N° d'Ordre : D.U. 2156

UNIVERSITÉ BLAISE PASCAL
U.F.R. Sciences et Technologies

ÉCOLE DOCTORALE DES SCIENCES FONDAMENTALES
N° : 683

THÈSE

présentée pour obtenir le grade de

DOCTEUR D'UNIVERSITÉ

Spécialité : Physique de l'Atmosphère

par **Frédéric TRIDON**

Diplômé du Master Physique spécialité Physico-chimie de l'Atmosphère et du Climat

---

Mesure des précipitations à l'aide d'un radar en bande X non-cohérent à haute résolution et d'un radar en bande K à visée verticale. Application à l'étude de la variabilité des précipitations lors de la campagne COPS

Soutenue publiquement le 15 septembre 2011, devant la commission d'examen :

Examinateurs :	M. ANDRIEU Hervé (Docteur, LCPC, Centre de Nantes, Bouguenais)
	M. BOUDEVILLAIN Brice (Docteur, LTHE, Grenoble)
Rapporteurs :	M. HAGEN Martin (Docteur, DLR, Wessling, Allemagne)
	M. PARENT DU CHÂTELET Jacques (IR HDR, LATMOS, Guyancourt)
Directeur de thèse :	M. VAN BAELEN Joël (Directeur de recherche, CNRS, Clermont-Ferrand)
Président du Jury :	M. WOBROCK Wolfram (Professeur, Université Blaise Pascal, Aubière)

Remerciements

Autant la rédaction d'un manuscrit de thèse est une œuvre principalement personnelle, autant mener ma thèse de doctorat à son terme aurait été impossible sans la collaboration et les soutiens tant professionels qu'amicaux des nombreuses personnes avec lesquelles j'ai interagi de manière directe ou indirecte pendant cette période. Ces quelques lignes sont dédiées à toutes ces personnes.

Je tiens tout d'abord à remercier Joël Van Baelen pour m'avoir encadré et m'avoir initié à toutes les facettes de la recherche pendant ces trois années. Je remercie également Yves Pointin, que je considère comme un co-directeur, pour sa disponibilité et son expertise face à mes nombreuses questions.

J'adresse tous mes remerciements à Jacques Parent-du-Châtelet et à Martin Hagen (avec une mention spéciale pour la très bonne compréhension de la langue française) pour avoir accepté de rapporter mon travail malgré le faible délai imparti, qui plus est, pendant une période estivale. Je remercie par la même occasion Brice Boudevillain et Hervé Andrieu pour avoir accepté de faire partie de mon jury de thèse, et Wolfram Wobrock pour l'avoir présidé et assuré son bon déroulement.

Merci également à l'ensemble des membres du Laboratoire de Météorologie Physique pour leur accueil chaleureux et leur aide que ce soit au niveau scientifique, informatique ou administratif.

Je remercie également Yamina André et Anne Guérin pour leur sympatique encadrement et compagnie lors de mon monitorat au génie physique de Polytech'Clermont.

J'aimerais également remercier l'ensemble des personnes qui ont rendu cette période difficile plus agréable, par leur soutien et les grandes discussions ou franches rigolades que l'on a pu avoir pendant les pauses cafés, les repas au RU, ou ailleurs. Il s'agit principalement (mais pas seulement) des thésards qui se sont succédés, d'abord les anciens Mathieu, Vincent, Guillaume M. et Guillaume P., les petits nouveaux (qui à l'heure où j'écris ces quelques lignes sont presque des "anciens") Laurent L., ses T-shirts, sa moustache et son harem, Cricri pour son indulgence face aux blagues pourries, Carole pour m'avoir rejoint et soutenu dans ma galère, