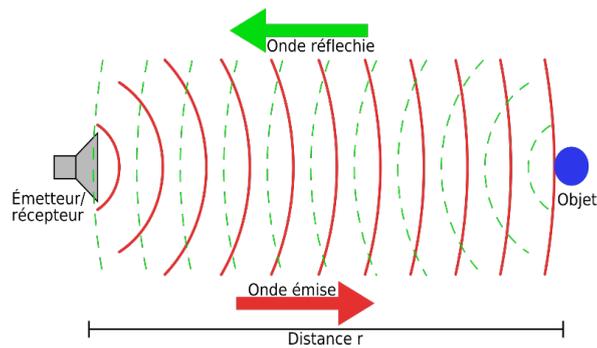


FIGURE 2.6 – Principe de l'écholocation. Source (wikipédia)

Il existe plusieurs types de lidars dont la plupart fonctionne par l'effet doppler. On les classe en deux catégories : les lidars incohérents et les lidars cohérents. Un lidar Doppler est dit cohérent lorsqu'il peut mesurer avec précision la vitesse de pluie corrigée et fournir des mesures précises du spectre de fréquences doppler comparées à celles obtenues par un lidar doppler incohérent. Ils fonctionnent à la longueur d'onde comprise entre $1,5 \mu\text{m}$ et $2 \mu\text{m}$ (Cariou et al., 2006) avec des applications pratiques comme le profilage du vent, la surveillance des nuages et des couches limites, la détection des tourbillons aux aéroports, l'efficacité de la production dans les parcs éoliens.

5.2 Détection des précipitations par les lidars et importance de la modélisation de la DSD pour la mesure lidar

Les lidars Doppler sont principalement utilisés pour observer le vent atmosphérique et les profils de précipitations dans des conditions atmosphériques standards. Ils peuvent détecter simultanément les spectres doppler des aérosols, la distribution de la taille des gouttes de pluie (DSD) et la vitesse verticale du vent. Les spectres de DSD de pluie dérivent de la relation entre la taille de la goutte de pluie et sa vitesse terminale. Lors des événements pluvieux, un lidar doppler peut observer un spectre à double pic provenant de la rétrodiffusion d'aérosols et des gouttes de pluie. La méthode de récupération est basée sur l'identification de deux spectres séparés : la vitesse verticale du vent est récupérée à partir du pic du spectre des aérosols et la vitesse terminale

des précipitations corrigée par le mouvement vertical de l'air à partir du pic du spectre de précipitation. Il est possible de récupérer des DSD à la fois par une méthode dite paramétrique et une autre dite non paramétrique pour les cas de pluie relativement légère ($1,3\text{mm.h}^{-1}$) et de forte pluie (23mm.h^{-1}). La méthode paramétrique utilise une fonction mathématique et la méthode non paramétrique calcule la déconvolution directe du spectre lidar Doppler mesuré sans passer par une fonction DSD (Aoki et al., 2016).

5.3 Avantages et inconvénients de la technologie LiDAR

La sensibilité des lidars aux particules fines leur permet de détecter les toutes petites gouttes de pluie. Le rapport des données valides issues de la technologie lidar diminue significativement dans les pluies légères car il est extrêmement difficile de séparer les pics de pluie et d'aérosol dans le spectre Doppler (Lottman et al., 2001). Par ailleurs, les données lidar sont fortement perturbées par des bruits venant de l'électronique du préamplificateur, du tir de détection de photons et autres. Ces bruits peuvent être modélisés comme des bruits gaussien blancs indépendants du signal (Gagliardi et Karp, 1995). Contrairement au radar, le bruit dans le récepteur lidar n'est pas un bruit additif stationnaire mais une fonction du signal reçu, ce qui complique l'analyse des performances du récepteur (Gagliardi et Karp, 1995).

6 Lessivage atmosphérique

6.1 Importance du lessivage atmosphérique

Les particules atmosphériques dont les plus importantes sont les particules d'aérosols (particules en suspension dont la taille varie entre $0,01\ \mu\text{m}$ et $10\ \mu\text{m}$) contribuent à la formation des nuages. Le lessivage de l'atmosphère est l'ensemble des phénomènes physiques responsables de la capture de ces particules par les hydrométéores (pluie, neige, bruine, grêle, brouillard), conduisant ainsi à une diminution de leur concentration dans l'atmosphère et

à une contamination du sol (Laakso et al., 2003). Ces particules agissent sur la chimie de l'atmosphère et participent à la formation des gouttes de nuages et influencent la capacité oxydante de l'atmosphère. Elles sont transportées le long des courants atmosphériques, jusqu'au moment où elles retombent au sol ou en mer. Elles servent aussi de noyaux de nucléation pour la formation des nuages ou sont collectées par ces derniers. En cas de rejets de polluants ou de radionucléides dans l'atmosphère, l'estimation du lessivage par les précipitations est une donnée essentielle pour évaluer la contamination de la biosphère.

6.2 Dépôt humide de l'aérosol atmosphérique

Le dépôt humide de l'aérosol se décompose en deux types de processus : le rabattement sous le nuage et le rabattement dans le nuage.

6.2.1 Le rabattement sous le nuage

Le rabattement sous le nuage est le plus souvent désigné sous le terme anglais " below-cloud scavenging " ou lessivage. Le terme anglais de " washout " est aussi employé. Ce phénomène correspond au cas où les particules d'aérosol sont capturées par les gouttes de pluie lors de leur chute durant des événements pluvieux (Depuydt, 2013). Lors de la chute de neige, le terme de " snowout " est utilisé, mais le principe physique mis en jeu dans les deux cas est similaire.

6.2.2 Le rabattement dans le nuage

Le rabattement dans le nuage est souvent désigné sous le terme anglais "in-cloud scavenging" ou lavage. La formation des gouttelettes de nuage se fait donc par nucléation hétérogène (Depuydt, 2013). En présence de particules d'aérosol dans l'atmosphère, la vapeur d'eau va se condenser sur la surface de ces particules et entraîner leur capture au sein de la gouttelette formée. Les particules qui servent ainsi de support de formation aux gouttelettes d'eau sont désignées sous le terme de "noyaux de condensation". La gouttelette initiée par nucléation hétérogène va ensuite continuer à grossir par condensation de vapeur d'eau puis par coalescence, ce qui entraîne le grossissement des gouttelettes

jusqu'à un diamètre critique où elles vont chuter sous forme de précipitations. C'est par ce biais que les noyaux de condensation sont transférés de l'atmosphère à d'autres matrices de l'environnement.

6.2.3 Le lessivage et la distribution des gouttes

Lors de sa chute, une goutte d'eau de diamètre D_i balaie par unité de temps un volume d'air V_{air} . Ce volume dépend de son diamètre et de sa vitesse terminale de chute $V(D_i)$ (Slinn et al., 1977) :

$$V_{air} = \frac{\pi D_i^2 V(D_i)}{4} \quad (2.20)$$

On suppose, en première approximation, que toute particule présente dans ce volume d'air peut être capturée par la goutte. Mais, dans la réalité le volume de collection V_{col} est aussi dépendant du diamètre D_a des particules d'aérosol atmosphérique et de leur vitesse verticale $v(D_a)$. Ainsi toute particule d'aérosol de diamètre D_a dont le centre est à l'intérieur d'un cylindre de diamètre $D_i + D_a$ peut être collectée par la goutte de diamètre D_i . L'expression de V_{col} au regard de celle de V_{air} , devient donc (Depuydt, 2013) :

$$V_{air} = \frac{\pi (D_i + D_a)^2 [V(D_i) - V(D_a)]}{4} \quad (2.21)$$

Cette approche est relativement simpliste, car la chute des gouttes d'eau dans l'air induit une divergence des lignes de courant autour de la goutte. Les forces qui en résultent perturbent la dynamique des particules d'aérosol à proximité, rendant particulièrement complexe la description microphysique des mécanismes de collecte des particules d'aérosol par les gouttes de pluie. Ces mécanismes sont ainsi dépendants du diamètre D_g des gouttes de pluie, du diamètre D_a des aérosols et exprimés sous la forme d'efficacité de collecte E . Cette efficacité de collecte traduit la fraction de particules d'aérosol présentes dans le volume V_{col} qui va être réellement capturée par la goutte. Sa valeur est ainsi toujours inférieure à 1. En considérant une distribution dimensionnelle des particules d'aérosol $N(D_a)$ et une distribution dimensionnelle des gouttes

$N(D_i)$, le taux de collection T_{col} des particules d'aérosol par les gouttes de pluie est exprimé (Depuydt, 2013) comme :

$$T_{col} = \int \int V_{col} E(D_i, D_a) N(D_a) N(D_i) dD_i dD_a \quad (2.22)$$

Ainsi, la modélisation des DSD est une étape essentielle pour analyser le mécanisme du lessivage des particules atmosphériques par la pluie.

6.2.4 Conclusion

La modélisation des DSD est d'une importance capitale pour plusieurs applications dans divers domaines. Dans ce chapitre, nous en avons montré différentes applications dans maints domaines notamment pour les radars conventionnel et polarimétrique, la mesure des précipitations par les liens de télécommunication téléphonique, la mesure par lidar et le lessivage atmosphérique.

Pour le radar conventionnel, on déduit le taux de pluie (qui est une grandeur dépendant de la concentration et de la taille des gouttes de pluie) au travers d'une relation Z - R tandis qu'avec le radar polarimétrique, la modélisation des DSD permet la constitution des algorithmes d'estimation quantitative des précipitations à partir des variables polarimétriques. De même, avec les liens de télécommunication téléphonique, on peut convertir l'atténuation A du signal électromagnétique émis en taux de pluie à partir d'une relation A - R. En outre, la modélisation des DSD facilite l'estimation de la pluie par le lidar en contribuant à séparer le pic des aérosols de celui des DSD. Dans ce chapitre enfin, nous avons prouvé que la modélisation des DSD est une étape essentielle pour analyser le mécanisme du lessivage des particules atmosphériques par la pluie.

COMPARAISON DES FONCTIONS $N(D)$ ET $R(D)$, ET DES MODELES DE DSD GAMMA ET LOGNORMAL

1 Introduction

La fonction $N(D)$ est la plus utilisée pour la modélisation des DSD. Récemment, Kougbéagédé (2016) a proposé la fonction $R(D)$ pour la modélisation des DSD. Il a paramétrisé cette fonction par le taux de pluie en utilisant la méthode de paramétrisation proposée par Sauvageot et Lacaux (1995). Néanmoins, il n'a pas procédé à la comparaison des fonctions $R(D)$ et $N(D)$. Par ailleurs, certains auteurs Nzeukou et al. (2004) et Ochou et al. (2007) ont estimé que le modèle de DSD lognormal est plus adapté aux DSD de pluies de l'Afrique de l'Ouest que le modèle de DSD gamma. Ainsi, ce chapitre est consacré à la comparaison des fonctions $N(D)$ et $R(D)$, d'une part, et à celle des modèles de DSD gamma et lognormal, d'autre part. A cet effet, l'efficacité de la modélisation des DSD par chacune des fonctions et par chacun des modèles est évaluée, en comparant les moments estimés avec les moments mesurés, en utilisant quelques critères statistiques.

Il existe deux méthodes de paramétrisation des DSD par le taux de pluie : l'approche de Sempere Torres et al. (1994) appelée loi d'échelle et celle de Sauvageot et Lacaux (1995) qu'on a intitulée méthode des spectres moyens. La méthode de paramétrisation proposée par Sauvageot et Lacaux (1995) est utilisée pour être en phase avec Kougbéagédé (2016), Nzeukou et al. (2004) et Ochou et al. (2007). Les données utilisées sont celles présentées dans le tableau 2.1 du chapitre 2. Ces données sont divisées en deux : DATA A, constitué de

6175 spectres et DATA B constitué de 5472 spectres. DATA A est utilisé pour la modélisation alors que DATA B a servi pour la validation.

Dans la section 2, nous avons décrit la méthode paramétrisation utilisée, la section 3 est consacrée aux résultats et leurs analyses, enfin nous avons fait une conclusion sur ce chapitre.

2 Paramétrisation des DSD par le taux de pluie

Les DSD sont analysées, séparément, avec les deux fonctions $N(D)$ et $R(D)$ définies dans l'introduction de cette thèse par les relations (1) et (3). Chacune des fonctions est modélisée, séparément, avec les modèles de DSD gamma et lognormal.

2.1 Analyse des DSD avec la fonction $N(D)$

2.1.1 Définition de la fonction $N(D)$

Pour rappel, la fonction $N(D)$ se définit par spectre de durée T donnée et représente le nombre de gouttes de pluie par unité de volume et par intervalle de diamètres. Son expression est donnée par la relation (1)

2.1.2 Expression de quelques variables définies avec la fonction $N(D)$

♣ Le moment d'ordre n de la distribution

Le moment statistique d'ordre n de la DSD de pluie est noté M_n . Il est calculé pour chaque spectre en tenant compte de la contribution apportée par chaque diamètre. A partir des mesures, il se calcule avec l'expression suivante :

$$M_n = \sum_i D_i^n N(D_i) \Delta D_i \quad (3.1)$$

Lorsqu'on fait l'hypothèse d'un modèle théorique pour la DSD, le moment d'ordre n se calcule avec l'expression suivante :

$$M_n = \int_0^{+\infty} D^n N(D) dD \quad (3.2)$$

♣ Le nombre total de gouttes par unité de volume

Dans un spectre, le nombre total de gouttes par unité de volume noté N_T , dont l'unité est $[m^{-3}]$, est égal au moment d'ordre zéro de la DSD.

♣ La taille moyenne des gouttes

Dans un spectre, la taille moyenne des gouttes peut être caractérisée par différents paramètres. Nous donnons trois exemples parmi les plus utilisés :

◇ Le diamètre moyen (arithmétique) $D_a[\text{mm}]$:

$$D_a = \frac{M_1}{M_0} \quad (3.3)$$

◇ Le diamètre moyen (géométrique) $D_g[\text{mm}]$:

$$D_g = \frac{M_1}{M_0} \sqrt{\frac{M_1^2}{M_0 M_2}} \quad (3.4)$$

◇ Le diamètre volumique moyen $D_m[\text{mm}]$:

$$D_m = \frac{M_4}{M_3} \quad (3.5)$$

♣ L'intensité de pluie R_T

L'intensité (ou le taux) de pluie est la lame d'eau précipitée par unité de temps. Une lame d'eau de 1mm représente un litre d'eau précipitée sur une surface de $1m^2$. Dans un spectre de DSD, l'intensité de pluie est donc le volume d'eau tombée en une minute divisée par la section de capture du disdromètre. Soit :

$$R_T = \frac{6\pi 10^{-4}}{ST} \sum_i D_i^3 N_i \quad (3.6)$$

Cette grandeur est en $[mm.h^{-1}]$. En tenant compte de la relation (1), on obtient :

$$R_T = 6\pi 10^{-4} \sum_i D_i^3 V_t(D_i) N(D_i) \Delta D_i \quad (3.7)$$

Avec un modèle de DSD, le taux de pluie est calculé avec l'expression (2.4) du chapitre 2 : Si l'on suppose que la vitesse de chute obéit à la loi proposée par Atlas et Ulbrich (1977) alors, $R_T = C_R M_{3.67}$ avec $C_R = 22,68 \cdot 10^{-4}$. Ainsi, le taux de pluie est proportionnel au moment d'ordre 3,67 de la fonction $N(D)$.

♣ Le facteur de réflectivité radar Z

Dans l'approximation de Rayleigh où le diamètre des particules diffusantes est très petit par rapport à la longueur d'onde du radar, le facteur de réflectivité radar Z , communément appelé la réflectivité radar, d'un spectre est le moment d'ordre 6 de la fonction $N(D)$:

$$Z = \sum_i D_i^6 N(D_i) \Delta D_i \quad (3.8)$$

Cette approximation est considérée comme valable pour la pluie et aux fréquences utilisées habituellement par les radars météorologiques opérationnels (3 ou 5GHz). La réflectivité Z s'exprime en $[mm^6m^{-3}]$. Pour des raisons de commodité elle est aussi souvent exprimée en dBZ : $Z[dBZ] = 10\log(Z[mm^6m^{-3}])$

♣ Le contenu en eau liquide W

Utilisé pour l'étude des mécanismes microphysiques de précipitation, le contenu en eau liquide est par définition la masse d'eau liquide dans une unité de volume d'air. Dans un spectre de DSD le contenu en eau liquide est proportionnel au moment d'ordre 3 de la fonction $N(D)$ (Moumouni, 2009).

$$W = \frac{\pi 10^{-3}}{6} \sum_i D_i^3 N(D_i) \Delta D_i \quad (3.9)$$

Il s'exprime en $[g.m^{-3}]$

2.1.3 Ajustement du modèle de DSD gamma sur la fonction $N(D)$

Le modèle de DSD gamma est le plus utilisé dans la littérature. Il existe plusieurs expressions de modèle. L'une d'elles dont les paramètres ont des significations physiques claires est la suivante :

$$N(D) = N_T \frac{(\mu + 1)^{\mu+1}}{D_a \Gamma(\mu + 1)} \left(\frac{D}{D_a}\right)^\mu \exp\left[-(\mu + 1)\frac{D}{D_a}\right] \quad (3.10)$$

Les paramètres de ce modèle sont : N_T (le nombre total de gouttes par unité de volume noté), D_a (le diamètre moyen (arithmétique)) et μ (le paramètre de

forme). Lorsqu'on introduit l'expression (3.10) dans la relation (3.2), on obtient l'expression du moment théorique du modèle de DSD gamma suivante :

$$M_n = \frac{N_T}{\Gamma(\mu + 1)} \left(\frac{D_a}{\mu + 1} \right)^n \Gamma(\mu + n + 1) \quad (3.11)$$

Ajuster ce modèle sur la fonction $N(D)$ revient à estimer les paramètres du modèle. Il existe plusieurs méthodes pour estimer les paramètres d'un modèle : la méthode du maximum de vraisemblance, la méthode des moments ou la méthode des moindres carrés. Pour ajuster ce modèle avec la fonction $N(D)$, nous avons utilisé la méthode des moments. Ainsi, les paramètres sont estimés par les relations suivantes :

$$N_T = M_0; \quad D_a = \frac{M_1}{M_0}; \quad \mu = \frac{M_0 M_2 - 2M_1^2}{M_1^2 - M_0 M_2} \quad (3.12)$$

2.1.4 Ajustement du modèle de DSD lognormal sur la fonction $N(D)$

Proposé pour la première fois par Feingold et Levin (1986), le modèle lognormal est aussi utilisé par (Sauvageot et Lacaux, 1995; Nzeukou et al., 2004; A.D. Ochou et al., 2007) pour décrire la DSD des pluies de l'Afrique de l'Ouest. L'expression de ce modèle est suivante :

$$N(D) = \frac{N_T}{\sqrt{2\pi} D \ln \sigma} \exp\left[-\frac{\ln^2\left(\frac{D}{D_g}\right)}{2 \ln^2 \sigma}\right] \quad (3.13)$$

Les paramètres de ce modèle sont : N_T (le nombre total de gouttes par unité de volume), D_g (le diamètre moyen (géométrique)) et μ (le paramètre de forme). Lorsqu'on introduit l'expression (3.13) dans la relation (3.2), on obtient l'expression du moment théorique du modèle de DSD lognormal suivante :

$$M_n = N_T D_g^n \exp(0,5n^2 \ln^2 \sigma) \quad (3.14)$$

Pour ajuster ce modèle sur la fonction $N(D)$, nous avons utilisé la méthode des moments. Ainsi, les paramètres sont estimés par les relations suivantes :

$$N_T = M_0; \quad D_g = \frac{M_1}{M_0} \sqrt{\frac{M_1^2}{M_0 M_2}}; \quad \sigma = \exp\left[-\ln\left(\frac{M_1^2}{M_0 M_2}\right)\right] \quad (3.15)$$

2.1.5 Relations entre les paramètres des modèles lognormal et gamma de $N(D)$

En considérant les expressions des diamètres moyens (arithmétique et géométrique) on obtient les deux relations suivantes :

$$\left(\frac{D_g}{D_a}\right)^2 = \frac{\mu + 2}{\mu + 1} \quad (3.16)$$

$$\left(\frac{D_g}{D_a}\right)^2 = \exp(-\ln^2 \sigma) \quad (3.17)$$

L'égalité de ces deux relations permet d'obtenir le lien entre les paramètres de forme des deux modèles :

$$\sigma = \exp\left(\sqrt{\ln\left(\frac{\mu + 2}{\mu + 1}\right)}\right) \quad (3.18)$$

Ces relations montrent qu'en théorie ces deux modèles s'équivalent. Ce que nous avons vérifié avec les données.

2.2 Analyse des DSD avec les fonctions $R(D)$

2.2.1 Définition de la fonction $R(D)$

Proposée par Kougbéagbédé et al. (2017), la fonction $R(D)$ qui représente l'intensité de pluie par classe de diamètre est définie par la relation (3) de l'introduction générale.

2.2.2 Expression de quelques variables définies avec la fonction $R(D)$

♣ Le moment d'ordre n de la distribution

Le moment statistique d'ordre n de la DSD de pluie, écrit avec la fonction $R(D)$, est noté m_n . Il est calculé pour chaque spectre en tenant compte de la contribution apportée par chaque diamètre. A partir des mesures, il se calcule avec l'expression suivante :

$$m_n = \sum_i D_i^n R(D_i) \Delta D_i \quad (3.19)$$

Lorsqu'on fait l'hypothèse d'un modèle pour la DSD, le moment d'ordre n se calcule avec l'expression suivante :

$$m_n = \int_0^{+\infty} D^n R(D) dD \quad (3.20)$$

♣ La taille moyenne des gouttes

Dans un spectre, la taille moyenne des gouttes peut être caractérisée par différents diamètres. Nous donnons deux exemples utiles pour cette étude que sont :

- Le diamètre moyen (arithmétique) : $D'_a[mm] = \frac{m_1}{m_0}$

- Le diamètre moyen (géométrique) : $D'_g[mm] = \frac{m_1}{m_0} \sqrt{\frac{m_1^2}{m_0 m_2}}$

♣ L'intensité de pluie R_T

Lorsqu'on combine les expressions (3) et (3.6), on obtient l'expression du taux de pluie en fonction de $R(D)$. Soit :

$$R_T = \sum_i R(D_i) \Delta D_i \quad (3.21)$$

Donc le taux de pluie est le moment d'ordre zéro de la fonction $R(D)$.

♣ Le facteur de réflectivité radar Z

Quand on combine les expressions (3) et (3.8), on obtient l'expression du facteur de réflectivité radar dans l'approximation de Rayleigh en fonction de $R(D)$. Soit :

$$Z = \frac{10^4}{6\pi} \sum_i \frac{D_i^3 R(D_i)}{V_t(D_i)} \Delta D_i \quad (3.22)$$

Quand on considère l'expression (2) de la vitesse de chute proposée par Atlas et Ulbrich (1977), on constate que la réflectivité radar est proportionnelle au moment d'ordre 2,33 de la fonction $R(D)$.

♣ Le contenu en eau liquide W

Lorsqu'on combine les expressions (3) et (3.9), on obtient l'expression du contenu en eau liquide :

$$W = \frac{10}{36} \sum_i \frac{R(D_i)}{V_t(D_i)} \Delta D_i \quad (3.23)$$

Quand on considère l'expression de la vitesse de chute (2) proposée par Atlas et Ulbrich (1977), on constate que le contenu en eau est proportionnel au moment d'ordre -0,67 de la fonction $R(D)$.

2.2.3 Ajustement du modèle de DSD gamma sur la fonction R(D)

Si l'on suppose que la fonction R(D) est de forme gamma, on peut proposer un modèle de DSD gamma comme dans le cas de la fonction N(D). Ainsi, un modèle dont les paramètres ont des significations physiques pertinentes est la suivante :

$$R(D) = R_T \frac{(\mu' + 1)^{\mu'+1}}{D'_a \Gamma(\mu' + 1)} \left(\frac{D}{D'_a}\right)^{\mu'} \exp\left[-(\mu' + 1) \frac{D}{D'_a}\right] \quad (3.24)$$

Les paramètres de ce modèle sont : R_T (le taux de pluie de chaque spectre), D'_a (le diamètre moyen (arithmétique)) et μ' (le paramètre de forme). Lorsqu'on introduit la relation (3.24) dans la relation (3.20), on obtient l'expression du moment théorique du modèle de DSD gamma de la fonction R(D).

$$M_n = \frac{R_T}{\Gamma(\mu' + 1)} \left(\frac{D'_a}{\mu' + 1}\right)^n \Gamma(\mu' + n + 1) \quad (3.25)$$

Comme dans le cas de la fonction N(D), nous avons utilisé la méthode des moments pour ajuster ce modèle sur la fonction R(D). Ainsi, les paramètres du modèle sont estimés par les relations suivantes :

$$R_T = M_0; \quad D'_a = \frac{m_1}{m_0}; \quad \mu' = \frac{m_0 m_2 - 2m_1^2}{m_1^2 - m_0 m_2} \quad (3.26)$$

2.2.4 Ajustement du modèle de DSD lognormal sur la fonction R(D)

Comme dans le cas de la fonction N(D), l'expression du modèle de DSD lognormal de la fonction R(D) est écrite sous la forme suivante :

$$R(D) = \frac{R_T}{\sqrt{2\pi} D \ln \sigma'} \exp\left[-\left(\frac{\ln^2\left(\frac{D}{D'_g}\right)}{2 \ln^2 \sigma'}\right)\right] \quad (3.27)$$

Les paramètres de ce modèle sont : R_T (le taux de pluie), D'_g (le diamètre moyen (géométrique)) et μ' (le paramètre de forme). Lorsqu'on introduit la relation (3.27) dans la relation (3.20), on obtient l'expression du moment théorique du modèle de DSD lognormal de la fonction R(D)

$$M_n = R_T D'_g{}^n \exp(0,5n^2 \ln^2 \sigma') \quad (3.28)$$

Pour ajuster ce modèle sur la fonction $R(D)$, nous avons utilisé la méthode des moments. Ainsi, les paramètres sont estimés par les relations suivantes :

$$R_T = m_0; \quad D'_g = \frac{m_1}{m_0} \sqrt{\frac{m_1^2}{m_0 m_2}} \text{ et } \sigma' = \exp\left[-\ln\left(\frac{m_1^2}{m_0 m_2}\right)\right] \quad (3.29)$$

2.2.5 Relations entre les paramètres des modèles lognormal et gamma de $R(D)$

Comme dans le cas de la fonction $N(D)$, en combinant les expressions des diamètres moyens (arithmétique (3.28) et géométrique (3.31)), on obtient les deux relations

$$\left(\frac{D'_g}{D'_a}\right)^2 = \frac{\mu' + 2}{\mu' + 1} \quad (3.30)$$

$$\left(\frac{D'_g}{D'_a}\right)^2 = \exp(-\ln^2 \sigma') \quad (3.31)$$

L'égalité de ces deux relations permet d'obtenir le lien entre les paramètres de forme des deux modèles :

$$\sigma' = \exp\left(\sqrt{\ln\left(\frac{\mu' + 2}{\mu' + 1}\right)}\right) \quad (3.32)$$

Ces relations, comme dans le cas de la fonction $N(D)$, montrent qu'en théorie ces deux modèles (gamma et lognormal) s'équivalent. Ce qu'on a vérifié avec les données.

2.2.6 Mise en oeuvre de la méthode des spectres moyens

Proposée par Sauvageot et Lacaux (1995), la méthode des spectres moyens consiste à faire un lissage des spectres par classe d'intensité. Ce lissage consiste à calculer la moyenne des spectres - sous la forme d'une des fonctions $N(D)$ ou $R(D)$ - et la considérer comme la forme dominante dans la classe d'intensité. On procède ainsi, successivement :

- créer un certain nombre de classes de taux de pluie (dans cette étude, huit classes sont créées) ;
- pour chaque fonction, grouper les spectres mesurés par classe d'intensité ;
- calculer l'intensité moyenne dans chaque classe d'intensité ;

-
- calculer la moyenne des spectres, pour chacune des fonctions, dans chaque classe d'intensité ;
 - pour chacune des fonctions, ajuster, séparément, les modèles de DSD gamma et lognormal sur les spectres moyens, en estimant les paramètres de ces modèles (dans cette étude la méthode des moments est utilisée) ;
 - établir de manière empirique la relation entre les paramètres des modèles et le taux de pluie et comparer les moments estimés avec les moments mesurés.

2.3 Critères statistiques de validation

Pour valider les modèles, nous avons vérifié leur capacité à restituer, spectre à spectre, les moments de la distribution en calculant certains critères statistiques notamment le coefficient de corrélation (ρ), les critères d'efficience Nash et KGE et l'erreur relative moyenne (MRE). Ces quatre critères choisis sont définis comme suit :

- **Le coefficient de corrélation linéaire de Pearson**

$$\rho = \frac{E[(Y^{obs} - E[Y^{obs}])(E[(Y^{est} - E[Y^{est}]])]}{\sigma_{obs}\sigma_{est}} \quad (3.33)$$

- **Le coefficient d'efficience Nash (Nash et Sutchiffe, 1970)**

$$Nash = 1 - \frac{E[(Y^{est} - Y^{obs})^2]}{(E[(Y^{obs} - E[Y^{obs}])^2]} \quad (3.34)$$

- **Le coefficient de l'efficience KGE de Kling-Gupta (Gupta et al., 2009)**

$$KGE = 1 - \sqrt{(\rho - 1)^2 + \left(\frac{\sigma_{est}}{\sigma_{obs}} - 1\right)^2 + \left(\frac{E[Y^{est}]}{E[Y^{obs}]} - 1\right)^2} \quad (3.35)$$

- **L'erreur relative moyenne**

$$MRE = E\left[\frac{Y^{est} - Y^{obs}}{Y^{obs}}\right] \quad (3.36)$$

où, Y^{obs} est la grandeur observée ou calculée directement à partir des observations, et Y^{est} la grandeur estimée à partir d'une formule proposée, $E[Y^{obs}]$, $E[Y^{est}]$ leurs moyennes et σ_{obs} et σ_{est} sont leurs écart-types.

3 Résultats et analyses

3.1 Paramétrisation de la fonction $N(D)$ par le taux de pluie

3.1.1 Modélisation

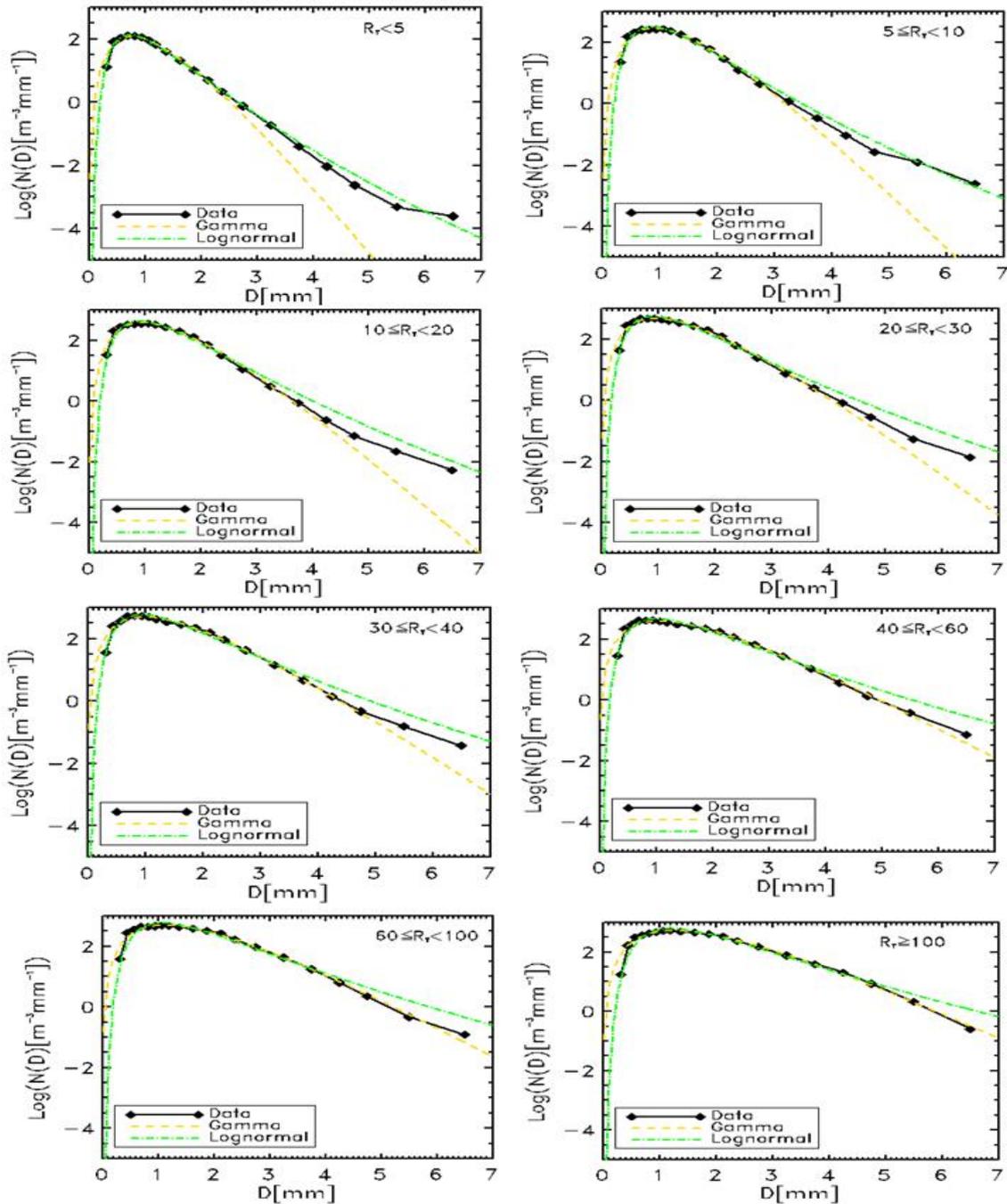


FIGURE 3.1 – DSD moyennes des huit classes de taux pluie ajustées par les modèles gamma et lognormal de la fonction $N(D)$ utilisant les données de l'échantillon DATA A

La figure 3.1 montre des spectres moyens de DSD par classe de taux de pluie de l'échantillon DATA A ajustée par les modèles gamma et lognormal de la fonction $N(D)$. La méthode utilisée est celle proposée par Sauvageot et Lacaux (1995). On constate donc que les spectres moyens de la fonction $N(D)$ sont modélisés de manière satisfaisante par chacun des deux modèles gamma et lognormal ($\rho \simeq 1$ et $Nash \simeq 1$). Les relations établies entre les paramètres de chacun des deux modèles et le taux de pluie sont présentées dans le tableau 3.3. Les valeurs des paramètres des modèles (gamma et lognormal) ajustés sur les spectres moyens sont présentés dans les tableaux 3.1 et 3.2. Le coefficient de corrélation et le critère d'efficacité Nash calculés entre les spectres moyens et les modèles, sont affichés pour chaque classe d'intensité. Ces critères sont inscrits dans les mêmes tableaux 3.1 et 3.2.

TABLEAU 3.1 – Nombre de spectres et le taux de pluie par classe de taux de pluie; les valeurs des paramètres des modèles (gamma et lognormal) ajustés sur les spectres moyens de la fonction $N(D)$

Classe de taux de pluie	$R_T < 5$	$5 \leq R_T < 10$	$10 \leq R_T < 20$	$20 \leq R_T < 30$
Nombre de spectres	4589	573	428	228
Taux de pluie moyen	1,442	6,972	14,300	24,300
Fonction $N(D)$ - Modèle gamma				
$N_T[m^{-3}]$	110,86	309,412	466,998	630,984
$D_a[mm]$	0,936	1,099	1,187	1,229
μ	4,242	4,316	3,977	3,382
ρ	0,991	0,994	0,991	0,988
Nash	0,978	0,987	0,981	0,976
Fonction $N(D)$ - Modèle lognormal				
$N_T[m^{-3}]$	110,86	309,412	466,998	630,984
$D_g[mm]$	0,858	1,009	1,083	1,109
σ	1,519	1,515	1,534	1,574
ρ	0,996	0,982	0,975	0,978
Nash	0,992	0,954	0,930	0,941

TABLEAU 3.2 – Nombre de spectres et le taux de pluie moyen par classe de taux de pluie ; les valeurs des paramètres des modèles (gamma et lognormal) ajustés sur les spectres moyens de la fonction N(D)

Classe de pluie	$30 \leq R_T < 40$	$40 \leq R_T < 60$	$60 \leq R_T < 100$	$R_T \geq 100$
Nombre de spectres	124	122	78	33
Taux de pluie moyen	34,370	48,691	72,232	132,223
Fonction N(D) - Modèle gamma				
$N_T [m^{-3}]$	711,805	650,429	846,122	994,029
$D_a [mm]$	1,285	1,422	1,493	1,679
μ	3,084	2,703	2,873	2,886
ρ	0,985	0,980	0,985	0,994
Nash	0,966	0,957	0,969	0,986
Fonction N(D) - Modèle lognormal				
$N_T [m^{-3}]$	110,86	309,412	466,998	630,984
$D_g [mm]$	1,151	1,262	1,331	1,418
σ	1,597	1,631	1,615	1,614
ρ	0,986	0,970	0,958	0,976
Nash	0,967	0,924	0,881	0,932

TABLEAU 3.3 – Fonction N(D) : Relations entre les paramètres N_T , D_a , μ , D_g et σ des deux modèles gamma et lognormal et le taux de pluie R_T

Fonction N(D) - modèle gamma			
	Relations	ρ	Nash
4.37	$N_T = 112,86 R_T^{0,465}$	0,965	0,907
4.38	$D_a = 0,862 R_T^{0,126}$	0,980	0,957
4.39	$\mu = 4,834 R_T^{-0,116}$	0,872	0,758
Fonction N(D) - modèle lognormal			
4.40	$N_T = 112,86 R_T^{0,465}$	0,965	0,907
4.41	$D_g = 0,798 R_T^{0,118}$	0,976	0,951
4.42	$\sigma = 1,488 R_T^{0,018}$	0,882	0,778

La figure 3.2 décrit le lien entre les paramètres des modèles (gamma et lognormal) et le taux de pluie.

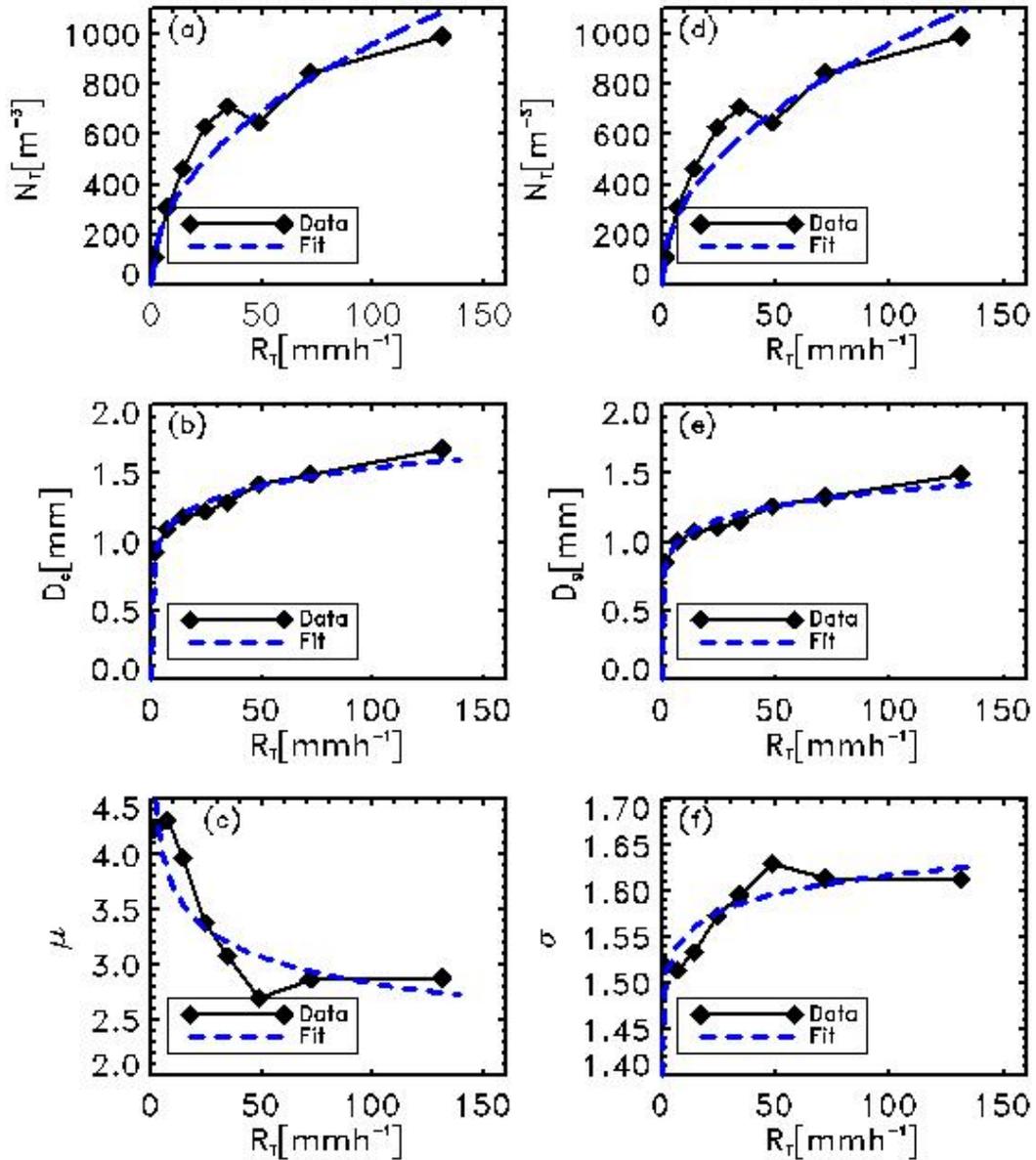


FIGURE 3.2 – Tendence des paramètres des modèles gamma et lognormal en fonction du taux de pluie utilisant les données de l'échantillon DATA A. (a), (b) et (c) représentent respectivement les paramètres N_T , D_a et μ du modèle gamma. (d), (e) et (f) représentent respectivement les paramètres N_T , D_g et σ du modèle lognormal. NB : (a) et (d) sont identiques.

On constate que le nombre total de gouttes par unité de volume (N_T) et les diamètres caractéristiques de la taille moyenne des gouttes (D_a et D_g) croissent en fonction du taux de pluie (R_T). De toute évidence, l'augmentation du taux de pluie est justifiée par l'accroissement conjointe du nombre de gouttes et de la taille des gouttes. Les relations obtenues sont en accord avec celles

établies par d'autres auteurs : Nzeukou et al. (2004) et Ochou et al. (2007) en Afrique de l'Ouest ; et de Tenorio et al. (2012) au Brésil. Le paramètre de forme μ du modèle gamma décroît en fonction de R_T (figure 3.2 et tableau 3.3). Les spectres des faibles intensités sont donc plus aigus que les spectres des fortes intensités. Ainsi, le paramètre de pente $\Lambda = \frac{\mu+1}{D_a}$ décroît aussi en fonction de R_T (puisque D_a croît en fonction de R_T). Par conséquent le paramètre de forme μ croît en fonction du paramètre de pente Λ . Ce résultat est en accord avec ceux de : Marshall et Palmer (1948), Willis (1984) et de Cerro et al. (1997) qui ont montré que Λ décroît aussi en fonction de R_T . (Brandes et al., 2003 ; Zhang et al., 2003 et Vivekanandan et al., 2004) quant à eux ont montré que μ croît en fonction de Λ . Néanmoins, ce résultat est en désaccord avec celui de Nzeukou et al. (2004) qui ont montré que μ et Λ croissent en fonction du taux de pluie. Le paramètre de forme σ du modèle lognormal croît en fonction de R_T (figure 3.2 et tableau 3.3). Ce résultat est en accord avec celui de Ricardo et al. (2010), mais en désaccord avec ceux de Nzeukou et al. (2004) et de Ochou et al. (2007). Le tableau 3.4 montre quelques relations établies par ces différents auteurs.

TABLEAU 3.4 – Fonction N(D) : Quelques relations établies entre les paramètres des modèles gamma et lognormal et le taux de pluie établies par certains auteurs dans différentes régions

Relation	Région d'étude	Auteurs
$N_T = 391,1R_T^{0,27}$	Canada	Marshall et Palmer (1948)
$\Lambda = 4,1R_T^{-0,21}$	Canada	Marshall et Palmer (1948)
$\Lambda = 2,01R_T^{-0,26}$	Dakar (Sénégal)	Nzeukou et al. (2004)
$N_T = 221R_T^{0,61}$	Brésil	Tenorio et al. (2012)
$\sigma = 1,47R_T^{0,01}$	Brésil	Tenorio et al. (2010)
$D_g = 1,58R_T^{0,009}$	Brésil	Tenorio et al. (2010)
$D_g = 1,58R_T^{0,009}$	Floride (USA)	Vivekananda et al. (2004)
$N_T = 78R_T^{0,44}$	Afrique de l'Ouest	Ochou et al. (2007)
$D_g = 1,01R_T^{0,16}$	Afrique de l'Ouest	Ochou et al. (2007)

3.1.2 Validation de la modélisation

L'échantillon DATA B constitué de 5472 spectres est utilisé pour la validation de la modélisation. On a fait une comparaison, spectre à spectre,

entre les moments mesurés et les moments estimés (par le modèle), en utilisant les critères statistiques définis dans la section précédente. Pour calculer les moments estimés de la fonction $N(D)$, nous avons considéré le cas de chaque modèle :

Avec le modèle gamma, on considère l'expression du moment d'ordre n définie par la relation (3.8). Dans cette expression, les paramètres N_T , D_a et μ sont remplacés par leurs relations en fonction de R_T (tableau 3.3). On a ainsi une expression des moments d'ordre n fonction du taux de pluie uniquement.

Avec le modèle lognormal, on considère l'expression du moment d'ordre n définie par la relation (3.11). Dans cette expression, les paramètres N_T , D_g et σ sont remplacés par leurs relations en fonction de R_T (tableau 3.3). On a ainsi une expression des moments d'ordre n fonction du taux de pluie uniquement. Ainsi, pour le calcul des moments estimés d'ordre n , la seule variable d'entrée est le taux de pluie. Les comparaisons sont faites pour les moments utiles dont les ordres sont compris entre 1 et 6. Les résultats pour les quatre critères sont présentés à la figure 3.3.

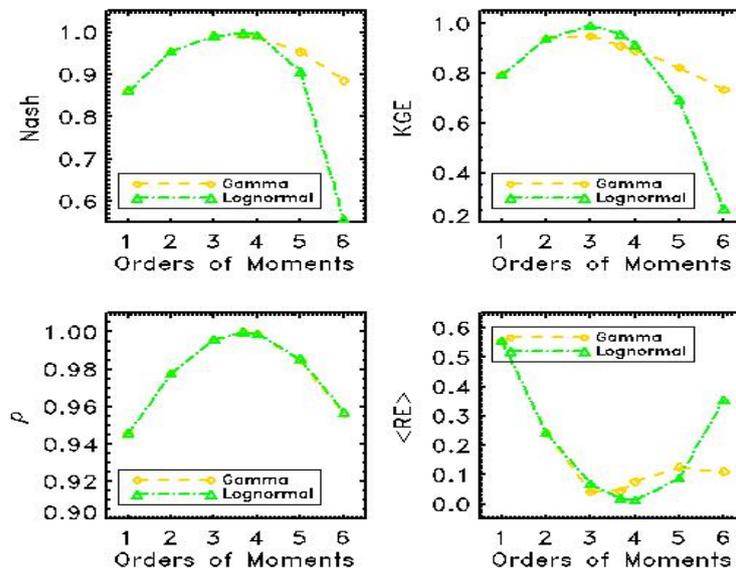


FIGURE 3.3 – Comparaison (spectre à spectre) des moments mesurés et des moments estimés utilisant les données de l'échantillon DATA B. Successivement : le coefficient de Nash ; le coefficient KGE ; le coefficient de corrélation linéaire ρ ; et l'erreur relative moyenne $\langle RE \rangle$. Le jaune est pour le modèle gamma et le vert est pour le modèle lognormal.

On remarque, avec les deux modèles, que l'erreur d'estimation augmente plus vite que l'ordre des moments s'écarte de 3,67 (celui du taux de pluie qui est la variable d'entrée). Par ailleurs, l'estimation des moments dont les ordres sont supérieurs à 3,67, est légèrement meilleure avec le modèle gamma. Pour les moments dont les ordres sont inférieurs à 3,67, on ne note aucune différence entre les deux modèles.

3.2 Paramétrisation de la fonction $R(D)$ par le taux de pluie

3.2.1 Modélisation

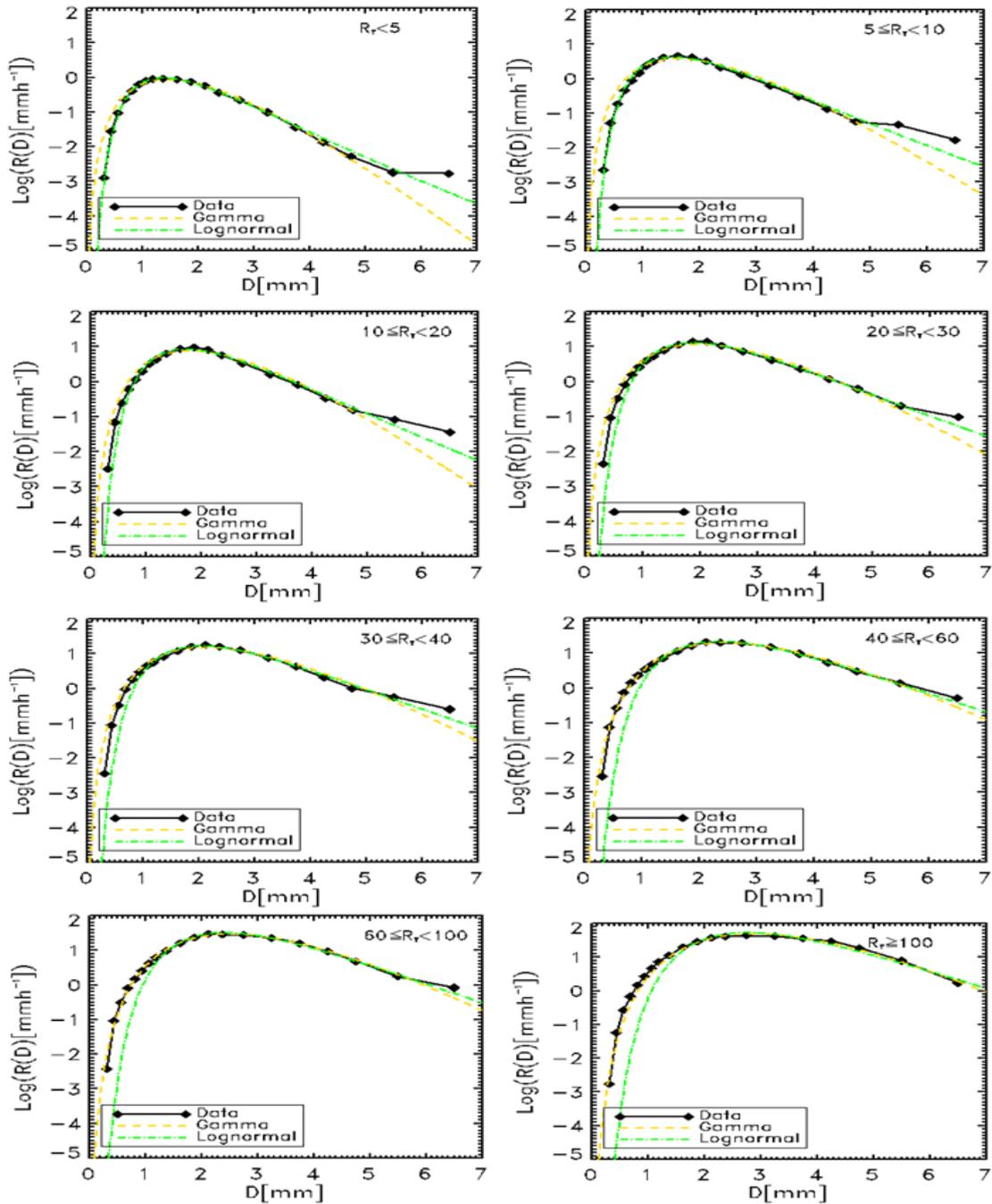


FIGURE 3.4 – DSD moyennes des huit classes de taux pluie ajustées par les modèles gamma et lognormal de la fonction $R(D)$ utilisant les données de l'échantillon DATA A.

La paramétrisation par la méthode des spectres moyens est utilisée. Comme dans le cas de la fonction $R(D)$, l'échantillon DATA A constitué de

6175 spectres, est utilisé pour cette modélisation. Ici aussi les modèles gamma et lognormal sont séparément ajustés sur la fonction $R(D)$. La figure 3.4 décrit les spectres moyens et les modèles (gamma et lognormal) ajustés sur ces spectres. On constate donc que les spectres moyens de la fonction $R(D)$ sont bien modélisés par chacun des deux modèles (gamma et lognormal), comme dans le cas de la fonction $N(D)$. Les relations établies entre ces paramètres et le taux de pluie sont présentés dans le tableau 3.5. Les paramètres des modèles estimés pour chaque classe d'intensité (les spectres moyens) sont présentés dans les tableaux 3.5 et 3.6. Le coefficient de corrélation et le critère d'efficacité Nash calculés entre les spectres moyens et les modèles, sont affichés pour chaque classe d'intensité. Ces critères sont inscrits dans les mêmes tableaux 3.5 et 3.6.

TABLEAU 3.5 – Nombre de spectres et le taux de pluie moyen par classe de taux de pluie ; les valeurs des paramètres des modèles (gamma et lognormal) ajustés sur les spectres moyens de la fonction $R(D)$

Classe de pluie	$R_T < 5$	$5 \leq R_T < 10$	$10 \leq R_T < 20$	$20 \leq R_T < 30$
Nombre de spectres	4589	573	428	228
Taux de pluie moyen	1,442	6,972	14,300	24,300
Fonction $R(D)$ - Modèle gamma				
$R_T[m^{-3}]$	1,442	6,957	14,263	24,249
$D'_a[\text{mm}]$	1,740	1,949	2,092	2,310
μ'	4,796	4,908	5,837	5,610
ρ	0,993	0,976	0,980	0,984
Nash	0,978	0,933	0,949	0,957
Fonction $R(D)$ - Modèle lognormal				
$R_T[m^{-3}]$	1,442	6,957	14,263	24,249
$D'_g[\text{mm}]$	1,607	1,803	1,954	2,153
σ'	1,490	1,485	1,447	1,455
ρ	0,999	0,991	0,988	0,991
Nash	0,997	0,980	0,976	0,982

TABLEAU 3.6 – Nombre de spectres et du taux de pluie par classe de taux de pluie; les valeurs des paramètres des modèles (gamma et lognormal) ajustés sur les spectres moyens de la fonction R(D)

Classe de pluie	$30 \leq R_T < 40$	$40 \leq R_T < 60$	$60 \leq R_T < 100$	$R_T \geq 100$
Nombre de spectres	124	122	78	33
Taux de pluie moyen	34,370	48,691	72,232	132,223
Fonction R(D) - Modèle gamma				
$R_T [m^{-3}]$	34,246	48,507	71,999	131,395
$D'_a [mm]$	2,505	2,836	2,884	3,268
μ'	5,622	6,273	6,623	7,239
ρ	0,989	0,997	0,997	0,994
Nash	0,971	0,993	0,990	0,985
Fonction R(D)-Modèle lognormal				
$R_T [m^{-3}]$	34,246	48,507	71,999	131,395
$D'_g [mm]$	2,335	2,659	2,712	3,086
σ'	1,455	1,432	1,421	1,403
ρ	0,991	0,995	0,995	0,983
Nash	0,982	0,985	0,984	0,944

TABLEAU 3.7 – Fonction R(D) : Relations entre les paramètres D'_a , μ' , D'_g et σ' des deux modèles Gamma et lognormal et le taux de pluie R_T

Fonction R(D) - modèle gamma			
	Relations	ρ	Nash
4.43	$D'_a = 1,530R_T^{0,146}$	0,972	0,941
4.44	$\mu' = 4,389R_T^{0,091}$	0,929	0,861
Fonction R(D)- modèle lognormal			
4.45	$D'_g = 1,406R_T^{0,151}$	0,973	0,942
4.46	$\sigma' = 1,509R_T^{-0,013}$	0,926	0,857

La figure 3.5 décrit le lien entre les paramètres des modèles (gamma et lognormal) et le taux de pluie.

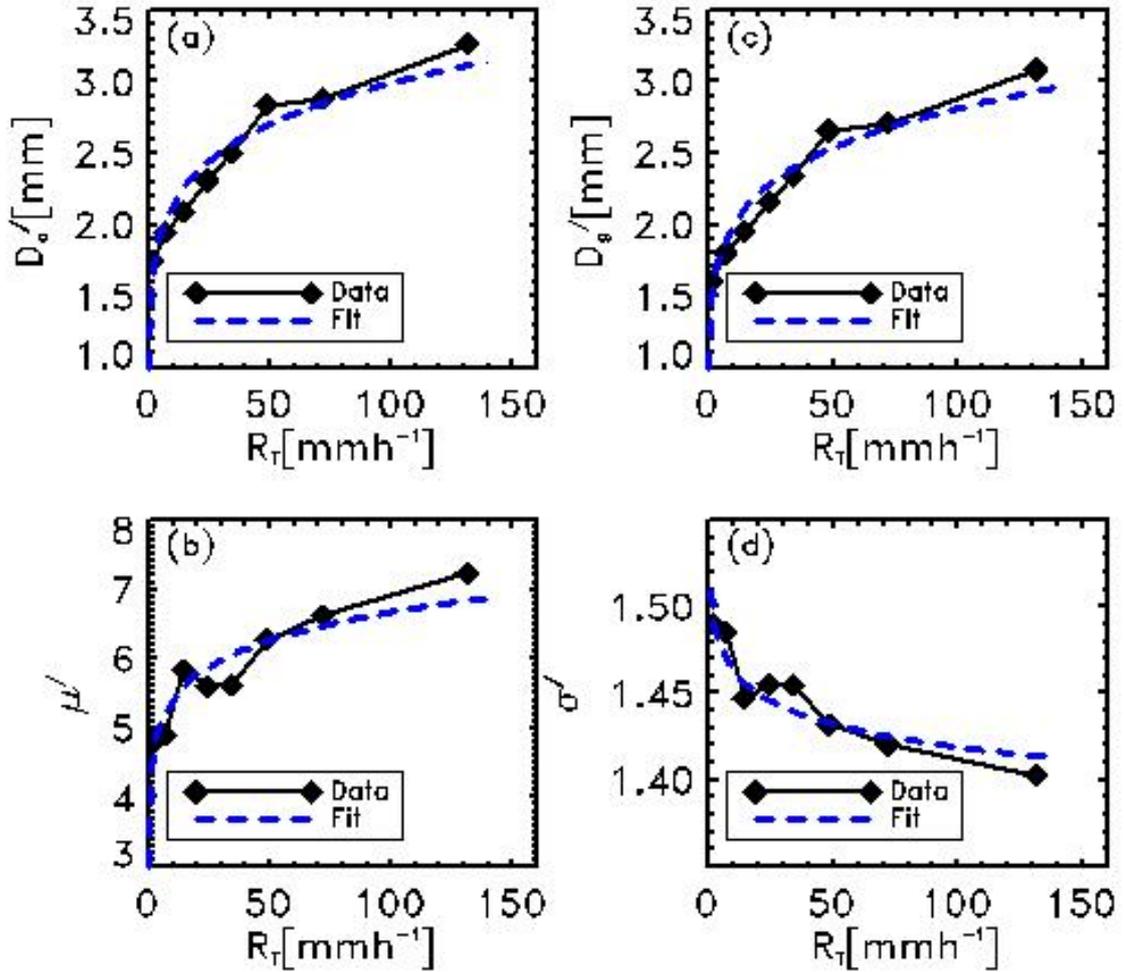


FIGURE 3.5 – Tendence des paramètres N_T , D'_a , μ' , D'_g et σ' des modèles gamma et lognormal en fonction du taux de pluie utilisant les données de l'échantillon DATA A.

Comme le taux de pluie est l'un des paramètres de chaque modèle, on a besoin que de la relation entre le taux de pluie et deux autres paramètres de chaque modèle. On constate que les diamètres caractéristiques de la taille moyenne des gouttes (D'_a et D'_g) croissent en fonction du taux de pluie R_T (figure 3.5). Le paramètre de forme μ' du modèle gamma croit en fonction de R_T (figure 3.5 et tableau 3.5) contrairement à son équivalent dans la fonction $N(D)$. Le paramètre de forme σ' du modèle lognormal décroît en fonction de R_T (figure 3.5 et tableau 3.5) contrairement à son équivalent dans la fonction $N(D)$. Dans l'expression (3) de la fonction $R(D)$, on note l'absence du terme de la vitesse de chute des gouttes comparativement à l'expression (1) de la

fonction $N(D)$. Ceci serait probablement la cause de l'inversion de la tendance des paramètres de forme des deux modèles, entre la fonction $N(D)$ et la fonction $R(D)$. Hormis Kougbéagbé (2016) qui a analysé les DSD avec la fonction $R(D)$ en utilisant les mêmes données, nous n'avons aucun autre travail pouvant servir de comparaison.

3.2.2 Validation de la modélisation

Comme dans le cas de la fonction $N(D)$, l'échantillon DATA B constitué de 5472 spectres est utilisé pour la validation de la modélisation. On a fait une comparaison, spectre à spectre, entre les moments mesurés et les moments estimés (par le modèle), en utilisant les critères statistiques définis dans la section 2.3. Pour calculer les moments estimés de la fonction $R(D)$, nous avons considéré le cas de chaque modèle :

- Avec le modèle gamma, nous avons considéré l'expression du moment d'ordre n défini par la relation (3.22). Dans cette expression, les paramètres D'_a et μ' sont remplacés par leurs relations en fonction de R_T (tableau 3.7). On a ainsi une expression des moments d'ordre n en fonction du taux de pluie uniquement.
 - Avec le modèle lognormal, on considère l'expression du moment d'ordre n définie par la relation (3.25). Dans cette expression, les paramètres D'_g et σ' sont remplacés par leurs relations en fonction de R_T (tableau 3.7). On a ainsi une expression des moments d'ordre n fonction du taux de pluie uniquement.
- Ainsi, pour le calcul des moments estimés d'ordre n , la seule variable d'entrée est le taux de pluie. Les comparaisons sont faites pour les moments utiles dont les ordres sont compris entre -2 et 2,5. Les résultats pour les quatre critères sont présentés à la figure 3.6.

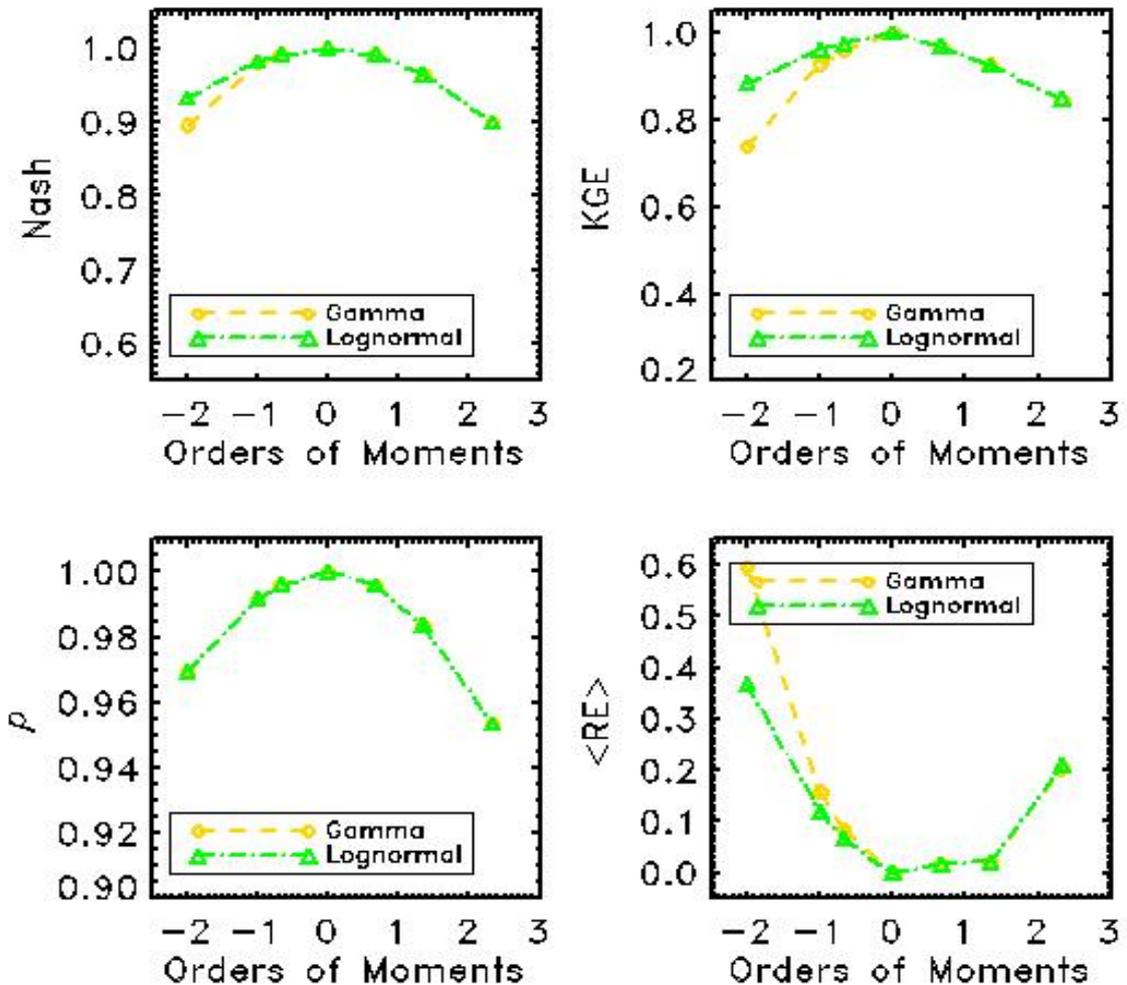


FIGURE 3.6 – Comparaison (spectre à spectre) des moments mesurés et des moments estimés utilisant les données de l'échantillon DATA B et des modèles issus de l'échantillon DATA A. Successivement : le coefficient de Nash ; le coefficient KGE ; le coefficient de corrélation linéaire ρ et l'erreur relative moyenne $\langle RE \rangle$. Le jaune est pour le modèle gamma et le vert est pour le modèle lognormal.

On remarque, avec les deux modèles, que l'erreur d'estimation augmente plus vite que l'ordre des moments s'écarte de 0 (celui du taux de pluie qui est la variable d'entrée). Par ailleurs, la différence sensible entre les modèles gamma et lognormal, dans l'estimation des moments, se situe au niveau des moments d'ordre inférieur à -1, où le modèle lognormal est meilleur.

3.3 Comparaison des fonctions $N(D)$ et $R(D)$

Avec la paramétrisation de la fonction $N(D)$ par le taux de pluie, les deux modèles (gamma et lognormal) estiment convenablement et de la même manière les moments d'ordres compris dans l'intervalle $[3, 4]$. Au-delà de cet intervalle, l'erreur d'estimation devient trop grande avec les deux modèles. Toutefois, le modèle gamma estime mieux les moments d'ordre supérieur à 4 alors que le modèle lognormal estime mieux les moments d'ordre inférieur à 3. Donc les petites gouttes sont mieux prises en compte par le modèle lognormal alors que les grosses gouttes sont mieux prises en compte par le modèle gamma. La paramétrisation de la fonction $N(D)$ par le taux de pluie ne permet donc pas de discriminer les modèles gamma et lognormal. Il faudra plutôt envisager la construction d'un modèle gigogne ou couplé pour améliorer l'estimation des moments des DSD.

Avec la paramétrisation de la fonction $R(D)$ par le taux de pluie, les deux modèles (gamma et lognormal) estiment convenablement et de la même manière les moments d'ordres compris dans l'intervalle $[-1, 1]$. Au-delà de cet intervalle, l'erreur d'estimation devient trop grande avec les deux modèles. Toutefois, on ne note aucune différence entre les deux modèles pour les moments d'ordre supérieur à 1 alors que le modèle lognormal estime légèrement mieux les moments d'ordre inférieur à -1. Donc pour la paramétrisation de la fonction $R(D)$ par le taux de pluie, on peut préférer le modèle lognormal.

On note que l'intervalle des ordres de moments pour lequel l'estimation est convenable, est plus large pour la fonction $R(D)$ que pour la fonction $N(D)$. Par ailleurs, les erreurs d'estimation sont plus grandes avec la fonction $N(D)$ qu'avec la fonction $R(D)$. Il est donc clair que la fonction $R(D)$ paramétrée par le taux de pluie estime mieux les moments de la DSD que la fonction $N(D)$ paramétrée par le taux de pluie. Ceci s'explique par le fait qu'avec la fonction $R(D)$ deux relations entre les paramètres des modèles et le taux de pluie sont nécessaires, alors qu'avec la fonction $N(D)$ il en faut trois.

3.4 Comparaison des modèles gamma et lognormal

Dans la littérature, il existe plusieurs formes d'écritures du modèle de DSD gamma. Celle utilisée dans cette étude a beaucoup de similitude avec le modèle lognormal. Avec la fonction $N(D)$ (resp. $R(D)$), les deux modèles ont le paramètre N_T (resp. R_T) en commun. Les paramètres caractéristiques de la taille moyenne des gouttes dans les deux modèles peuvent être déduits l'un de l'autre. Il s'agit pour la fonction $N(D)$ (resp. $R(D)$) des relations (3.13) et (3.14) (resp. (3.27) et (3.28)). Par ailleurs, les paramètres de forme dans les deux modèles sont liés : relation (3.15) pour la fonction $N(D)$ et relation (3.29) pour la fonction $R(D)$. On remarque que ces relations sont identiques. La figure 3.7 prouve qu'il existe un très bon accord entre cette relation et les paramètres de forme estimés des deux modèles. Ceci confirme qu'il n'y a pas de différence significative entre les modèles gamma et lognormal, pour la paramétrisation des DSD par le taux de pluie.

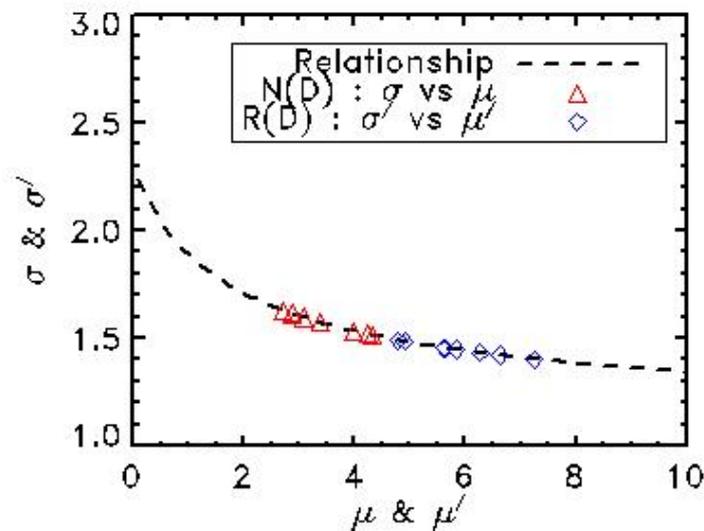


FIGURE 3.7 – Relations entre les paramètres de forme (μ et μ') du modèle gamma et (σ et σ') du modèle lognormal.

3.5 Conclusion

Dans ce chapitre, les DSD mesurées au Nord du Bénin (Afrique de l'Ouest) sont analysées avec les fonctions $N(D)$ et $R(D)$. Huit classes de taux de pluie ont été créées et les DSD moyennes dans ces classes ont été ajustées avec les modèles gamma et lognormal avec chacune de deux fonctions. Des relations ont été établies entre les paramètres de ces modèles et le taux de pluie afin d'obtenir des DSD paramétrisées par le taux de pluie. L'efficacité de cette paramétrisation a été évaluée en comparant les moments utiles estimés et les moments utiles mesurés. De cette évaluation, il ressort que la paramétrisation de la fonction $N(D)$ par le taux de pluie ne permet pas de discriminer les modèles gamma et lognormal. Il faudra plutôt envisager la construction d'un modèle gigogne ou couplé pour améliorer l'estimation des moments des DSD avec cette fonction $N(D)$. En outre, avec la paramétrisation de la fonction $R(D)$ par le taux de pluie, on ne note aucune différence entre les deux modèles pour les moments d'ordre supérieur à 1 et pour les moments d'ordres compris entre -1 et 1 alors que le modèle lognormal estime légèrement mieux les moments d'ordre inférieur à -1. Donc le modèle lognormal est préférable pour la paramétrisation de la fonction $R(D)$. Par ailleurs en comparant les deux fonctions $N(D)$ et $R(D)$, on constate que la fonction $R(D)$ paramétrée par le taux de pluie estime mieux les moments de la DSD que la fonction $N(D)$ paramétrée par le taux de pluie. Ceci s'explique par le fait qu'avec la fonction $R(D)$, deux relations entre les paramètres des deux modèles et le taux de pluie sont nécessaires, tandis qu'avec la fonction $N(D)$ il en faut trois. De plus, les DSD paramétrées dans ce chapitre étant des DSD de durée 1min, nous avons consacré le chapitre 5 à l'étude de l'impact du pas de temps d'intégration sur la paramétrisation des DSD par le taux de pluie.

IMPACT DU PAS DE TEMPS D'INTEGRATION SUR LA MODELISATION DES DSD PAR LE TAUX DE PLUIE

1 Introduction

Depuis le travail précurseur de Marshall et Palmer (1948), les spectres de DSD (Drop Size Distribution) de pluies ont souvent été modélisés par le modèle exponentiel ou par les modèles des DSD unimodaux que sont les modèles gamma et lognormal. Plus tard, plusieurs études se sont focalisées sur les spectres mal ajustés par les modèles des DSD unimodaux. Ces études (Steiner et Waldvogel, 1987; Sauvageot et Koffi, 2000; Radhakrishna et Rao, 2009; Ekerete et al., 2015a, 2015b, 2016) se sont particulièrement intéressées aux spectres formés de plusieurs pics (spectres multimodaux ou spectres multipics).

Pour identifier les pics des spectres de DSD de pluies mesurées au sol, Steiner et Waldvogel (1987) ont utilisé le principe suivant : si la concentration $N(D)$ d'un diamètre donné est significativement supérieure à celles des diamètres voisins, alors un pic existe à ce diamètre. Sauvageot et Koffi (2000) et Radhakrishna et Rao (2009) ont simplifié ce principe comme suit : un diamètre D_i (i étant l'indice d'une classe de diamètre dans un spectre) présente un pic si et seulement si : $N(D_{i-1}) < N(D_i) > N(D_{i+1})$. Radhakrishna et Rao (2009) en appliquant cette méthode ont obtenu environ 30% de spectres multimodaux dans les données de DSD de pluies, de durée d'intégration $T=5$ min, observées au sol, à Gadanki en Inde.

Ekerete et al. (2015a, 2015b, 2016) pensent que cette méthode est insuffisante pour identifier convenablement les spectres multimodaux. Ils considèrent un

spectre multimodal comme étant constitué de plusieurs sous-spectres séparés par des creux, chaque sous-spectre possédant un pic (ou un mode). Ils proposent donc d'identifier le nombre de pics à partir du nombre de creux. Ainsi, un diamètre D_i présente un creux si et seulement si

$$N(D_{i-1}) > N(D_i) < N(D_{i+1}) < N(D_{i+2})$$

. Avant d'appliquer cette méthode, Ekerete et al. (2015a, 2016) ont fusionné en un spectre, cinq spectres voisins de durée une minute, pour lisser les données. Avec les données disdrométriques de Chilbolton en Angleterre, Ekerete et al. (2015a) ont obtenu 51% de spectres multimodaux. Par contre avec les données disdrométriques de Graz en Autriche, Ekerete et al. (2016) ont obtenu environ 28% de spectres multimodaux, proportion similaire à celle de Radhakrishna et Rao (2009). Sauvageot et Koffi (2000) ont mentionné que les DSD de pluies observées sur une courte période d'intégration ont généralement une forme erratique, avec de nombreux maximums relatifs. Ils ont retrouvé ces formes multimodales dans les données disdrométriques acquises dans deux régions climatiques : l'une tropicale (Boyélé au Congo), et l'autre tempérée (Brest en France). Ils ont aussi noté que ces formes multimodales peuvent se répéter pendant plusieurs minutes au cours d'un événement sans toutefois déterminer leur proportion dans les données. Ils ont alors suggéré que l'analyse des DSD de pluies, observées au sol, soit faite ensemble. Radhakrishna et Rao (2009) ont tenté, pour la première fois, de répondre à plusieurs questions clés concernant la multimodalité des DSD de pluies, à partir des données recueillies à Gadanki en Inde. Il s'agit de : leur statistique d'occurrence ; et leur dépendance à l'altitude, à la saison et au type de précipitation. Ils ont, entre autres, noté que les formes multimodales ne sont pas uniquement observées au sol. Elles sont plutôt observées à toutes les altitudes, mais avec des pourcentages d'occurrence différents. Récemment, Ekerete et al. (2015a) ont montré, à partir des données recueillies au sud de l'Angleterre, que la multimodalité des DSD de pluies est un phénomène relativement courant. Analysant cette multimodalité des DSD de pluies : Ekerete et al. (2015b) ont ajusté ces spectres multimodaux avec un

modèle de mélange de loi gaussienne ; et Ekerete et al. (2016) ont montré que le nombre moyen de modes tend à augmenter en fonction de la vitesse du vent et du taux de pluie.

Que les DSD de pluies soient observées au sol ou en altitude, certains spectres peuvent être multimodaux et donc mal ajustés par les modèles de DSD unimodaux. Des spectres qui ne sont pas multipics peuvent aussi être mal ajustés par des modèles de DSD unimodaux. Ainsi, l'efficience de la modélisation individuelle des spectres de DSD de pluies, avec des modèles unimodaux, peut être évaluée à l'aide des critères statistiques tels que Nash ou KGE (définis dans la section 3). On pourra définir des spectres de DSD de pluies bien ajustés ou mal ajustés en fonction des valeurs de ces critères. Les spectres multimodaux seront naturellement mal ajustés par les modèles de DSD unimodaux.

Par ailleurs, à partir des données de DSD de temps d'intégration $T = 1$ min, il est possible de créer des jeux de données de DSD de temps d'intégration $T = L$ min (où L est un entier naturel supérieur à un) en calculant les moyennes des L spectres successifs, comme l'ont fait Chapon et al. (2008). On réalise ainsi un filtrage temporel des DSD de pluies, permettant de constituer des jeux de données de différents temps d'intégration. On peut aussi modéliser individuellement ces nouveaux spectres à l'aide des modèles de DSD unimodaux et évaluer l'efficience de la modélisation.

Les données utilisées sont celles présentées dans le Tableau 1.1 du chapitre 1. Dans le chapitre 3, les spectres considérés sont ceux dont les intensités de pluies sont supérieures ou égales à $0,1 \text{ mm} \cdot h^{-1}$, soient 11647 spectres. Dans ce chapitre, les spectres considérés sont ceux dont les intensités de pluies sont supérieures ou égales à $0,05 \text{ mm} \cdot h^{-1}$, soient 12342 spectres. A partir de ces données, d'autres jeux de données de DSD de pluies de différents temps d'intégration ont été constitués (tableau 4.1). Les DSD durée $T = L$ min ont été calculées au sein de chaque évènement, et les spectres restants dont le nombre est inférieur à L ne sont pas pris en compte.

TABLEAU 4.1 – Les jeux de données de différentes résolutions temporelles

Données	$DATA_1$	$DATA_2$	$DATA_3$	$DATA_4$	$DATA_5$	$DATA_6$
Résolution temporelle	T=1min	T=2min	T=5min	T=10min	T=15min	T=20min
Nombre de spectres	12342	6152	2437	1198	777	578
Cumul[mm]	1237,16	1236,89	1235,53	1225,94	1217,20	1216,79

Ce chapitre s'est donc fixé pour objectif d'étudier l'impact du temps d'intégration des DSD de pluies sur leur modélisation. De manière spécifique, il s'agira d'analyser l'impact du temps d'intégration des DSD de pluies : (1) sur la structuration des spectres de DSD de pluies ; (2) et sur la paramétrisation des DSD de pluies par le taux de pluie.

Ainsi, dans les sections 2, 3 et 4, nous avons respectivement présenté la méthodologie utilisée, les critères statistiques et les résultats. Enfin, les sections 5 et 6 représentent respectivement la discussion et la conclusion.

2 Méthodologie

2.1 Fonction utilisée pour la modélisation

Nous avons montré dans le chapitre 3 que la fonction $R(D)$ estime mieux ses moments utiles que la fonction $N(D)$. Néanmoins, puisque la fonction $N(D)$ est la plus utilisée dans la littérature (Atlas et al., 1999 ; Cerro et al., 1997 ; Chen et al., 2019 ; Tenorio et al., 2012 ; Tokay et Short, 1996 ; Uijlenhoet et al., 2003 ; Ulbrich, 1983 ; Ulbrich et Atlas, 1998 ; Wen et al., 2018 ; Willis, 1984 ; Zeng et al., 2019 ; Zhang et al., 2003 ; etc.), nous l'avons préférée à la fonction $R(D)$. On rappelle qu'elle est définie par spectre d'une durée T donnée (généralement une minute). Elle est égale au nombre de gouttes de pluie par unité de volume et par intervalle de diamètres et se calcule par la formule (1) de l'introduction.

2.2 La structuration des spectres mesurés

En Afrique de l'Ouest où nos données ont été recueillies, toutes les études (Sauvageot et Lacaux, 1995 ; Nzeukou et al. , 2004 ; Ochou et al., 2007 ;

Moumouni et al., 2008 ; Gosset et al., 2010 ; Kougbéagbédé et al., 2017) ont montré que les DSD de pluies superposées peuvent être bien ajustées par les modèles de DSD gamma ou lognormal. Dans cette étude, nous allons utiliser ces deux modèles pour caler individuellement les spectres de DSD de pluies mesurées.

Après l’ajustement d’un modèle (gamma ou lognormal) sur un spectre mesuré, nous avons calculé le Nash et le KGE (voir la section 3) entre le spectre mesuré et le spectre modèle. Les valeurs de ces critères (Nash et KGE) sont donc des indicateurs de l’efficacité de la modélisation. Si le spectre mesuré est bien ajusté par un modèle de DSD unimodal, les critères indiqueront un bon niveau d’efficacité. Si au contraire le spectre mesuré n’est pas bien ajusté par un modèle de DSD unimodal, les critères indiqueront un mauvais niveau d’efficacité. Ces critères sont donc utilisés pour qualifier l’état de structuration du spectre mesuré. Ces états de structuration des spectres seront analysés en fonction du pas de temps d’intégration des DSD de pluies.

Par ailleurs, le moment mesuré d’ordre n d’un spectre de DSD de pluies (quel que soit le pas de temps d’intégration) est défini (Chapon et al., 2008 ; Lee et al., 2004 ; Ochou et al., 2007 ; Sempere Torres et al., 1994 ; Zeng et al., 2019) par la relation (3.1). Lorsqu’on fait une hypothèse de loi de modélisation, le moment théorique d’ordre n d’un spectre de DSD de pluies (quel que soit le pas de temps d’intégration) est défini (Chapon et al., 2008 ; Lee et al., 2004 ; Ochou et al., 2007 ; Sempere Torres et al., 1994 ; Zeng et al., 2019) par la relation (3.2).

2.2.1 Ajustement du modèle de DSD gamma

Dans la littérature sur la DSD, il existe plusieurs variantes du modèle de DSD gamma. Par exemple, la forme proposée par Ulbrich (1983) et Maki et al. (2001) est différente de celle proposée par Testud et al. (2001) et Lee et al. (2004). Dans cette étude, nous avons proposé comme dans le chapitre 3, une forme dans laquelle tous les paramètres ont une signification physique. Elle est

décrite par l'expression (3.10).

Pour ajuster ce modèle sur les spectres mesurés, ses paramètres N_T , D_a et μ , peuvent être calculés, à partir des moments mesurés, avec les relations (3.12).

2.2.2 Ajustement du modèle de DSD lognormal

Le modèle de DSD lognormal à trois paramètres utilisé pour décrire les spectres de DSD de pluie proposé par Feingold and Levin (1986) et défini par la relation (3.13). L'expression du moment théorique d'ordre n de ce modèle utilisé est celle donnée par la relation (3.14). Pour ajuster le modèle (3.13) sur les spectres mesurés, ses paramètres N_T , D_g et σ , peuvent être calculés, à partir des moments mesurés, avec les formules suivantes (3.15).

2.3 Paramétrisation de la DSD par le taux de pluie : loi d'échelle

Il existe deux méthodes de paramétrisation de la DSD de pluies par le taux de pluie : la méthode basée sur le calcul des spectres moyens par classe de taux de pluie, proposée par Sauvageot et Lacaux (1995), celle utilisée dans le chapitre 4 ; et la méthode basée sur une loi d'échelle, dont le formalisme a été proposé par Sempere Torres et al. (1994). Dans ce chapitre, nous avons préféré la deuxième méthode parce qu'elle propose des paramètres d'échelle bien définis qu'on pourra facilement analyser en fonction du pas de temps d'intégration des DSD.

2.3.1 Résumé du formalisme de la loi d'échelle

Proposée par Sempere Torres et al. (1994), la paramétrisation de la DSD par le taux de pluie R , s'écrit de la manière suivante :

$$N(D) = R^\alpha g(DR^{-\beta}) \quad (4.1)$$

Dans cette expression, g est une fonction génératrice qui devrait modéliser la DSD indépendamment des variabilités liées au nombre de gouttes et à leurs tailles. Les paramètres d'échelle α et β sont déterminés en faisant l'hypothèse

d'une relation puissance entre les moments de la DSD et le taux de pluie :

$$M_n = A_n R^{b_n} \quad (4.2)$$

En portant l'expression (4.1) dans la formule (3.2) et en faisant le changement de variable ($x = DR^{-\beta}$), on obtient :

$$M_n = \left[\int_0^{+\infty} x^n g(x) dx \right] R^{\alpha+(n+1)\beta} \quad (4.3)$$

Ainsi, en comparant (4.2) et (4.3) on a :

$$b_n = \alpha + (n + 1)\beta \quad (4.4)$$

Par ailleurs, le taux de pluie est défini par :

$$A_n = \int_0^{+\infty} x^n g(x) dx \quad (4.5)$$

$$R = C_R M_{3,67} \quad (4.6)$$

avec

$$C_R = \frac{22,68\pi}{10^4} \quad (4.7)$$

Ceci permet de déduire les relations suivantes :

$$\alpha + 4,67\beta = 1 \quad (4.8)$$

$$C_R \int_0^{+\infty} x^{3,67} g(x) dx = 1 \quad (4.9)$$

La relation (4.4) crée une contrainte entre les paramètres d'échelle α et β , alors que l'équation intégrale (4.9) sert à réduire nombre le degrés de liberté des paramètres de la fonction génératrice.

2.3.2 Fonction de forme avec le modèle de DSD gamma

Quand suppose les DSD de pluies sont de forme gamma, on peut utiliser la fonction forme proposée par Chapon et al. (2008) qui peut s'écrire sous la forme suivante :

$$g(x; k, \mu, \lambda) = kx^\mu \exp(-\lambda x) \quad (4.10)$$

En introduisant l'expression (4.10) dans (4.9), on obtient la relation suivante qui permet de réduire à deux le nombre de paramètres de la fonction génératrice :

$$k = x^{\mu+4,67} [C_R \Gamma(\mu + 4, 67)]^{-1} \quad (4.11)$$

Lorsqu'on introduit (4.11) dans (4.10), la fonction de forme du modèle gamma s'écrit :

$$g(x; \mu, \lambda) = \lambda^{\mu+4,67} [C_R \Gamma(\mu + 4, 67)]^{-1} x^\mu \exp(-\lambda x) \quad (4.12)$$

L'estimation de la fonction g se ramène donc à l'estimation de deux paramètres μ et λ . Par ailleurs, quand on porte l'expression (4.12) de la fonction de forme dans la formule (4.5) on obtient :

$$A_n = \frac{\lambda^{3,67-n} \Gamma(\mu + n + 1)}{C_R \Gamma(\mu + 4, 67)} \quad (4.13)$$

2.3.3 Fonction de forme avec le modèle de DSD lognormal

Quand on suppose que les DSD de pluies sont de forme lognormal, on peut la fonction forme peut être décrite par l'expression suivante :

$$g(x; \chi, \sigma, \theta) = \frac{\chi}{\sqrt{2\pi x \ln \sigma}} \exp\left[-\left(\frac{\ln^2(\frac{x}{\theta})}{2 \ln^2 \sigma}\right)\right] \quad (4.14)$$

En introduisant l'expression (4.14) dans (4.9), on obtient la relation suivante qui permet de réduire à deux le nombre de paramètres de la fonction génératrice :

$$\chi = C_R^{-1} \theta^{-3,67} \exp[-0,5(3,67^2) \ln^2 \sigma] \quad (4.15)$$

Quand on introduit (4.15) dans (4.14), la fonction de forme du modèle lognormal devient :

$$g(x; \sigma, \theta) = \frac{\exp[-0,5(3,67^2) \ln^2 \sigma]}{C_R \theta^{3,67} \sqrt{2\pi x \ln \sigma}} \exp\left[-\left(\frac{\ln^2(\frac{x}{\theta})}{2 \ln^2 \sigma}\right)\right] \quad (4.16)$$

L'estimation de la fonction g se ramène donc à l'estimation de deux paramètres σ et θ . Par ailleurs, quand on porte l'expression (4.14) de la fonction de forme dans la formule (4.5) on obtient :

$$A_n = \frac{\exp[-0,5(n^2 - 3,67^2) \ln^2 \sigma]}{C_R \theta^{3,67-n}} \quad (4.17)$$

2.3.4 Mise en oeuvre du formalisme de la loi d'échelle

Dans cette étude, pour chaque pas de temps d'intégration des DSD de pluies, la démarche de la loi d'échelle sera exécutée successivement comme suit :

(a) Calcul de moments d'ordre n (M_n) et du taux de pluie (R) à partir des données de DSD de pluies mesurées.

(b) Détermination des exposants b_n et des pré-facteur A_n de manière empirique (se conférer à la relation (4.2)).

(c) Détermination des constantes α et β , à partir des valeurs de b_n . Ce calcul est fait de manière empirique (se conférer à la relation (4.4)).

(d) Détermination des fonctions génératrices : Chapon et al. (2008) ont utilisé la méthode des moments combinés avec la relation (4.8); la démarche utilisée dans cette étude, pour chaque modèle, est décrite comme suit :

(d_1) Pour le modèle de DSD gamma, il faut déterminer les valeurs des paramètres μ et λ . Nous avons fait une régression au sens des moindres carrées de la relation (4.13) comparativement aux valeurs de A_n obtenues à l'étape N°2.

(d_2) Pour le modèle de DSD lognormal, il faut déterminer les valeurs des paramètres σ et θ . Nous avons fait une régression au sens des moindres carrées de la relation (4.17) comparativement aux valeurs de A_n obtenues à l'étape N°2.

(e) Calcul des spectres normalisés avec la relation (4.1) puis représentation de ces spectres et des fonctions de forme (gamma et lognormal).

(f) Validation de la modélisation : utilisation de différents critères statistiques pour comparer les moments théoriques (4.2) aux moments mesurés. Dans l'expression (4.2), l'exposant est calculé avec la relation (4.4), le pré-facteur pour le modèle gamma est déterminé avec la relation (4.13), et le pré-facteur pour le modèle lognormal est déterminé avec la relation (4.17).

2.4 Critères statistiques de validation

En plus des quatre critères définis par les relations [(3.30)-(3.33)], nous avons utilisé un cinquième critère

Standard Deviation of Fractional Error (SDFE) :

$$SDFE = \sqrt{E\left[\left(\frac{Y^{est} - Y^{obs}}{Y^{obs}}\right)^2\right]} \quad (4.18)$$

3 Résultats et analyses

3.1 Structuration des spectres de DSD de pluies

La figure 4.1 présente quelques spectres de DSD de pluies de pas temps d'intégration 1 minute. Ce sont tous des spectres multimodaux.

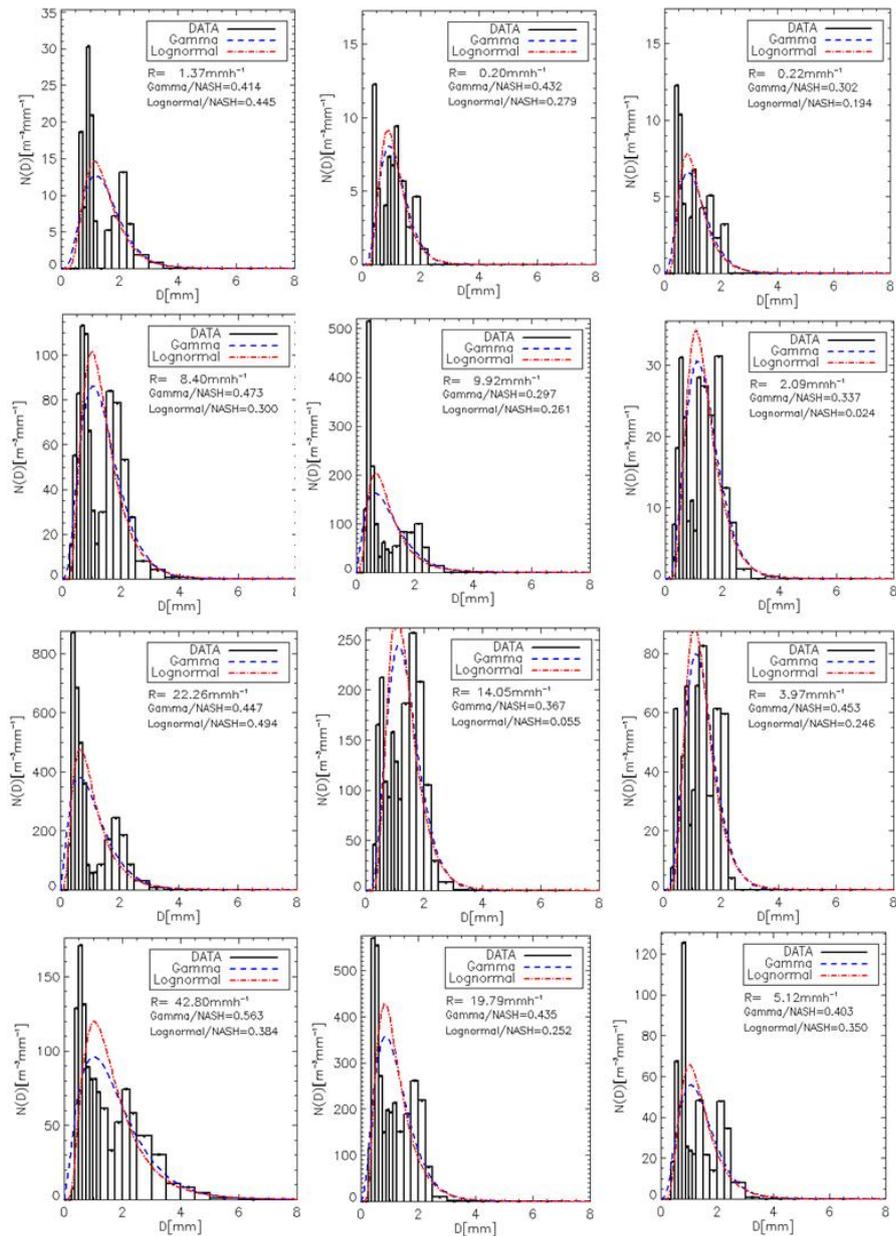


FIGURE 4.1 – Quelques spectres de DSD de pluies mesurées au pas de temps 1 minute, leurs intensités et les valeurs du critère d’efficacité Nash (relatif aux modélisations par les modèles de DSD gamma/lognormal).

Pour apprécier le pourcentage d’occurrence du niveau de structuration de ces spectres, nous avons présenté sur la figure 4.2 les percentiles de chaque critère.

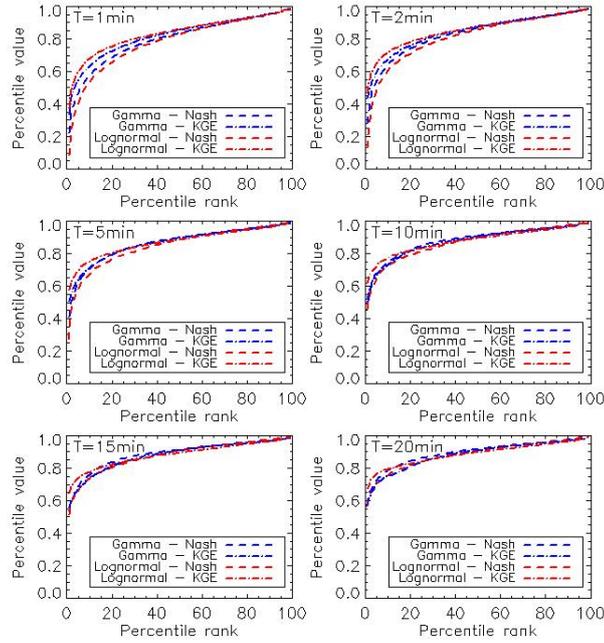


FIGURE 4.2 – Les percentiles des critères d’efficacité (Nash et KGE) relatifs aux modélisations des spectres mesurés (de différents pas de temps) par les modèles de DSD gamma/lognormal.

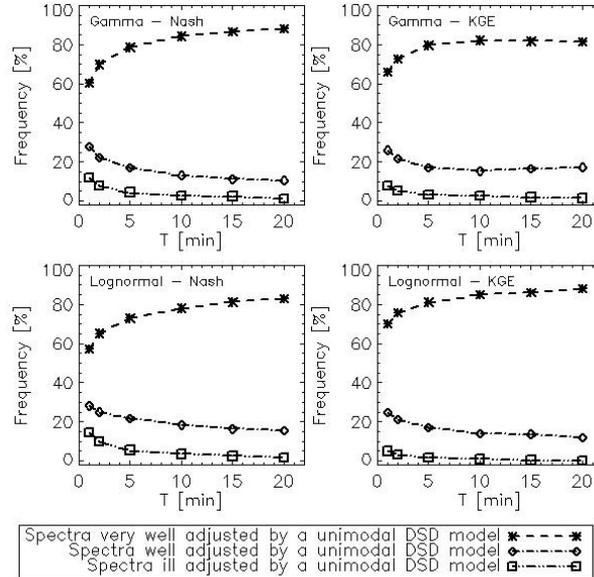


FIGURE 4.3 – Fréquence des trois catégories de spectres (tenant compte de leurs états de structuration) en fonction du pas de temps d’intégration des DSD de pluies.

Les valeurs du critère d’efficacité affiché, indiquent que ces spectres ne peuvent pas être modélisés par des modèles de DSD unimodaux. A chaque

modèle ajustant la DSD de pluies mesurées, est affecté deux critères. Nous avons créé trois catégories de spectres en fonction de leur niveau de structuration, comme l'indique le tableau 4.2.

TABLEAU 4.2 – Trois catégories de spectres en tenant compte de leurs états de structuration :
 Catégorie 1 : Spectres très bien ajustés par des modèles unimodaux ;
 Catégorie 2 : Spectres bien ajustés par des modèles unimodaux ;
 Catégorie 3 : Spectres mal ajustés par des modèles unimodaux

Critères	Catégorie 1	Catégorie 2	Catégorie 3
Critère 1	$Nash \geq 80$	$60 \leq Nash < 80$	$Nash < 60$
Critère 2	$KGE \geq 80$	$60 \leq KGE < 80$	$KGE < 60$

Avec les DSD de pluies de durée 1 minute, en fonction des critères et des modèles, on remarque que : 5 à 15% des spectres sont mal ajustés par les modèles unimodal ; et environ 60% des spectres sont très bien ajustés par les modèles unimodaux. Les nombres de spectres mal ajustés et bien ajustés, diminuent en faveur de spectres très bien ajustés, en fonction du pas de temps d'intégration. Ce qui est également confirmé par la figure 4.3. On note qu'à partir de $T=10$ min, la proportion des trois types spectres est quasiment stable. La figure 4.4 illustre également l'effet des pas de temps d'intégration des DSD sur leur structuration.

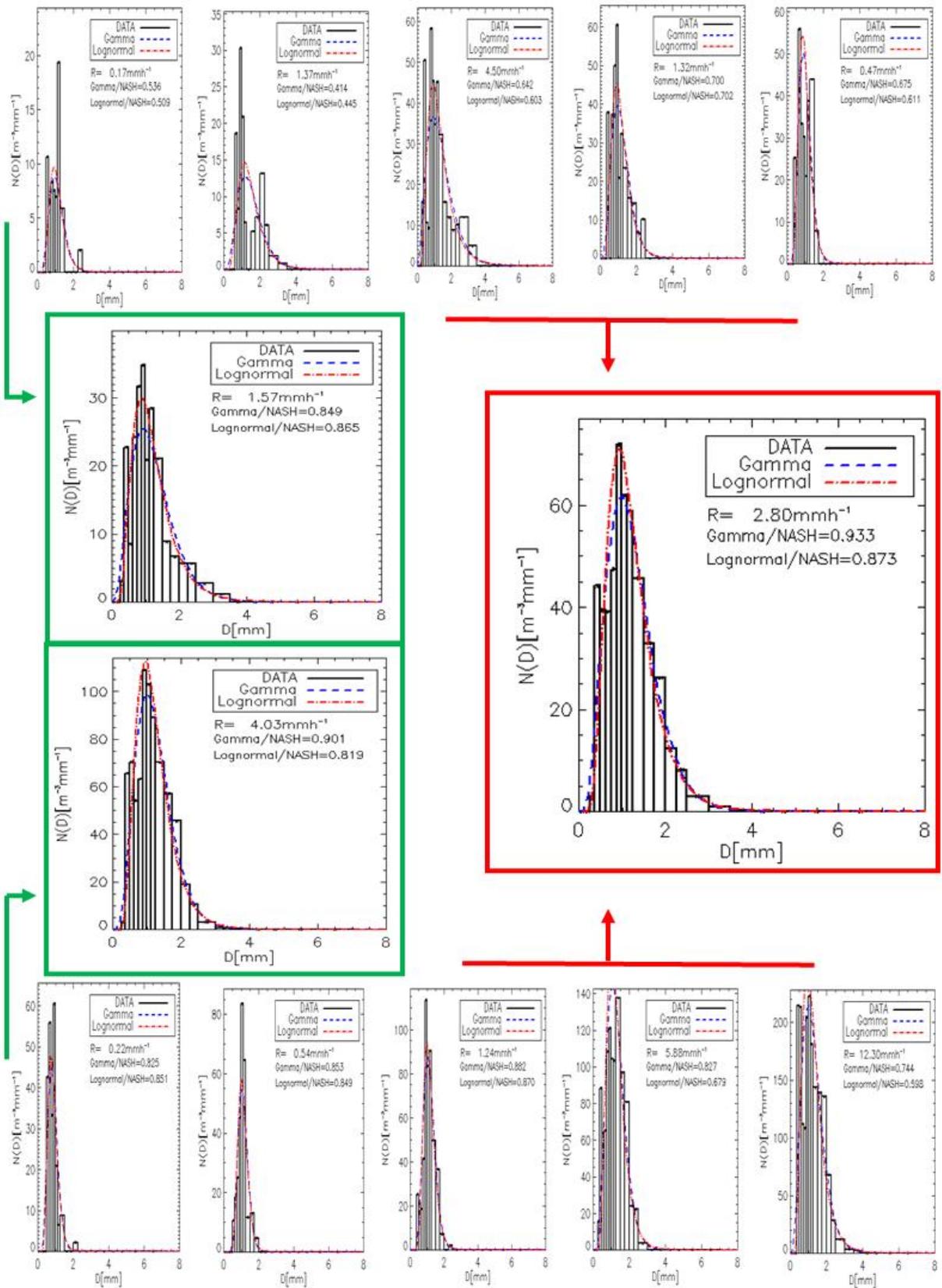


FIGURE 4.4 – Illustration de l'effet des pas de temps d'intégration des DSD sur leur structuration. Les spectres non encadrés (haut et bas) sont des spectres de 1 minute. Les spectres encadrés en vert sont des spectres de 5 minutes. Le spectre encadré en rouge est un spectre de 10 minutes.

Les spectres non encadrés (haut et bas) sont des spectres de 1 minute. La majorité des spectres supérieurs ne sont pas bien ajustés par les modèles de DSD unimodaux. Mais, leur résultante (spectre de 5 minutes) est très bien ajustée par les modèles de DSD unimodaux. De plus, la majorité des spectres 1 minute en bas sont très bien ajustés par les modèles DSD unimodaux. Leur résultante (spectre de 5 minutes) est également très bien ajustée par les modèles DSD unimodaux. Enfin, on remarque que la résultante des dix spectres (bas et haut, donc spectre de 10 minutes) est mieux ajustée que chacun des spectres de 5 minutes.

Le filtrage temporel des DSD permet donc de réduire de manière significative le nombre des spectres mal ajustés par des modèles unimodaux. Ainsi, $T = 10$ min est le pas de temps d'intégration optimale pour une bonne structuration des spectres de notre jeu de données.

3.2 Paramétrisation des DSD de pluies par le taux de pluie

Nous avons présenté dans les tableaux 4.3 et 4.4 les valeurs des exposants b_n et des pré-facteurs A_n .

TABLEAU 4.3 – Valeurs des exposants et des pré-facteurs pour les pas de temps d'intégration T=1 min, 2 min, 5 min en fonction de l'ordre (n) des moments et de la résolution temporelle des spectres mesurés.

	T = 1 min		T = 2 min		T = 5 min	
ordre (n)	b_n	A_n	b_n	A_n	b_n	A_n
0,0	0,557	71,28	0,556	71,28	0,558	70,66
0,5	0,607	70,84	0,606	70,72	0,609	70,00
1	0,661	72,85	0,661	72,62	0,663	71,82
1,5	0,719	77,38	0,719	77,07	0,721	76,22
2	0,780	84,76	0,781	84,38	0,782	83,51
2,5	0,844	95,58	0,844	95,17	0,845	94,34
3	0,909	110,75	0,910	110,38	0,910	109,73
3,5	0,977	131,62	0,977	131,49	0,977	131,25
4	1,046	160,16	1,045	160,57	1,045	161,25
4,5	1,117	199,13	1,115	200,71	1,114	203,23
5	1,189	252,50	1,186	256,34	1,184	262,39
5,5	1,264	325,94	1,259	333,99	1,255	346,52
6	1,340	427,60	1,333	443,16	1,328	467,40
6,5	1,418	569,18	1,410	597,90	1,403	642,98
7	1,499	767,65	1,488	818,99	1,479	900,76

TABLEAU 4.4 – Valeurs des exposants et des pré-facteurs pour les pas de temps d'intégration T=10 min, 15 min, 20 min en fonction de l'ordre (n) des moments et de la résolution temporelle des spectres mesurés.

	T = 10 min		T = 15 min		T = 20 min	
Ordre (n)	b_n	A_n	b_n	A_n	b_n	A_n
0	0,565	69,71	0,553	70,22	0,561	68,88
0,5	0,614	69,00	0,604	69,29	0,610	68,12
1	0,667	70,77	0,659	70,89	0,663	68,87
1,5	0,724	75,13	0,718	75,11	0,720	74,22
2	0,784	82,43	0,779	82,30	0,781	81,55
2,5	0,847	93,33	0,844	93,14	0,844	92,55
3	0,911	108,95	0,910	108,75	0,909	108,36
3,5	0,977	130,97	0,977	130,89	0,977	130,77
4	1,044	162,01	1,045	162,27	1,045	162,56
4,5	1,112	206,04	1,114	207,09	1,115	208,09
5	1,180	269,10	1,182	271,82	1,184	274,22
5,5	1,250	360,46	1,251	366,62	1,254	371,75
6	1,320	494,55	1,321	507,51	1,328	517,94
6,5	1,392	693,92	1,391	720,06	1,394	740,61
7	1,465	994,34	1,462	1045,49	1,466	1085,33

La figure 4.5 décrit la détermination des constantes α et β , pour les six pas de temps choisis. Ces constantes, inscrits dans le tableau 4.5, sont tous positifs, quel que soit T, confirmant ainsi que le taux de pluie croit en fonction du nombre et de la taille des gouttes de pluie.

TABLEAU 4.5 – constantes α et β et paramètres des fonctions de forme, en fonction du pas de temps d'intégration des DSD de pluies.

T(min)	Paramètres d'échelle		Gamma		Lognormal	
	α	β	μ	λ	σ	θ
1min	0,375	0,136	7,090	7,740	1,330	1,080
2min	0,379	0,135	6,360	7,160	1,350	1,050
5min	0,385	0,133	5,580	6,510	1,370	1,030
10min	0,394	0,131	4,790	5,880	1,390	1,010
15min	0,384	0,133	4,350	5,550	1,400	1,000
20min	0,386	0,133	4,280	5,450	1,400	1,010

La figure 4.5 décrit la robustesse de l'estimation des paramètres des fonctions de forme, pour les six résolutions temporelles. Les valeurs de ces paramètres sont inscrites dans le tableau 4.5.

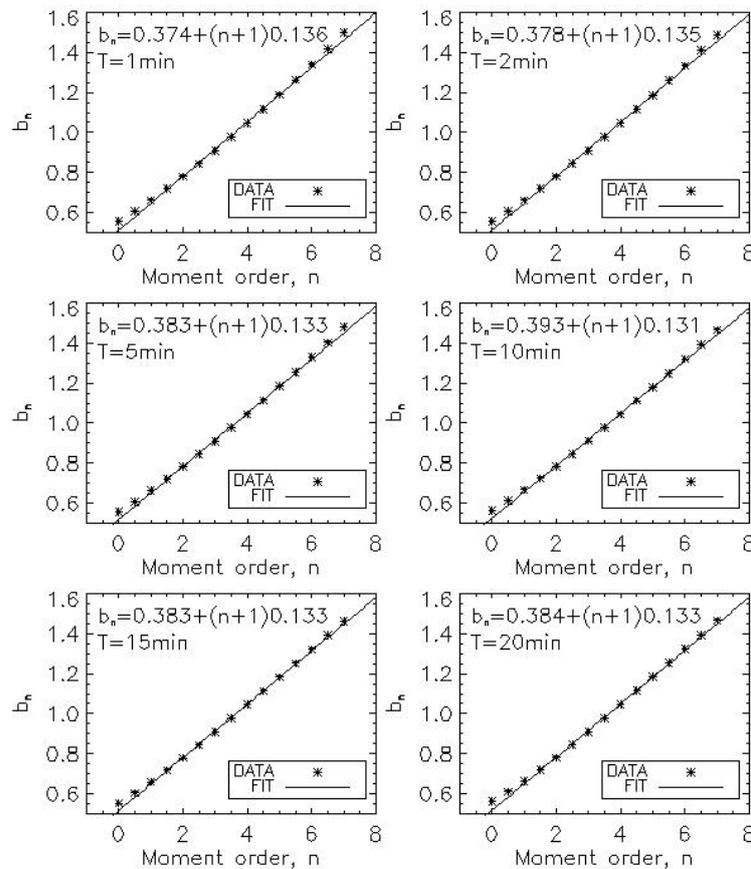


FIGURE 4.5 – Estimation des constantes α et β : l'exposant b_n en fonction de l'ordre des moments, pour chaque pas de temps.

La figure 4.6 montre que la superposition des spectres normalisés est bien modélisée par la fonction de forme (gamma ou lognormal).

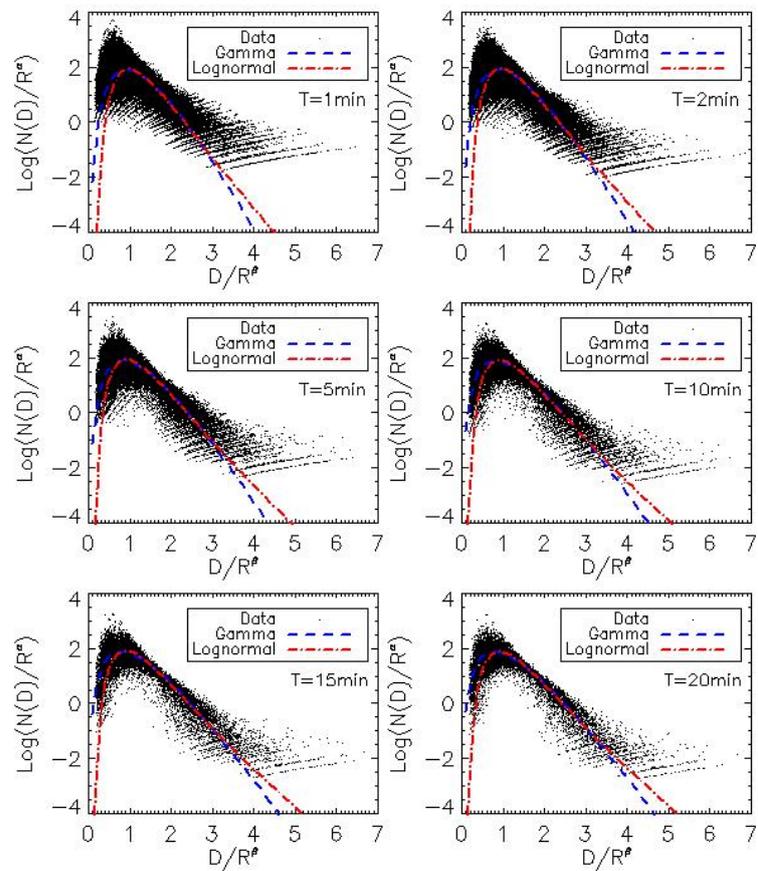


FIGURE 4.6 – Représentation des spectres normalisés et des fonctions de forme (gamma et lognormal), pour les six pas de temps.

Nous avons analysé la tendance des paramètres, inscrits dans le tableau 4.5, vis-à-vis du pas temps d'intégration. La figure 4.7 décrit l'ajustement de ces paramètres en fonction du pas de temps.

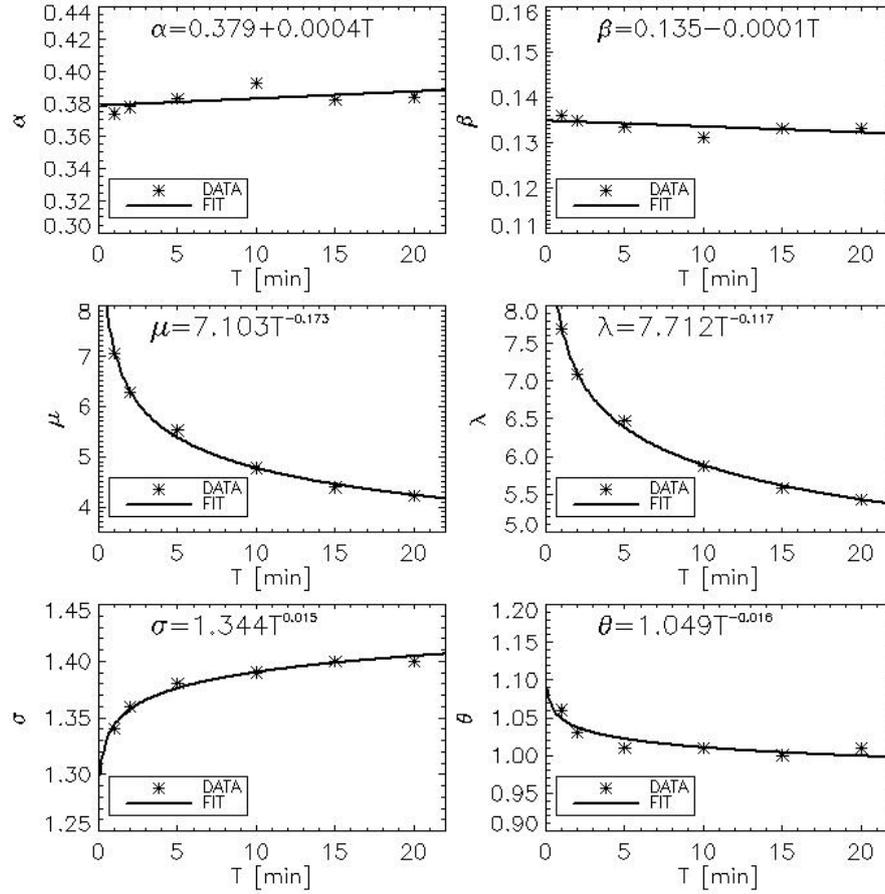


FIGURE 4.7 – Tendence des paramètres d'échelle (α et β), et des paramètres des fonctions de forme gamma (μ et λ) et lognormal (σ et θ) en fonction du pas de temps d'intégration.

Pour ce qui concerne les constantes α et β , leurs tendances vis-à-vis du pas de temps ne sont pas significatives. Ceci justifie la très faible dépendance des exposants b_n vis-à-vis du pas de temps d'intégration. On note que les tendances des paramètres d'échelle α et β vis-à-vis de la durée de mesure ne sont pas significatives. Ceci justifie la très faible dépendance des exposants b_n vis-à-vis du pas de temps d'intégration. Mais, avec les paramètres des fonctions génératrices (μ , λ , σ et θ), la tendance par rapport à la durée de mesure est significative. Cette tendance est nette : décroissante pour μ , λ et θ ; et croissante pour σ . Néanmoins, avec les paramètres des fonctions de forme (μ , λ , σ et θ), les tendances par rapport au pas de temps est significative. Cette tendance est nette : décroissante pour μ , λ et θ ; et croissante pour σ . Ces relations sont inscrites dans le tableau 4.6.

TABLEAU 4.6 – Relation entre les paramètres des fonctions génératrices et la résolution temporelle des DSD de pluies.

Modèle DSD gamma	Modèle DSD Lognormal
$\mu=7,175T^{-0,175}$	$\sigma=1,332T^{0,018}$
$\lambda=7,782T^{-0,120}$	$\sigma=1,073T^{-0,024}$

Ainsi, la sensibilité des pré-facteurs A_n vis-à-vis du pas de temps est expliquée : pour le modèle de DSD gamma par la sensibilité des paramètres μ et λ vis-à-vis du pas de temps ; et pour le modèle lognormal par la sensibilité des paramètres σ et θ vis-à-vis du pas de temps. Bien que Chapon et al. (2008) n'aient pas insisté là-dessus, on remarque dans leur article que les paramètres du modèle gamma (μ et λ) décroissent en fonction du pas de temps d'intégration des DSD de pluies, en accord avec nos résultats.

3.3 Validations

Nous avons analysé la capacité des modèles construits à restituer les moments d'ordre n des DSD de pluies. Pour estimer ces moments, nous avons utilisé : comme variable d'entrée, le taux de pluie mesuré ; et comme paramètres, ceux qui sont inscrits dans le tableau 4.6. Les moments estimés sont alors comparés aux moments mesurés en utilisant les critères statistiques définis à la section 3. Les résultats de cette validation sont décrits par les figures 4.8 et 4.9 respectivement pour le modèle de DSD gamma et le modèle de DSD lognormal.

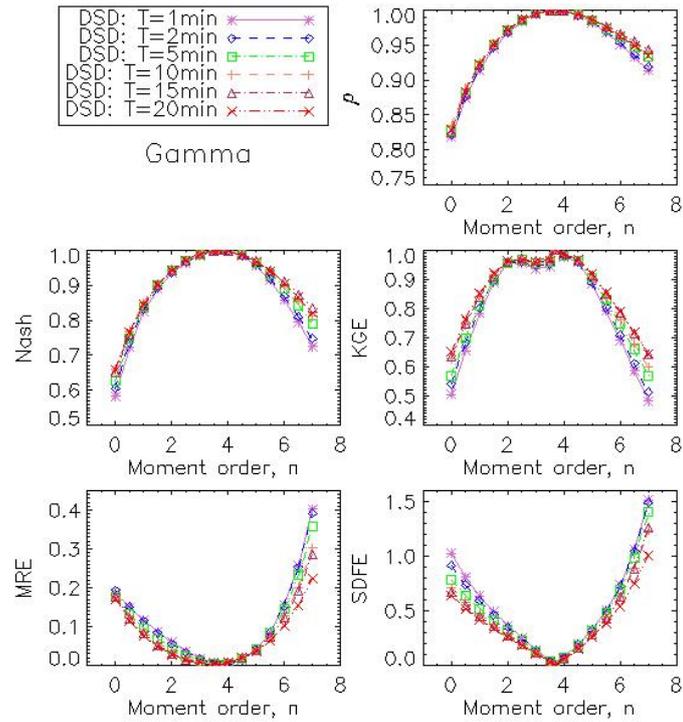


FIGURE 4.8 – Validation de la modélisation cas du modèle gamma : critères statistiques calculés en comparant les moments mesurés aux moments estimés par le modèle.

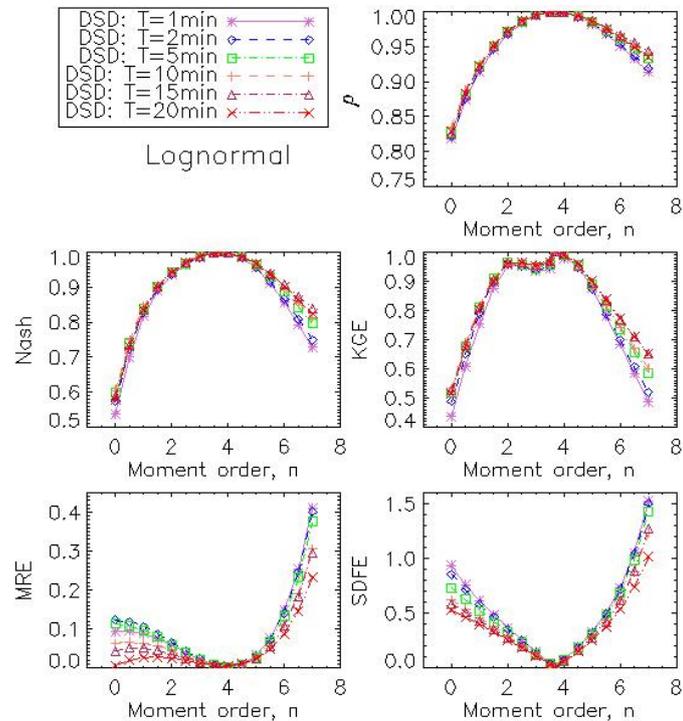


FIGURE 4.9 – Validation de la modélisation cas du modèle lognormal : critères statistiques calculés en comparant les moments mesurés aux moments estimés par le modèle.

Ces résultats montrent qu'il n'y a pas de différence significative entre le modèle de DSD gamma et le modèle de DSD lognormal, pour l'estimation des moments des DSD de pluies. Globalement, la précision sur l'estimation des moments est légèrement améliorée avec l'augmentation du pas de temps des spectres. Ceci prouve aussi que les relations d'un pas de temps donné ne peuvent être utilisées pour un autre pas de temps.

4 Discussions

Dans cette étude, nous avons obtenu au maximum 15% de spectres mal ajustés, de durée d'intégration $T = 1$ min, avec les critères d'efficience $Nash < 0,6$ ou $KGE < 0,6$ et cette proportion diminue en fonction de la durée d'intégration. A notre connaissance, il n'existe pas de références bibliographiques, en rapport avec notre analyse, nous permettant de faire de comparaison. Il est tout de même évident que cette proportion doit varier en fonction du seuil des critères. Par ailleurs, il serait très intéressant de rechercher, dans nos prochains travaux, le lien éventuel entre le nombre des spectres multimodaux et les critères d'efficience de leur modélisation. Plusieurs travaux sur les DSD de pluies ont paramétrisé celles-ci avec le taux de pluie en utilisant le formalisme de la loi d'échelle proposé par Sempere Torres et al. (1994). On peut citer : Sempere Torres et al. (1998), Lee et al. (2004), Ochou et al. (2007) et Chapon et al. (2008) qui ont utilisé la même méthode que Sauvageot et Lacaux (1995) et ont formalisé cette méthode. Ils ont appliqué cette méthode aux DSD de pluie mesurées avec le JW-Disdrometer (JW signifie Joss et Waldvogel (1969)). Ces données sont collectées, à des années différentes, sur quatre sites ouest-africains. Pour pouvoir comparer nos résultats à ceux de Ochou et al. (2007), nous avons besoin d'établir de nouvelles relations. En utilisant les relations (3.12), (4.2), (4.4) et (4.14), on obtient :

$$N_T = A_0 R^{\alpha+\beta} \text{ et } D_g = \theta R^\beta \quad (4.19)$$

En utilisant les relations (4.17) et faisant une identification avec les relations de Ochou et al. (2007), on obtient le tableau 4.8. On remarque dans ce tableau que les paramètres obtenus dans cette étude sont en adéquation avec ceux obtenus dans la région ouest africaine. On peut aussi noter que les paramètres d'échelle des régions ouest africaines (zone tropicale) se démarquent nettement de ceux obtenus à Cévennes-Vivarais en France par Chapon et al. (2008).

TABLEAU 4.7 – constantes α et β et paramètres des fonctions de forme, en fonction du pas de temps d'intégration des DSD de pluies.

Localités	Constante		Modèle Gamma		Modèle Lognormal		Auteurs
	α	β	μ	λ	σ	θ	Référence
Djougou (Bénin)	0,375	0,136	7,090	7,740	1,330	1,080	Cette thèse
Abidjan (Côte d'Ivoire)	0,440	0,120	-	-	1,340	1,000	Ochou et al. (2007)
Boyélé (Congo)	0,310	0,150	-	-	1,410	0,970	Ochou et al. (2007)
Dakar (Sénégal)	0,520	0,100	-	-	1,410	0,960	Ochou et al. (2007)
Niamey (Niger)	0,440	0,120	-	-	1,490	0,950	Ochou et al. (2007)
Afrique de l'ouest	0,420	0,120	-	-	1,410	0,970	Ochou et al. (2007)
Cévennes (France)	0,089	0,195	5,00	7,93	-	-	Chapon et al. (2008)

5 Conclusion

Dans la même logique que Chapon et al. (2008), nous avons, dans ce travail, étudié la sensibilité de la paramétrisation des DSD de pluies par le taux de pluie, en fonction du pas de temps d'intégration des DSD de pluies (durée T de mesure des spectres). A partir des DSD de pluies mesurées (de durée 1 minute) au Nord du Bénin (Afrique de l'Ouest), nous avons généré cinq

autres jeux de données de différents pas de temps. Les spectres de chaque jeu de données, sont individuellement ajustés par les modèles de DSD unimodaux gamma ou lognormal. L'efficacité de ces modélisations mesurées à l'aide de deux critères statistiques, est utilisée pour caractériser la structuration des spectres. L'analyse de la statistique d'occurrence de la qualité de l'ajustement des spectres par des modèles unimodaux, révèle que les spectres mal ajustés représentent 5 à 15% de la population des DSD de pluies de durée 1 minute. Cette population diminue en fonction du pas de temps d'intégration des spectres. Les DSD de pluies de chaque jeu de données sont paramétrisées par le taux de pluie, en utilisant le formalisme de la loi d'échelle développée par Sempere Torres et al. (1994). Nous avons montré que les paramètres des fonctions de forme (gamma et lognormal) ont une tendance significative vis-à-vis du pas de temps d'intégration des DSD de pluies. L'efficacité de cette paramétrisation a été évaluée en comparant les moments utiles estimés et les moments utiles mesurés. On note aussi que les pré-facteurs des relations puissance entre les moments des DSD de pluies et le taux de pluie, croissent en fonction du pas de temps d'intégration des spectres. Cette croissance est expliquée par la tendance des paramètres des fonctions génératrices vis-à-vis du pas de temps. La modélisation des DSD de pluies est d'une grande utilité pour plusieurs applications telles que : l'estimation quantitative de pluies par les radars météorologiques ou par les liens de télécommunication mobile ; la prévision de l'atténuation des signaux satellitaires par la pluie ; le lessivage des particules atmosphériques par la pluie ; l'érosion du sol par la pluie ; etc. Les résultats de ce travail auront d'importantes retombées pour toutes ces applications. Pour l'étude de l'érosion des sols par la pluie, nous préconisons le temps d'intégration optimal de 10 minutes, les données généralement utilisées étant issues des réseaux pluviométriques. Pour les radars météo, les mesures sont quasi instantanées et disponibles toutes les 5 ou 10 minutes, nous préconisons des algorithmes avec des temps d'intégration inférieurs à une minute avec les relations théoriques du tableau 4.5.

MODELISATION DE L'ENERGIE CINETIQUE DES GOUTTES DE PLUIE POUR L'ETUDE DE L'EROSION HYDRIQUE DES SOLS

1 Introduction

Comme largement discutée dans le chapitre 2, la modélisation des DSD de pluies est d'une grande utilité pour des applications dans maints domaines en particulier pour l'étude de l'érosion hydrique des sols. Pour mener cette étude, la connaissance de l'énergie cinétique des gouttes de pluie contribue à la détermination de l'érosivité de la pluie (Van Dijk, 2002) qui est un facteur clé de la détermination de la perte en sols. Mais, sa variabilité spatio-temporelle rend sa mesure directe complexe (Fornis et al., 2015). Ce chapitre est consacré à l'élaboration des modèles KE - R et KE - Z entre l'énergie cinétique (KE) des gouttes et le taux de pluie (R) d'une part et d'autre part entre l'énergie cinétique (KE) des gouttes de pluie et le facteur de réflectivité radar (Z) pour l'estimation directe de l'énergie cinétique de la pluie à partir du taux de pluie ou du facteur de réflectivité radar. La deuxième section est consacrée à la méthodologie, la troisième section présentent les résultats et analyses et la conclusion est dans la quatrième section.

2 Méthodologie

La méthode utilisée repose sur deux axes : le premier est le calcul des variables hydrologiques (KE, R et Z) et l'établissement des relations KE - R et KE - Z et le deuxième est l'évaluation de l'impact du pas de temps d'intégration

sur ces modèles.

2.1 Calcul des variables hydrologiques KE, R et Z

Les variables hydrologiques KE, R et Z sont déterminées à partir du nombre de gouttes de pluie par unité de volume et par intervalle de diamètre défini par la relation (1). L'intensité de pluie R étant le volume d'eau tombée par unité de surface et par unité de temps est définie par la relation (2.4) et le facteur de réflectivité Z par la relation (2.3).

2.2 Flux d'énergie cinétique des gouttes de pluie

L'énergie cinétique d'une goutte de diamètre D_i notée E_{Ci} est fonction à la fois de sa masse m_i et de sa vitesse terminale v_i

$$E_{Ci} = \frac{1}{2}m_iv_i^2 \quad (5.1)$$

En supposant qu'une goutte a une forme sphérique,

$$m_i = \rho V_i = \frac{\pi \rho D_i^3}{6} \quad (5.2)$$

avec V_i le volume sphérique d'une goutte; ρ la densité d'une goutte de pluie dans les conditions standard. En introduisant (5.2) dans (5.1), on trouve que l'énergie cinétique (en Joule) d'une goutte peut être écrite comme suit :

$$E_{Ci} = \frac{\pi \rho D_i^3 v_i^2}{12} \quad (5.3)$$

L'énergie cinétique par unité de surface et par unité de profondeur de pluie KE_i est obtenue en divisant l'équation (5.3) par l'intensité de pluie correspondante en ($mm.h^{-1}$), par le temps d'exposition à la pluie t (en s), et par la surface de captation horizontale $S(m^2)$ du capteur. Ainsi, on obtient Kinnell (1987) :

$$KE_i = \frac{300\pi \rho D_i^3 v_i^2}{RtS} \quad (5.4)$$

KE_i s'exprime en ($J.mm^2.m^{-1}$) et $\rho = 10^{-6}$ en kg/mm^3) Lorsqu'on considère N_i gouttes de pluie, on obtient le flux d'énergie cinétique noté KE dans cette

thèse par unité de surface et par unité de temps exprimé en $J.m^{-2}.h^{-1}$ Le flux d'énergie cinétique KE est calculée par la relation suivante

$$KE = \sum_i KE_i = \frac{3\pi}{10^4} \sum_i D_i^3 V(D_i)^3 N(D_i) \Delta D_i \quad (5.5)$$

2.2.1 Modélisation de l'énergie cinétique des gouttes de pluie

Des relations KE - R et KE - Z sont établies par la méthode de regression linéaire en log-log de l'énergie cinétique (KE) des gouttes de pluie sur le taux de pluie (R) d'une part et d'autre part de l'énergie cinétique (KE) des gouttes de pluie sur le facteur de réflectivité (Z). Pour la pertinence de l'étude, nous avons réparti comme dans le chapitre 4 nos données sont réparties en deux échantillons; Le premier dénommé DATA A comportant 6175 spectres est utilisé pour la modélisation et le second DATA B composé de 5472 spectres est utilisé pour la validation.

2.2.2 Sensibilité des relations KE - R et KE - Z au pas de temps d'intégration

Pour évaluer la sensibilité de relations KE - R et KE - Z au pas de temps d'intégration des spectres de DSD de pluie, nous avons considéré des spectres granulométriques de durée $T = L \text{ min}$ ($1 \leq L \leq 20$) mesurés et synthétisés de l'échantillon DATA A. Dans un premier temps, nous avons constitué à partir des données de DSD de temps d'intégration $T=1 \text{ min}$, des jeux de données de DSD de temps d'intégration $T=L \text{ min}$ ($1 \leq L \leq 20$) en calculant les moyennes des L spectres successifs, comme l'ont fait Chapon et al. (2008). On obtient ainsi cinq nouveaux échantillons de spectres de DSD de durées respectives $T=2 \text{ min}$, $T=2 \text{ min}$, $T=10 \text{ min}$, $T=15 \text{ min}$ et $T=20 \text{ min}$. On fait ensuite la régression linéaire en log-log du flux d'énergie cinétique KE par le taux de pluie R et du flux d'énergie cinétique KE par le facteur de réflectivité radar Z (dans l'approximation de Rayleigh) sur la base de chacun de ces nouveaux échantillons. La comparaison des critères permet d'apprécier l'influence du pas de temps d'intégration sur les relations.

2.3 Critères statistiques

Quatre critères statistiques sont calculés à partir des spectres granulométriques mesurés et synthétisés de l'échantillon DATA B. Il s'agit du coefficient de corrélation (ρ), du coefficient d'efficacité Nash, du pourcentage d'erreur moyenne absolue (MAPE) et de l'erreur quadratique moyenne normalisée (NRMSE). Les deux premiers critères sont définis dans le chapitre 3 (relations 3.34 et 3.35). Le choix des deux derniers critères qui sont définis par les formules ci-dessous se justifie par leurs extrêmes sensibilités à tout changement intervenu dans l'échantillon considéré.

$$MAPE = \frac{100}{N} \sum_i \left| \frac{Y^{est} - Y^{obs}}{Y^{obs}} \right| \quad (5.6)$$

$$NRMSE = \frac{1}{E(Y^{obs})} \sqrt{\sum_i \frac{(Y^{est} - Y^{obs})^2}{N}} \quad (5.7)$$

Un modèle est performant lorsque les valeurs des critères MAPE et NRMSE diminuent et tendent vers zéro.

3 Résultats et analyse

3.1 Modélisation de l'énergie cinétique en fonction du taux de pluie et en fonction du facteur de réflectivité radar

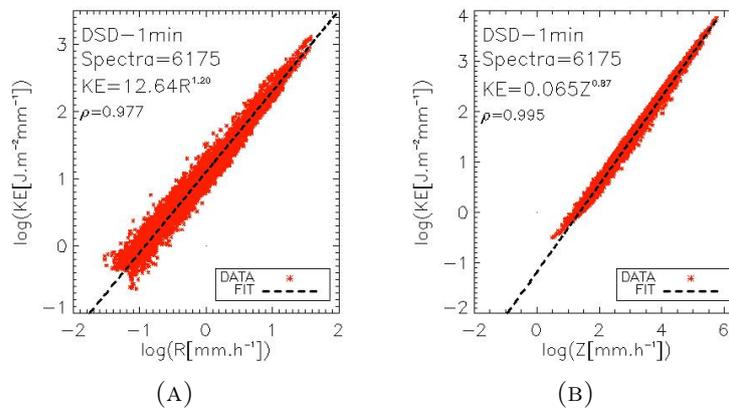


FIGURE 5.1 – Echantillon DATA A : relations KE - R et KE - Z établies à partir des DSD de 1min.

La figure (5.1) ci-dessus montre les résultats des regressions linéaires du flux d'énergie cinétique KE sur le taux de pluie R et du flux d'énergie cinétique KE sur le facteur de réflectivité radar Z (dans l'approximation de Rayleigh). Les relations ainsi obtenues pour les spectres de DSD de pluie de 1 min sont :

$$KE = 12,64R^{1,20} \text{ et } KE = 0,0657Z^{0,874} \quad (5.8)$$

Les coefficients de corrélation (ρ) entre les variables mesurées et les variables estimées par les relations KE - R et KE - Z tendent vers 1. Il y a donc une très bonne corrélation entre le flux d'énergie cinétique mesurée et le flux d'énergie cinétique estimée par les deux modèles d'ajustement KE - R et KE - Z.

3.2 Validation

Les relations (5.8) sont validées en utilisant les données de l'échantillon DATA B. Les critères d'efficience Nash, le pourcentage d'erreur moyenne absolue (MAPE) et l'erreur quadratique moyenne normalisé (NRMSE) entre la valeur mesurée et celle estimée par les deux relations, sont calculés et affichés sur la figure 5.2. Ces relations sont d'autant plus performantes que les valeurs du Nash tendent vers un et que celles du MAPE et NRMSE sont les plus petites possibles.

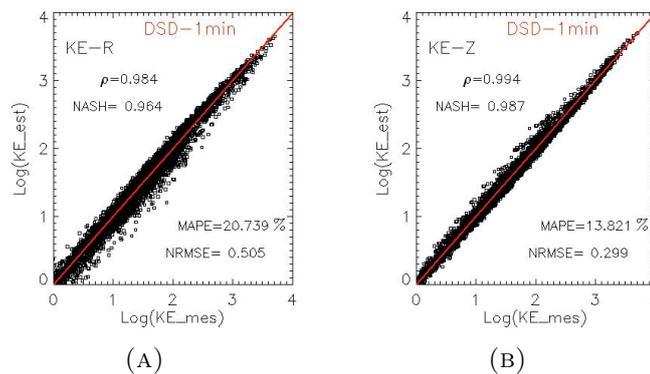


FIGURE 5.2 – Echantillon DATA B : validation des relations KE - R et KE - Z établies.

On note une très bonne corrélation ($\rho \geq 0,90$) entre les valeurs des flux d'énergie cinétique KE estimée par les modèles KE - R et KE - Z et celles

mesurées. De l'analyse des deux graphes de la figure 5.2, on note que les valeurs des critères MAPE et NRMSE sont faibles et tendent vers zéro. On en déduit donc que les deux modèles sont de bons estimateurs de l'énergie cinétique des gouttes de pluie.

3.3 Comparaison des deux relations KE - R et KE - Z

Pour comparer la performance des deux modèles, nous avons comparé les valeurs des critères MAPE et NRMSE calculés entre l'énergie cinétique des gouttes de pluie mesurée et l'énergie cinétique des gouttes de pluie estimée par les deux relations. Ainsi, on a (MAPE=13,45% et NRMSE= 0,308) pour la relation KE - Z et (MAPE=20,75% et NRMSE= 0,50) pour la relation KE - R; soit $MAPE_{KEZ} < MAPE_{KER}$ et $NRMSE_{KEZ} < NRMSE_{KER}$. Ce qui montre une nette performance de la relation KE - Z sur la relation KE - R. Ce résultat est prévisible à cause de la proximité des ordres des moments des deux variables Z (moment d'ordre 6 de la DSD) et KE (moment d'ordre 5,01 de la DSD), alors que l'ordre de moment de R est de 3,67 de la DSD. Cependant, comme dans toutes les régions, les données radar ne sont pas toujours disponibles, on utilise la relation KE - R pour l'estimation de l'énergie cinétique des gouttes de pluie.

En outre, Ces relations sont différentes de celles obtenues dans d'autres régions d'études comme le montre le tableau 6.1. On note une variabilité de ces relations selon les conditions climatiques (pluviométrie, le climat, température, l'altitude etc... de la région d'étude (Angulo-Martínez et Barros, 2015). Ces relations ne peuvent donc pas être efficacement applicables dans d'autres régions. La différence observée entre les relations de ces auteurs et nos relations est donc évidente car les conditions climatiques de ces zones d'étude où elles sont établies sont différentes de celle du Nord-Ouest du Bénin qui est une zone de transition entre les conditions climatiques sahéliennes et Soudaniennes.

TABLEAU 5.1 – Quelques exemples de relations climatologiques KE - R établies en Afrique et dans d'autres régions du monde.

Relations KE - R		
Lieux	Equations (en $J.m^{-2}h^{-1}$)	Références
Rome (en Italy)	$KE = 31,75R[1 - 0,64exp(-0,05R)]$	Mineo et al. (2019)
Republique tchèque	$KE = 50,633R^{0,666}$	Jan Petrù et al. (2018)
Sud de la France	$KE = 10,16R^{1,251}$	Yu Nan (2012)
Nord du Mississippi (USA)	$KE = 11R^{1,25}$	steiner et al. (2000)
Hong Kong (Asie)	$KE = 36,8R[(10,691exp(-0,038R))]$	Jayawardena et al. (2000)
USA	$KE = 29 R [1 - 0,72 exp(-0,05 R)]$	Brown et Foster (1987)
Italie centrale	$KE = R [9,81 - 11,25 \log R]$	Zanchi et Torri (1980)
Rhodésie	$KE = 31,75 R [1 - 0,64 exp(-0,05 R)]$	Kinnel (1981)
Amérique du Nord	$KE = R [11,87 - 8,73 \log R]$	Wischmeier et al. (1978)
USA	$KE = 29 R [1 - 0,72 exp(-0,082 R)]$	McGregor (1976)

TABLEAU 5.2 – Quelques exemples de relations climatologiques KE - Z établies dans d'autres régions du monde.

Relations KE - Z		
Lieux	Equations (en $J.m^{-2}.h^{-1}$)	Références
Sud de la France	$KE = 0,0912Z^{0,832}$	Yu Nan et al. (2012)
Nord du Mississippi (USA)	$KE = 0,0536Z^{0,909}$	Steiner et al. (2000)

3.4 Sensibilité des deux relations KE - R et KE - Z au pas de temps d'intégration des spectres de DSD

3.4.1 Relations KE - R et KE - Z aux différents pas de temps d'intégration

Les relations KE - R et KE - Z sont établies successivement avec les données des échantillons de DSD (DATA A) de durées respectives 2 min, 5 min, 10 min, 15 min et 20 min par la même méthode de regression linéaire. Les tableaux 5.1 et 5.2 montrent ces différentes relations. On constate une différence significative entre les relations établies aux différents pas de temps d'intégration. Il est donc important de prendre en compte le pas de temps d'intégration dans les modélisations hydrologiques.

TABLEAU 5.3 – Les relations KE - R et KE - Z par pas de temps d'intégration établies en utilisant l'échantillon DATA A

T(min)	KE - R			KE - Z		
	a	b	ρ	a	b	ρ
2	12,82	1,20	0,985	0,064	0,875	0,995
5	13,04	1,19	0,985	0,062	0,878	0,996
10	13,32	1,19	0,986	0,0605	0,88	0,996
15	13,63	1,18	0,986	0,0604	0,878	0,996
20	13,61	1,19	0,987	0,062	0,875	0,997

3.4.2 Validations

Pour valider les modèles d'estimation d'énergie cinétique KE - R et KE - Z, nous avons calculé comme précédemment les quatre critères statistiques suivant : le coefficient de corrélation (ρ), le coefficient d'efficience Nash, le pourcentage d'erreur moyenne absolue (MAPE) et l'erreur quadratique moyenne normalisée (NRMSE) en utilisant les spectres granulométriques mesurés et synthétisés de l'échantillon DATA B. Les figures 5.3 et 5.4 ci-dessous présentent les résultats.

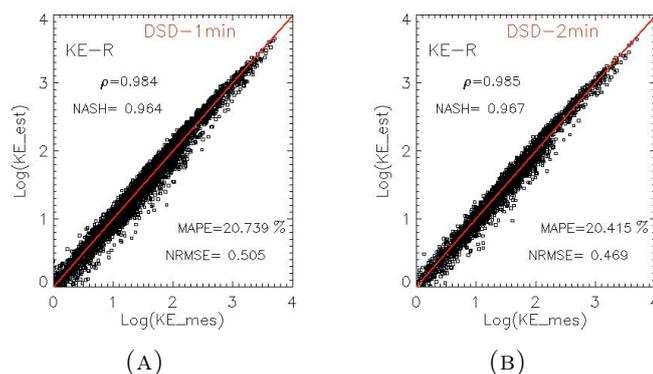


FIGURE 5.3 – Relations KE - R aux différents pas de temps T=1 min, T=2 min, T=3 min, T=5 min, T=10 min. Les points jaunes sont les données mesurées et la droite en pointillés noires représente la première bissectrice ; les valeurs des critères ρ , Nash, MAPE et NRMSE sont affichées.

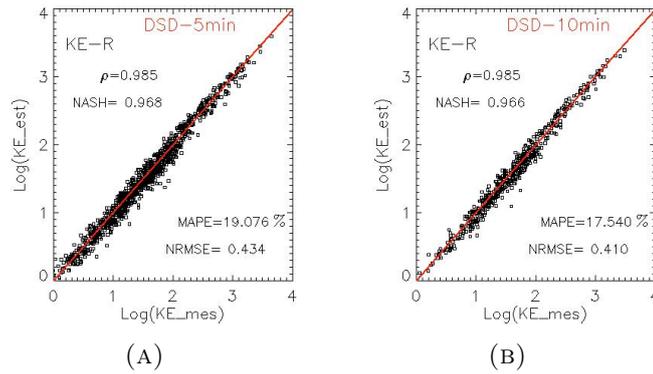


FIGURE 5.4 – Relations KE - R aux différents pas de temps $T=1$ min, $T=2$ min, $T=3$ min, $T=5$ min, $T=10$ min. Les points jaunes sont les données mesurées et la droite en pointillées noires représente la première bissectrice ; les valeurs des critères ρ , Nash, MAPE et NRMSE sont affichées.

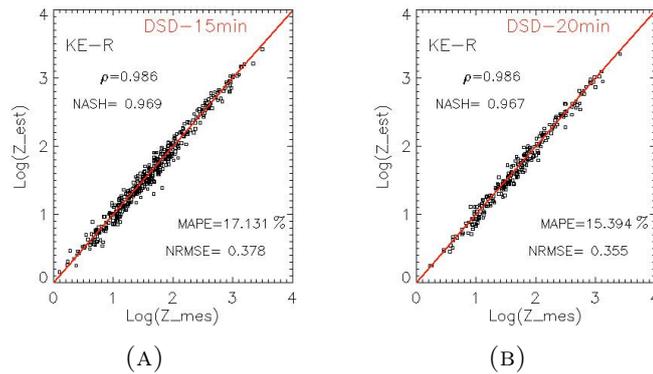
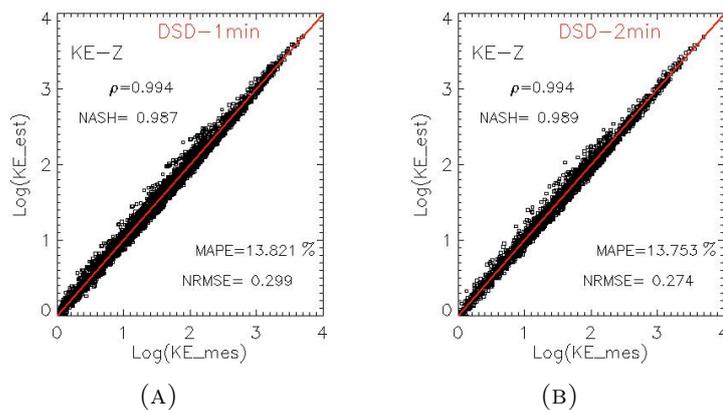


FIGURE 5.5 – Relations KE - R aux différents pas de temps $T=15$ min et $T=20$ min. Les points jaunes sont les données mesurées et la droite en pointillées noires représente la première bissectrice ; les valeurs des critères ρ , Nash, MAPE et NRMSE sont affichées.



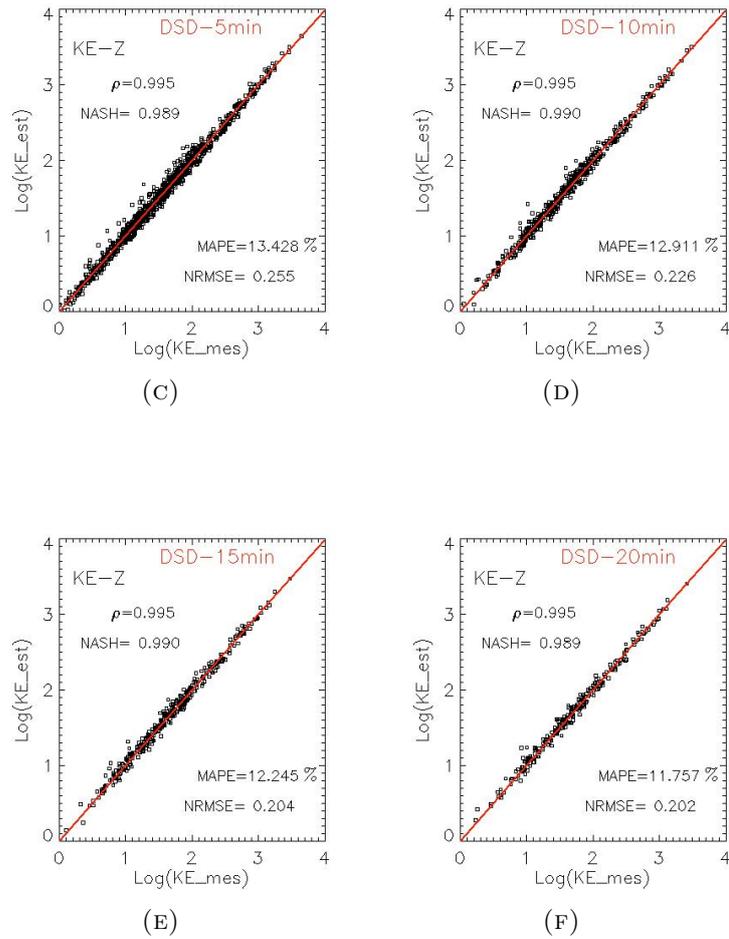
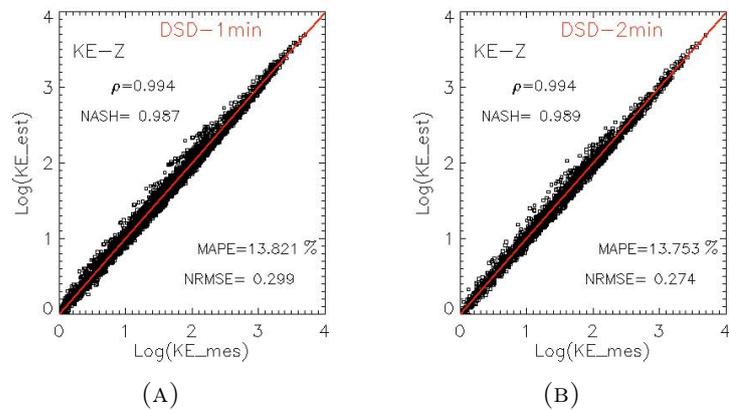


FIGURE 5.6 – Relation KE - Z aux différents pas de temps $T=1$ min, $T=2$ min, $T=3$ min, $T=5$ min, $T=10$ min, $T=15$ min et $T=20$ min. Les points jaunes sont les données mesurées et la droite en pointillés noirs représente la première bissectrice ; les valeurs des critères ρ , Nash, MAPE et NRMSE sont affichées.



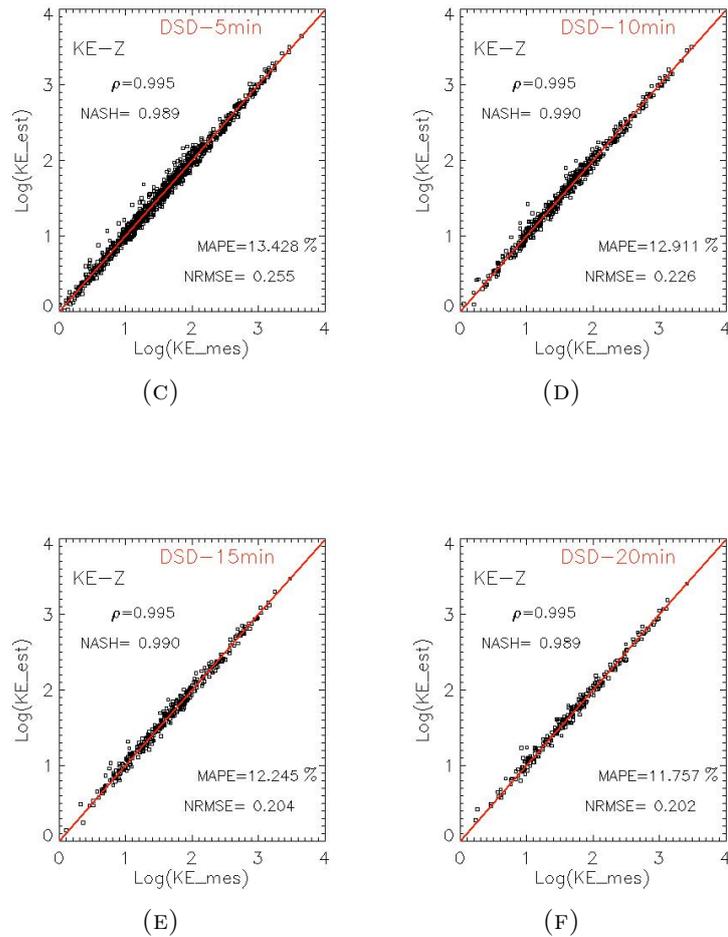


FIGURE 5.7 – Relation KE - Z aux différents pas de temps $T=1$ min, $T=2$ min, $T=3$ min, $T=5$ min, $T=10$ min, $T=15$ min et $T=20$ min. Les points jaunes sont les données mesurées et la droite en pointillés noirs représente la première bissectrice ; les valeurs des critères ρ , Nash, MAPE et NRMSE sont affichées.

Ces figures (5.3 - 5.6) montrent qu'aussi bien le coefficient de corrélation que le critère d'efficacité Nash tendent vers 1 ; ce qui montre d'une part la bonne qualité des modèles d'ajustement et d'autre part que les différents modèles KE - R et KE - Z peuvent bien restituer l'énergie cinétique (KE) de la pluie aux différents pas de temps. Par ailleurs les critères MAPE et NRMSE diminuent lorsque le pas de temps d'intégration des spectres augmente. Il en résulte que la performance des relations KE - R et KE - Z augmente avec le pas de temps d'intégration. Nous n'avons trouvé dans la littérature aucun résultat sur l'étude de l'impact du pas de temps d'intégration des spectres de DSD de pluie sur les relations KE - R et KE - Z pouvant nous servir d'élément de comparaison.

4 Conclusion

Deux relations KE - R et KE - Z sont établies dans ce chapitre pour l'estimation de l'énergie cinétique des gouttes de pluie respectivement à partir du taux de pluie R et de la réflectivité radar Z. En se basant sur les critères MAPE et NRMSE, nous constatons que la relation KE - Z est nettement plus performante que la relation KE - R. Toutefois, la relation KE - R est plus utilisée pour estimer l'énergie cinétique de la pluie en raison du défaut de données radar partout. En outre, en évaluant la sensibilité de ces relations au pas de temps d'intégration des spectres de DSD, nous avons montré que les relations obtenues aux différents pas de temps sont différentes et leur performance augmente avec le pas de temps.

CONCLUSION GENERALE ET PERSPECTIVES

Conclusion générale

Cette étude qui a porté sur la modélisation de la distribution granulométrique des gouttes de pluie nous a permis de faire l'historique de la mesure de la distribution granulométrique des gouttes de pluie. Deux différents types de méthodes de mesure de la distribution granulométrique des gouttes de pluie sont décrites : les méthodes anciennes et les méthodes modernes de mesure. Mais les méthodes anciennes sont souvent fastidieuses à cause du temps de comptage relativement long et aussi, elles ne permettent pas de prendre en compte la vitesse de chute des gouttes et peut sous-estimer ou sur-estimer certaines plages de diamètres. Ces insuffisances sont corrigées avec l'avènement de nouvelles méthodes dites modernes qui consistent à utiliser des appareils automatisés de la distribution granulométrique des gouttes de pluie. Il s'agit des disdromètres à impact et les disdromètres au principe radar. Une étude comparative des efficacités des différentes méthodes modernes a montré qu'une combinaison de JWD et de 2DVD est préférable pour répondre aux exigences de mesure pour un échantillonnage précis des spectres de DSD de pluie (Tokay et al., 2013).

En outre, l'importance de la modélisation de la distribution des gouttes de pluie pour l'estimation de la pluie par les radars conventionnels, les radars polarimétriques, les lidars et les liens de télécommunication téléphoniques ; ou pour l'étude des phénomènes de lessivage atmosphérique et d'érosions hydriques des sols a été montrée.

Par ailleurs, dans cette thèse, en comparant l'ajustement des DSD avec deux modèles unimodaux (modèle gamma et modèle lognormal) en utilisant deux fonctions $N(D)$ et $R(D)$, nous avons constaté qu'il n'y a pas de différence significative entre l'ajustement de la DSD par le modèle gamma et l'ajustement par le modèle lognormal. De même, en comparant les deux fonctions $N(D)$ et $R(D)$, il a été constaté que la fonction $R(D)$ estime mieux les moments utiles que la fonction $N(D)$, ce qui pourrait se justifier par le fait que la fonction $R(D)$ est indépendante de la vitesse et par le fait qu'elle ne dépend que de deux paramètres tandis que la fonction $N(D)$ dépend de trois paramètres. En outre, en évaluant l'impact du pas de temps d'intégration des spectres de DSD de pluie sur leurs structurations et leurs paramétrisations par le taux de pluie, il ressort que le niveau de structuration des spectres de DSD et l'efficacité de leur paramétrisation augmentent à mesure que la durée des spectres augmente.

Enfin l'énergie cinétique (KE) des gouttes de pluie a été modélisée par deux relations KE - R et KE - Z. En comparant la performance de ces deux relations, il ressort que la relation KE - Z est plus performante que la relation KE - R. néanmoins cette dernière est la plus utilisée dans la littérature pour estimer l'énergie cinétique des gouttes de pluie à cause de l'inexistence des données radar dans toutes les régions. En outre, l'étude de l'impact du pas de temps d'intégration des spectres de DSD sur ces relations a été menée et a révélé que, non seulement une différence significative entre les relations obtenues aux différents pas de temps mais aussi que leur performance augmente lorsque la durée des spectres augmente. Il n'est donc pas possible d'utiliser une relation obtenue à un pas de temps donné pour faire des estimations à un autre pas de temps d'intégration. Au demeurant, nous avons suggéré la prise en compte du pas de temps d'intégration des spectres dans la modélisation de la distribution granulométrique des gouttes de pluie et dans l'établissement de divers modèles hydrologiques.

Perspectives

Au terme de cette thèse, nous pouvons classer nos perspectives en deux catégories : les perspectives immédiates, pour lesquelles les données en notre possession suffisent pour les aborder ; les perspectives lointaines, pour lesquelles d'autres campagnes de mesures sont nécessaires pour les aborder.

▷ **Les perspectives immédiates :**

1) Dans le chapitre 4, nous avons montré que la fonction $R(D)$ paramétrée par le taux de pluie estime mieux les moments de la DSD que la fonction $N(D)$ paramétrée par le taux de pluie. Du fait que la fonction $N(D)$ est la plus utilisée dans la littérature, nous l'avons utilisée dans le chapitre 5 pour analyser l'impact du pas de temps d'intégration sur la modélisation des DSD. Il est donc nécessaire qu'on aborde l'étude faite dans le chapitre 5 avec la fonction $R(D)$.

2) Dans le chapitre 5, l'analyse de l'impact du pas de temps d'intégration sur la modélisation des DSD a été faite avec la paramétrisation à un moment (le taux de pluie). Pour l'estimation quantitative de pluies à l'aide des mesures des radars polarimétriques, il serait important de faire cette analyse avec la méthode de paramétrisation à double moments.

3) Il serait aussi intéressant : d'établir le lien entre les spectres multimodaux et les critères d'efficacités de la modélisation des spectres définis dans le chapitre 5 ; d'évaluer le taux d'erreur d'estimation des moments des spectres mal ajustés par les modèles de DSD unimodaux.

▷ **Les perspectives lointaines :**

1) Une nouvelle campagne de mesure des DSD a démarré au sud du Bénin en 2021. Ces mesures permettront de faire une analyse spatiale des caractéristiques des DSD au Bénin.

2) Il est envisagé de coupler à partir de 2022 la mesure, des composantes du vent, faite par un anémomètre 3D à haute résolution à celle de la distribution granulométrique des gouttes de pluie. Si ces mesures venaient à être effectuées,

elles pourront aider à comprendre la cause des spectres mal ajustés par les modèles de DSD unimodaux et de proposer des modèles correctifs pour ces types de spectres.

Enfin, la concrétisation de nos perspectives aidera à coup sûr à développer un simulateur de la distribution granulométrique de la pluie à partir des mesures pluviométriques, but ultime de notre étude.

Annexes

Articles publiés

Article n°1 : *Parameterization of Drop Size Distribution with Rainfall Rate : Comparison of the $N(D)$ and $R(D)$ Functions ; and Relationship between Gamma and Lognormal Laws*

Authors : Sounmaïla Moumouni, Loïc Saturnin ADJIKPE, Siaka MASSOU and Agnide Emmanuel LAWIN

International Journal of Research and Innovations in Earth Science Volume 5, Issue 6, ISSN (Online) : 2394-1375

Article n°2 : *Impact of integration time steps of rain drop size distribution on their structuring and their modelling :by the rain rate : A case study in northern Benin.*

Authors : Sounmaïla Moumouni, Loïc Saturnin ADJIKPE, Siaka MASSOU and Agnide Emmanuel LAWIN

Comptes Rendus Géoscience-Sciences de la planète; 2021,353,n°1, P.135-153 ; <https://doi.org/10.5802/crgeos.55>

Article n°3 : *Potentiel érosif de la pluie : Identification du meilleur estimateur d'énergie cinétique de la pluie à partir des données de Drop Size distribution (DSD) de pluies mesurées au Nord-ouest du Bénin.*

Auteurs : Adjikpe Loïc Saturnin, Moumouni Sounmaïla, Kougbegbede Hilaire and Massou Siaka

Journal de physique de la SOAPHYS, Vol 2, N°2 (2020) C20A17 ; <http://dx.doi.org/10.46411>

Communications aux colloques et conférences

Communication n° 1 : Doctorale conjointe de l'Ecole Doctorale Sciences Exactes et Appliquées (EDSEA) ; UAC, Juin 2018

Titre : *Modélisation de la distribution granulométrique des gouttes de Pluie*

Loïc Saturnin ADJIKPE^{1,2,3}, Soumaila MOUMOUNI² et Siaka MASSOU³

¹ Laboratoire de Physique de l'Atmosphère (LPA). Faculté des Sciences et Technique (FAST), Université d'Abomey Calavi, Bénin

² Ecole Normale Supérieure(ENS), Université de Parakou, Bénin

³ Laboratoire de Physique Théorique (LPT), Faculté des Sciences et Techniques (FAST), Université d'Abomey

Résumé : Le présent travail est consacré à la construction d'un modèle de simulation des distributions granulométriques de pluie (DSD) mesurées au nord du Benin à partir des données pluviométriques. Une description complète des appareils de mesure des DSD et leur comparaison ont été faites. La modélisation de la distribution moyenne par classe de taux de pluie par les lois gamma et lognormal avec les fonctions $N(D)$ et $R(D)$ nous a permis de comparer la performance des deux fonctions et des deux lois. La fonction $N(D)$ représente le nombre de gouttes de pluie par unité de volume et par intervalle de diamètres, alors que $R(D)$ représente le taux de pluie par intervalle de diamètres. Nous avons noté que la modélisation de la DSD par la loi gamma n'est pas significativement différente de la modélisation de la DSD par la loi lognormal. Cette modélisation a été aussi restreinte aux DSD obtenues par filtrage avec les critères Nash et KGE. De plus, les paramètres des modèles sont ajustés en

fonction du taux de pluie. Nous avons ainsi obtenu des DSD paramétrées par le taux de pluie. L'importance de cette modélisation pour la mesure des radars, du lidar, l'étude du lessivage atmosphérique, l'érosion du sol et pour la mesure des pluies par liens téléphoniques a été décrite. En outre, évaluant l'efficacité de cette paramétrisation, nous avons remarqué que la fonction $R(D)$ estime mieux ses moments utiles que la fonction $N(D)$. De même nous avons prouvé à partir du filtrage, les limites de la fonction $R(D)$ à analyser les DSD à partir d'un nombre donné de spectres.

Mots clés : *DSD-lessivage atmosphérique-Radar- érosion du sol.*

Communication n° 2 : Journées Scientifiques Internationales de Lomé
(JSIL) 18^{eme} édition, 2018

Titre : *Distribution granulométrique de pluies observées au Nord du Bénin : modélisation par des fonctions $N(D)$ et $R(D)$; et implication pour l'estimation quantitative de la pluie par radar conventionnel*

Loïc Saturnin ADJIKPE^{1,2,3}, Soumaïla MOUMOUNI² et Siaka MASSOU³

¹ Laboratoire de Physique de l'Atmosphère (LPA). Faculté des Sciences et Technique (FAST), Université d'Abomey Calavi, Bénin

² Ecole Normale Supérieure(ENS) de Natitingou, Université Nationale des Sciences, Technologies, Ingénieries et Mathématiques

³ Laboratoire de Physique Theorique (LPT), Faculté des Sciences et Techniques (FAST), Université d'Abomey

Résumé : Le présent travail est consacré à la construction d'un modèle de simulation des distributions granulométriques de pluie (DSD) mesurées au nord du Benin à partir des données pluviométriques. Une description complète des appareils de mesure des DSD et leur comparaison ont été faites. La modélisation de la distribution moyenne par classe de taux de pluie par les lois gamma et lognormal avec les fonctions $N(D)$ et $R(D)$ nous a permis de

comparer la performance des deux fonctions et des deux lois. La fonction $N(D)$ représente le nombre de gouttes de pluie par unité de volume et par intervalle de diamètres, alors que $R(D)$ représente le taux de pluie par intervalle de diamètres. Nous avons noté que la modélisation de la DSD par la loi gamma n'est pas significativement différente de la modélisation de la DSD par la loi lognormal. Cette modélisation a été aussi restreinte aux DSD obtenues par filtrage avec les critères Nash et KGE. De plus, les paramètres des modèles sont ajustés en fonction du taux de pluie. Nous avons ainsi obtenu des DSD paramétrées par le taux de pluie. L'importance de cette modélisation pour la mesure des radars, du lidar, l'étude du lessivage atmosphérique, l'érosion du sol et pour la mesure des pluies par liens téléphoniques a été décrite. En outre, évaluant l'efficacité de cette paramétrisation, nous avons remarqué que la fonction $R(D)$ estime mieux ses moments utiles que la fonction $N(D)$. De même nous avons prouvé à partir du filtrage, les limites de la fonction $R(D)$ à analyser les DSD à partir d'un nombre donné de spectres.

Mots clés : *DSD-lessivage atmosphérique-Radar- érosion du sol.*

Communication n° 3 : Journées Scientifiques Internationales de Lomé (JSIL)
20^{ème} édition, 2020

Titre : *Etude du potentiel érosif de la pluie : Identification du meilleur estimateur d'énergie cinétique de la pluie à partir des caractéristiques des DSD dans trois régions du nord Bénin*

Loïc Saturnin ADJIKPE^{1,2}, Sounmaïla MOUMOUNI² et Hilaire KOUGBEAGBEDE¹

¹ Laboratoire de Physique de l'Atmosphère (LPA). Faculté des Sciences et Technique (FAST), Université d'Abomey Calavi, Bénin

² Ecole Normale Supérieure(ENS) de Natitingou, Université Nationale des Sciences, Technologies, Ingénieries et Mathématiques

Résumé : Ce travail propose une approche pour déterminer l'énergie cinétique de la pluie (KE) à partir des paramètres intégrés de la distribution granulométrique des gouttes de pluie (DSD) mesurées dans trois régions du nord Bénin en vue d'étudier l'érosion du sol. La variabilité de l'énergie cinétique des gouttes de pluie est montrée par l'évolution des moments explicatifs (R, Z). Deux relations (KE - R, KE - Z) entre l'énergie cinétique des gouttes de pluie (KE), le taux de pluie (R) et le facteur de réflectivité radar (Z) sont établies. En comparant la performance de ces deux estimateurs, il ressort que la relation KE - Z estime mieux l'énergie cinétique de la pluie que la relation KE - R et que cette performance évolue avec la résolution temporelle des spectres de DSD de pluie.

Communication n° 4 : Les Journées Scientifiques du Centre Béninois de la Recherche Scientifique du Centre Béninois de la Recherche Scientifique et de l'Innovation(CBRSI) Edition, Juin 2021 Cotonou BENIN

Titre : *Caractérisation du facteur d'érosivité de la pluie au Nord-Ouest du Bénin à partir des données disdrométriques.*

Loïc Saturnin ADJIKPE^{1,2}, Sounmaïla MOUMOUNI² et Hilaire KOUGBEAGBEDE¹

¹ Laboratoire de Physique de l'Atmosphère (LPA). Faculté des Sciences et Technique (FAST), Université d'Abomey Calavi, Bénin

² Ecole Normale Supérieure(ENS) de Natitingou, Université Nationale des Sciences, Technologies, Ingénieries et Mathématiques

Résumé : Le Nord-ouest du Bénin est une zone de transition entre les conditions climatiques sahéliennes et soudaniennes caractérisée par une seule saison pluvieuse qui s'étend du mois de mai au mois de septembre. La pluviométrie dans cette zone varie et peut atteindre des proportions inquiétantes pouvant atteindre un cumul annuel de 550mm environ par site de mesure. L'énergie cinétique des gouttes de pluie annuelle y peut avoisiner

1000J/m²/mm par site. Cette agressivité de la pluie est devenue un phénomène récurrent qui ne reste pas sans conséquence sur le sol arable de la zone. Cette étude a pour but de mettre en IJuvre pour la première fois un nouveau mécanisme de prédiction d'érosion pluviale à partir de la distribution granulométrique des gouttes de pluie (DSD). Un nouveau modèle d'estimation du facteur d'érosivité (R) de la pluie sont établis en se basant uniquement sur les données d'énergie cinétique (KE) mensuelles et annuelles des gouttes de pluie. En évaluant la performance de ce modèle, on constate qu'il est le mieux adapté à l'estimation du facteur d'érosivité dans la région du Nord-ouest du Bénin.

Mots clés : *DSD - Energie cinétique de la pluie - Erosivité de la pluie*

Bibliographie

Abudi, I., Carmi, G., Berliner, P. (2012). Rainfall simulator for field runoff studies. *J. Hydrol.* 454, 76-81.

Andsager, K., Beard, K.V., and Laird, N.F. (1999). Laboratory measurements of axis ratios for large raindrops. *J. Atmos. Sci.* 56, 2673-2683

Angulo-Martínez, M., Beguería, S., Kyselý, J. (2016). Use of disdrometer data to evaluate the relationship of rainfall kinetic energy and intensity (KE - I). *Sci. Total Environ.* 568, 83-94.

Aoki, M., Iwai, H., Nakagana, K., Ishit, S., and Mizutani, K. (2016). Measurements of Rainfall Velocity and Raindrop Size Distribution using Coherent Doppler Lidar. *National Institute of Information and Communications Technology, Koganei, Tokyo, Japan.*

Arjen, H., and Mesfin, M. (2012). The water footprint of humanity. *PNAS.* 109 : 3232-3237

Arnaez, J., Lasanta, T., Ruiz-Flaño, P., Ortigosa, L. (2007). Factors affecting runoff and erosion under simulated rainfall in Mediterranean vineyards. *Soil Tillage Res.* 93, 324-334.

Asante, E.A. (2011). Effect of Mulch Type, Mulch Rate and Slope on Soil Loss, Runoff and Infiltration Under Simulated Rainfall for Two Agricultural Soils in Ghana. *Ph.D. Thesis. University of Science and Technology, Kumasi, Ghana.*

Assouline, S. (2009). Drop size distributions and kinetic energy rates

in variable intensity rainfall. *Water Resour. Res.* 45, 1-7.

Atlas, D., Ulbrich, C.W. (1977). Path and area-integrated rainfall measurement by microwave attenuation in the 1-3 cm band. *J. Appl. Meteor.*, vol. 16, pp. 1322-1331.

Atlas, D., Srivastava, R., and Sekhon, R. (1973). Doppler radar characteristics of precipitation at vertical incidence. *Rev. Geophys. Space Phys.* 11 :1-35.

Atlas, D., Ulbrich, C.W., Marks, Jr.F.D., Amitai, E., and Williams, C.R. (1999). Systematic variation of drop size and radar-rainfall relations. *J. Geophys. Res.*, 104, 6155-6169.

Balakrishnan, N., and Zrnić, D.S. (1990). Use of polarization to characterize precipitation and discriminate large hail. 1. *Atmos. Sci.* 47, 1525-1540

Battaglia, A., Rustemeier, E., Tokay, A., Blahak, U., Simmer, C. (2010). Parsivel snow observations : A critical assessment. *J. Atmos. Ocean. Technol.* 27, 333-344.

Battan, L. (1973). Radar observation of the atmosphere. *Univ. Chic. Press.*, x : 324. *BBC (2007). Million hit by floods in africa. BBC News.*

Beard, K.V., and Chuang, C. (1987). A new model for the equilibrium shape of raindrops. *J. Atmos. Sci.* 44, 1509-1524

Bentley, W.A. (1904). Studies of raindrops and raindrop phenomena. *Mon. Weather Rev.* 32, 450-456.

Brandes, E., Zhang, G., and Vivekanandan, J. (2002). Experiments in rainfall estimation with a polarimetric radar in a subtropical environment. *J. Appl. Meteor.* 41 : 674-685.

Brandes, E.A., Zhang, G., and Vivekanandan, J. (2003). An Evaluation of a Drop Distribution-Based Polarimetric Radar Rainfall Estimator. *J. Appl. Meteor.* 42, 652-660.

Bringi, V.N., and Chandrasekar, V. (2001). Polarimetric Doppler Weather Radar : Principles and Applications. *Cambridge University*

Press, 636 pp.

Bringi, V.N., Huang, G.J., and Chandrasekar, V. (2002). A Methodology for Estimating the Parameters of a Gamma Raindrop Size Distribution Model from Polarimetric Radar Data : Application to a Squall-Line Event from the TRMM/Brazil Campaign. *J. Atmos. Ocean. Techn.* 19, 633-645.

Campos, E., and Zawadzki., I. (2000). Instrumental Uncertainties in Z-R relations. *J. Appl. Meteor.* 39, 1088-1102.

Cariou, J.P., Augere, B., and Valla, M. (2006). Laser source requirements for coherent lidars based on fiber technology. *C. R. Phys.* 7, 213-223, doi :10.1016/j.crhy.2006.03.012.

Carollo, F., Ferro, V., Serio, M. A. (2017). Reliability of rainfall kinetic power- intensity relationships. *Hydrol. Process.* 31, 1293-1300.

Cerro, C., B., Codina, J., Bech, and Lorente, J. (1997). Modeling Raindrop Size Distribution and Z(R) Relations in the Western Mediterranean Area. *J. Appl. Meteor.* 36, 1470-1479.

Chandrasekar, V., and Bringi., V.N. (1987). Simulation of Radar Reflectivity and Surface Measurements of Rainfall. *J. Atmos. Oceanic Technol.* 464-478.

Chapon, B., Delrieu, G., and Gosset, M. (2008). Variability of rain drop size distribution and its effect on the Z-R relationship : A case study for intense Mediterranean rainfall. *J. Atmospheric Research.* 87, 52-65

Chate, D.M., and Pranesha, T.S. (2004). Field studies of scavenging of aerosols by rain events. *Journal of Aerosol Science.* 35, 695-706.

Chen, Y., Duan, J., An, J., and Liu, H. (2019). Raindrop size distribution characteristics for tropical cyclones and Meiyu-Baiu fronts impacting Tokyo, Japan. *Atmosphere,* 10, article no. 391.

Courshee, R.J., Byass, J.B. (1953). A Study of the Methods of Measuring Small Spray Drops. *National Institute of Agricultural*

Engineering : Bedford, UK.

Crane, R.K. (2000). Propagation phenomena affecting satellite communication systems operating in the centimeter and millimeter wavelength bands, *Proc. IEEE*, 59, 173-188.

Dafinova, D. (2008). Identification des processus microphysiques à l'aide des variables du radar polarimétriques. *Mémoire de maîtrise en Sciences de l'atmosphère. Université du Québec à Montréal.*

De Jong, S. (2010). Low Cost Disdrometer. *Masters Thesis, Delft University of Technology, Delft, The Netherlands.*

Delahaye, J.Y., Barthes, L., Gole, P., Lavergnat, J., and Vinson, J.P. (2009). A dual-beam spectropluviometer concept. *J. of Hydrology*. 328, 110-120.

Depuydt, G. (2013). Etude expérimentale in situ du potentiel de lessivage de l'aérosol atmosphérique par les précipitations. *Thèse de doctorat, (IRSN), INP Toulouse*

Distromet Ltd. Distromet (2011). Available online : *www.distromet.com.*

Doherty, L. (1964). Z-R relationships deduced from forward scatter doppler measurements. *J. Atmos. Sci.* 21 : 683-697.

Donnadieu, G.; Dubosclard, G. (1969). Un pluviomètre photoélectrique pour la détermination simultanée des spectres dimensionnels et des vitesses de chute des gouttes de pluie. *J. Res. Atmos.* 4, 37-46.

Doumounia, A., Gosset, M., Cazenave, F., Kacou, M., and Zougmore, F. (2014). Rainfall monitoring based on microwave links from cellular telecommunication networks : results from a West African test bed. *Geophys. Res. Lett.*, 41, 1-7, doi : 10.1002/2014GL060724. Received

Doumounia, A., Gosset, M., Cazenave, F., Kacou, M., and Zougmore, F. (2016). Rainfall monitoring based on microwave links

from cellular telecommunication networks : First results from a West African test bed. *Geophys. Res. Lett.*, 41, 2014GL060724.

Doumounia, A., Sawadogo, M., Zougmore, F., Sanou, S.R., Cazenave, F., Gosset, M. (2017). Rainfall Estimation Using Commercial Microwave Links (CMLs) Attenuations : Analyse of extreme event of 1st september 2009 in Ouagadougou. *15th International Conference on Environmental Science and Technology Rhodes, Greece, CEST2017 01278*

Doviak, R., and Zrnić, D.S. (1993). Doppler radar and weather observations. *San Diego, Academic Press. 2nd ed.*

Ekerete, K.M.E., Hunt, F.H., Otung, I.E., Jeffery, J.L. (2015). Multimodality in the Rainfall Drop Size Distribution in Southern England. In : Pillai P., Hu Y., Otung I., Giambene G. (eds) *Wireless and Satellite Systems. WiSATS. Lecture Notes of the Institute for Computer Sciences, Social Informatics and Telecommunications Engineering, 154, Springer, Cham.*

Ekerete, K.E., Hunt, F.H., Jeffery, J.L., Otung, I.E. (2015). Modelling rainfall drop size distributions in southern England using a Gaussian mixture model. *Radio Sci. 50, 876-885*

Ekerete, K.E., Hunt, F.H., Jeffery, J.L., Otung, I. (2016). Variation of multimodality in rainfall drop size distribution with wind speeds and rain rates. *J. Eng. 6, 203-209.*

Faure, H., and Gac, J. (1981). Will the sahelian drought end in 1985? *Nature 1981, 291 :475-478.*

Feingold, G., and Levin, Z. (1986). The lognormal fit of raindrop spectra from frontal convective clouds in Israel. *J. Clim. Appl. Meteor. 25, 1346-1363.*

Fox, N.I. (2004). The representation of rainfall drop-size distribution and kinetic energy. *Hydrol. Earth Syst. Sci. 8, 1001-1007.*

Fuchs, N., Petrjanoff, I. (1937). Microscopic examination of fog,

cloud and rain droplets. *Nature*. 139, 111-112.

Gopinath, K., Lucke, T., and Peter, N. (2016). Rain Drop Measurement Techniques : A Review. *Water*. 8, 29.

Gorgucci, E., Scarchilli, G., and Chandrasekar, V. (2000). Measurement of mean raindrop shape from polarimetric radar observations. *J. Atmos. Sci.* 57, 3406-3413.

Gosset, M, Zahiri, E.P., and Moumouni., S. (2010). Rain Drop Size distributions variability and impact on Xband polarimetric radar retrieval. Results from the AMMA campaign in Benin. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. 136, 243-256. DOI : 10.1002/qj.556.

Gunn, R., Kinzer, G.D. (1949). The terminal velocity of fall for water droplets in stagnant air. *J. Meteorol.* 6, 243-248.

Gupta, H.V., Kling, H., Yilmaz, K.K., Martinez, G.F. (2009). Decomposition of the mean squared error and NSE performance criteria. Implications for improving hydrological modeling. *J. Hydrol.*, vol. 377, pp. 80-91, DOI :10.1016/j.jhydrol.2009.08.003.

Hauser, D., Amayenc, P., Nutten, B., Waldteufel, P. (1984). A new optical instrument for simultaneous measurement of raindrop diameter and fall. *Journal of Atmospheric and oceanic technology*, vol 1, E.E.R.M, 70, rue de sèvres, 92106, Boulogne, France

Hogg, D.C. (1968). Millimeter-wave communication through the atmosphere. *Science*, 159, 39-46.

Hubert, P., and Carbonnel, J.P. (1988). Approche statistique de l'aridification de l'afrique de l'ouest. *Journal of Hydrology*. 110 :349-367.

Hudson, N.W. (1981). Instrument for Studies of the Erosive Power of Rainfall, Erosion and Sediment Transport Measurement. In Proceedings of the Florence Symposium, 22-26 June. *International Association of Hydrological Sciences (IAHS) : Ottawa, on, Canada ; pp. 383-393.*

Illingworth, A.J., Blackman, T.M., and Goddard, J.W.F. (1999). Improved rainfall estimates in convective storms using

-
- polarisation diversity radar. *Hydrol Earth Syst Sci.* 4, 555-563.
- Jaffrain, J., and Berne, A. (2012).** Influence of the Subgrid Variability of the Raindrop Size Distribution on Radar Rainfall Estimators. *J. Appl. Meteorol. Climatol.* 51, 780-785.
- Janicot, S., and Fontaine, B. (1993).** L'évolution des idées sur la variabilité interannuelle récente des précipitations en Afrique de l'ouest. *La Météorologie*, 8(1) :22-53.
- Jan Petrù, and Jana Kalibova (2018).** Measurement and computation of Kinetic Energy of Simulated Rainfall in Comparison with Natural Rainfall. *Original Paper Soil, Water Res.*, 13, (4) : 226-233.
- Jayawardena, A.W., Rezaur, R.B. (2000).** Measuring drop size distribution and kinetic energy of rainfall using a force transducer. *Hydrol. Process.*, 14, 37-49.
- Jones, D.M. (1959).** The shape of raindrops. *J. Meteorol.*, 16, 504-510.
- Kacou, M. (2014).** Analyse des précipitations en zone sahélienne à partir d'un radar en bande X polarimétrique. *Thèse de Doctorat, Université de Toulouse, France.*
- Kerker, M., and Hampl, V. (1974).** Scavenging of aerosol particles by a falling water drops and calculation of washout coefficients. *Journal of the Atmospheric Sciences.* 31, 1368-1376.
- Kougbeagbede, H., Houngninou, B.E., and Moumouni, S. (2017).** Modeling Rain Rate Distribution Per Diameter Class from Disdrometer Data Collected in Northern Benin (AMMA Campaign). A New Relationship Between Radar Reflectivity and Rainfall Rate. *International Journal of Research and Innovations in Earth Science*, 4 (3), ISSN (Online) : 2394-1375.
- Krajewski, W.F., and Kruger, A. (2002).** Two-dimensional video disdrometer : A description. *J. Atmos. Oceanic. Technol.* 19, 602-617.
- Kruger, A., Krajewski, W.F. (2002).** Two-dimensional video

-
- disdrometer : A description. *J. Atmos. Oceanic. Technol.* 19, 602-617.
- Laakso, L., Grönholm, T., Rannik, U., Kosmale, M., Fiedler, V., Vehkamäki, H., Kulmala, M. (2003).** Ultrafine particle scavenging coefficients calculated from 6 years field measurements. *Atmospheric Environment.* 37, 3605-3613
- Lane, W.R. (1947).** A Microburette for producing small liquid drops of known size. *J. Sci. Instrum.* 24, 98-101.
- Laws, J.O., Parsons, D.A. (1943).** The relation of raindrop size to intensity. *Am. Geophysical Union Trans.* 26, 452-460.
- Lee, G.W., Zawadzki, I. (2005).** Variability of Drop Size Distributions. Time-Scale Dependence of the Variability and Its Effects on Rain Estimation. *J. Appl. Meteor.*, 44, 241-255.
- Leijnse, H., Stricker, J.N.M., and Uijlenhoet, R. (2007).** Rainfall measurement using radio links from cellular communication networks. *Water Resource Research.*, Vol. 43, W03201, doi :10.1029/2006WR005631
- Leijnse, H., Uijlenhoet, R., and Stricker, J.N.M. (2008).** Hydrometeorological application of a microwave link : Precipitation. *Water Resour. Res.*, doi :10.1029/2006WR004989, in press.
- Liu, X.C., Gao, T.C., Liu, L. (2014).** A video precipitation sensor for imaging and velocimetry of hydrometeors. *Atmos. Meas. Tech.* 7, 2037-2046.
- Lowe, E.J. (1892).** Rain drops Q.J.R. *Meteorol. Soc.*,18, 242-245.
- Mache, H. (1904).** Ueber die Geschwindigkeit un Grosse der Regentropfen. *Meteorol. Z.* 39, 278.
- Maki, M., Keenan, T.D., Sasaki, Y., and Nakamura, K. (2001).** Characteristics of the Raindrop Size Distribution in Tropical Continental Squall Lines Observed in Darwin, Australia. *J. Appl. Meteor.* 40, 1393-1412.
- Marshall, J.S., and Palmer, W. McK (1948).** The distribution of

raindrop with size. *J. Meteor.* 5, 165-166.

Mason, B.J., Ramanadham, R. (1953). A photoelectric raindrop spectrometer. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 79, 490-495.

McCool, D.K., Williams, J.D., Morse, J.R. (2009). Raindrop characteristics in the Pacific Northwest. In Proceedings of American Society of Agricultural and Biological Engineers (ASABE). *Annual International Meeting, Reno, NV, USA, 11-14 October; Volume 97441, pp. 21-24.*

Mikirov, A.E. (1957). A photoelectric method of investigating the distribution of particle size precipitation. *Izv. Akad. Nauk. SSSR*, 1, 104.

Mineo, C., and Elena, Ridolfi (2019). Assessment of rainfall kinetic-energy-intensity relationships. *J. water, MDPI.*, 11,16 18.1994

Mishchenko, M.I., and Travis, L.D. (1996). Capabilities and limitations of a current FORTRAN implementation of the T-matrix method for randomly oriented, rotationally symmetric scatterers. *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer*, 60, 309-324, doi :10.1016/S0022-4073(98)00008-9.

Moumouni, S., Gosset, M., and Houngninou, E. (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.

Moumouni, S. (2009). Analyse des distributions granulométriques des pluies au Bénin : caractéristiques globales, variabilité et application à la mesure radar. *Thèse de Doctorat, INP-Grenoble.*

Moumouni, S., Adjikpé, L. S., Massou, S., and Lawin, A.E. (2018). Parameterization of Drop Size Distribution with Rainfall Rate : S., Comparison of the N(D) and R(D) Functions; and Relationship between Gamma and Lognormal Laws. *International Journal of Research and Innovations in Earth Science.* 5, 2394-1375

Mueller, E.A. (1966). Radar cross sections from drop size spectra.

Ph.D. Thesis, University of Illinois at Urbana-Champaign, Champaign, IL, USA.

Nash, J., and Sutcliffe (1970). J. River flow forecasting through conceptual models part I-a discussion of principles. *J. of Hydrology.* 10 282-290.

Navas, A., Alberto, F., Machin, J., Galan, A. (1990). Design and operation of a rainfall simulator for field studies of runoff and soil erosion. *Soil Technol,* 3, 385-397.

Nawaby, A.S. (1970). A Method of Direct Measurement of Spray Droplets in an Oil Bath. *J. Agric. Res.* 15, 18, 2-184.

Nicholson, S. (1986). The spatial coherence of african rainfall anomalies : interhemispheric teleconnections. *Journal of climate and Applied Meteorology.* 25 : 1365-1381.

Nystuen, J.A. (1999). Relative performance of automatic rain gauges under different rainfall conditions. *J. Atmos.Ocean. Technol.* 16, 1025-1043.

Nzeukou, A., Sauvageot, H., Ochou, A.D., and Kebe, C.M.F. (2004). Raindrop Size Distribution and Radar Parameters at Cape Verde. *J. Appl. Meteor.* 43, 90-105.

Ochou, A., Nzeukou, A., and Sauvageot, H. (2007). Parametrization of drop size distribution with rain rate. *Atmospheric Research.* 84 :58-66.

Ochou, A.D. (2003). Variabilité spatio-temporelle des moments statistiques des distributions des gouttes de pluie et conséquences sur la mesure des précipitations par télédétection micro-ondes. *Thèse d'Etat, Université de Cocody, Abidjan.*

Ochou, A.D., Zahiri, E.P., Bakary, B., and Koffi. M. (2011). Understanding the Variability of Z-R Relationships Caused by Natural Variations in Raindrop Size Distributions (DSD) : Implication of Drop Size and Number. *J. Atmospheric and Climate Sciences.* 1, 147-164

-
- Olsen, R.L., Rogers, D.V., and Hodge, D.B. (1978).** The aR^b relation in the calculation of rain attenuation. *IEEE Trans. Antennas Propagat.*, 26, 318-329.
- Paeth, H., Fink, A.H., Pohle, S., Keis, F., Machel, H., and Samimi, C. (2011).** Meteorological characteristics and potential causes of the 2007 flood in sub-Saharan Africa. *Int. J. Climatol.* 31, 1908-1926.
- Parsakhoo, A., Lotfalian, M., Kavian, A., Hoseini, S.A., Demir, M. (2012).** Calibration of a portable single nozzle rainfall simulator for soil erodibility study in hyrcanian forests. *Afr. J. Agric. Res.* 7, 3957-3963.
- Parsons, J.O. (1941).** Measurements of the fall-velocity of water-drops and raindrops. *Am. Geophys. Union Trans.* 22, 709-721.
- Postel, S., Daily, G., and Ehrlich, P. (1996).** Human appropriation of renewable fresh water. *Science* 271 : 785-788.
- Probert-Jones, J.R. (1962).** The radar equation in meteorology. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 88, 485-495. 30
- Pruppacher, H.R., and Beard, K.V. (1971).** A wind tunnel investigation of the internal circulation and shape of water drops falling at terminal velocity in air. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* 96, 247-256
- Pruppacher, H.R., and Klett, J.D. (1997).** Microphysics of Clouds and Precipitation. 2nd ed., 954 pp., Springer, New York.
- Radhakrishna, B., Narayana, Rao, T. (2009).** Statistical Characteristics of Multiphase Raindrop Size Distributions at the Surface, and Aloft in Different Rain Regimes. *Mon. Weather Rev.* 137, 3501-3518.
- Rahimi, A.R., Holt, A.R., Upton, G.J.G., and Cummings, R.J. (2003).** Use of dual-frequency microwave links for measuring path-averaged rainfall. *J. Geophys. Res.* 108(D15), 4467, doi :10.1029/2002JD003202.
- Redelsperger, J.L., Thorncroft, C., Diedhiou, A., Lebel,**

-
- T., Parker, D., and Polcher, J. (2006).** African Monsoon, Multidisciplinary Analysis (AMMA). *An International Research Project and Field Campaign : Bull. Amer. Meteor. Soc.* 88, 1739-1746.
- Ryzhkov, A., and Zrnić, D. (1996).** Assessment of Rainfall Measurement That Uses Specific Differential Phase. *J. Appl. Meteorol* 35, 2080-2090.
- Sachidananda, M., and Zmic, D.S. (1986).** Differential propagation phase shift and rainfall rate estimation. *Radio Sci.*, 21, 235-247
- Salles, C., and Creutin, J.D. (2003).** Instrumental Uncertainties in Z-R Relationships and Raindrop Fall Velocities. *J. Appl. Meteor.* 42, 279-290.
- Salles, C., Creutin, J.D., and Sempere-Torres, D. (1998).** The optical spectroprecipitometer revisited. *J. Atmos Oceanic. Technol.* 15, 1215-1222.
- Salvador, R., Bautista-Capetillo, C., Burguete, J., Zapata, N., Serreta, A., Playañ, E. (2009).** A photographic method for drop characterization in agricultural sprinklers. *Irrig. Sci.* 27, 307-317.
- Samimi, C., Fink, A.H., and Paeth, H. (2012).** The 2007 flood in the Sahel : causes, characteristics and its presentation in the media and FEWS NET. *Nat Hazards Earth Syst Sci.* 12, 313-325.
- Sauvageot, H., and Lacaux, J.P. (1995).** The shape of averaged drop size distributions. *J. Atmos. Sci.* 52, 1070-1083.
- Semplak, R.A., and Turrin, R.H. (1969).** Some measurements of attenuation by rainfall at 18.5 GHz. *Bell Syst. Technol. J.*, 48, 1767-1787.
- Sauvageot, H., and Koffi, M. (2000).** Multimodal Raindrop Size Distributions. *J. of the atmos. Sci.*, 57, 2480-2492.
- Sekhon, R., and Srivastava, R. (1971).** Doppler radar observations of drop-size distributions in a thunderstorm. *J. Atmos. Sci.* 28 : 983-994.
- Seliga, T.A., and Bringi, V.N. (1976).** Potential use of the radar

reflectivity at orthogonal polarizations for measuring precipitation. *J. Appl. Meteor.* 15, 69-76.

Sempere-Torres, D., Porra, J.M., and Creutin, J.D. (1994). A general formulation for raindrop size distribution. *J. Appl. Meteorol.*, 33, 1494-1502

Slinn, W.G.N. (1977). Some approximations for the wet and dry removal of particles and gases from the atmosphere. *Water, Air, and Soil Pollution.*

Spilhaus, A.(1948). Raindrop size, shape and falling speed. *J. Atmos. Sci.* 5, 108-110.

Steiner, M., and Smith, J.A. (2004). Raindrop Size Distribution and Radar Parameters in Coastal Tropical Rain Systems of Northeastern Brazil. *J. of Atm.*, 61, 1114-1131.

Steiner, M., Smith, J.A. (2000). Rain rate, and kinetic energy flux relationships based on raindrop spectra. *Journal of Climate and Applied Meteorology.*, 39 : 1923-1940.

Tate, R.W. (1961). Immersion sampling of spray droplets. *Aiche J.* 7, 574-577. **Tenorio, R.S., da Silva Moraes, M.C., and Sauvageot,**

H. (2010). Raindrop Size Distribution and Radar Parameters in Coastal Tropical Rain Systems of Northeastern Brazil. *J. Appl. Meteor. Clim.* 51, 196-1970.

Testud, J., Bouar, E.L., Obligis, E., and Ali-Mehenni, M. (2000). The rain profiling algorithm applied to polarimetric weather radar. *J. Atmos. Oceanic Technol.* 17, 332-356

Thurai, M., Bringi, V.N., Petersen, W.A. (2009). Rain microstructure retrievals using 2-D video disdrometer and C-band polarimetric radar. *Adv. Geosci.* 20, 13-18..

Tokay, A., and Short, D.A. (1996). Evidence from Tropical Raindrop Spectra of the Origin of Rain from Stratiform versus Convective Clouds. *J. Appl. Meteor.*, 35, 355-371.

-
- Tokay, A., Kruger, A., Krajewski, W.F. (2001).** Comparison of drop size distribution measurements by impact and optical disdrometers. *J. Appl. Meteorol.* 40, 2083-2097.
- Tokay, A., Petersen, W.A., Gatlin, P., and Wingo, M. (2013).** Comparison of Raindrop Size Distribution Measurements by Collocated Disdrometers. *J. of Atmos and oceanic technology.* Vol, 30, 1672
- Uijlenhoet, R., Steiner, M., and Smith, J.A. (2003).** Variability of Raindrop Size Distributions in a Squall line and Implication for Radar Rainfall Estimation. *J. Hydrometeor.* 4, 43-61.
- Ulbrich, C.W. (1983).** Natural variation in the analytical form of the raindrop size distribution. *J. Climate Appl. Meteor.* 22, 1764-1775.
- Ulbrich, C.W., and Atlas, D. (1998).** Rainfall microphysics and radar properties. Analysis methods for drop size spectra. *J. Appl. Meteor.,* 37, 912-923
- Vivekanandan, J., Zhang, G., and Brandes, E. (2000).** Polarimetric Radar Estimators Based on a Constrained Gamma Drop Size Distribution Model. *J. Appl. Meteor.* 43, 217-230.
- Waldvogel, A. (1974).** The N_0 jump of raindrop spectra. *J. Atmos. Sci.,* 31, 1067-1078.
- Wen, L., Zhao, K., Chen, G., Wang, M., Zhou, B., Huang, H., Hu, D., Lee, W.-C., and Hu, H. (2018).** Drop size distribution characteristics of seven typhoons in China. *J. Geophys. Res. Atmos.,* 123, 6529-6548.
- Willis, P.T. (1984).** Functional fits to some observed dropsize distributions and paramétrisation of rain. *J. Atmos. Sci.,* 41, 1648-1661.
- Yu Nan, Boudevillain, B., and Delrieu, G. (2012).** Estimation of rain kinetic energy from radar reflectivity and/or rain rate based on a scaling formulation of the raindrop size distribution. *Water Resources Research,* vol. 48, w04505, doi :10.1029/2011wr011437.
- Zahiri, E.-P. (2007).** Cycle de l'eau des systèmes convectifs

-
- ouest-africains : préparation à l'exploitation des mesures radar Xport dans AMMA par simulations. *Univ Paul Sabatier-Toulouse III*, 257 pp.
- Zahiri, E.-P., Gosset, M., Lafore, J.P., and Gouget, V. (2008).** Use of a radar simulator on the output fields from a numerical mesoscale model to analyse X-band rain estimators. *J. Atmos. Oceanic. Techno.*, 25, 341-367.
- Zawadzki, I. (1984).** Factors affecting the precision of radar measurements of rain. *22nd Int. Conf. on Radar Meteorology, Zurich, Switzerland. Amer. Meteor. Soc.* 251-256.
- Zeng, Q., Zhang, Y., Lei, H., Xie, Y., Gao, T., Zhang, L., Wang, C., and Huang, Y. (2019).** Microphysical characteristics of precipitation during premonsoon, monsoon, and post-monsoon periods over the south China sea. *Adv. Atmos. Sci.*, 36, 1103-1120.
- Zhang, G., Vivekanandan, J., Brandes, E.A., Meneghini, R., and Kozu, T. (2003).** The shape-slope relation in observed gamma raindrop size distributions : Statistical error or useful information? *J. Atmos. Oceanic Technol.* 20, 1106-1119.
- Zmic, D.S., Balakrishnan, N., Ziegler, C.L., Bringi, V.N., Aydin, K., Matejka, T. (1993).** Polarimetric Signatures in the Stratiform Region of a mesoscale Convective System. *J. Appl. Meteor.* 32, 678-693
- Zrnić, D.S., and Ryzhkov, A.V. (1996).** Polarimetry for Weather Surveillance Radars. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 80, 389-406.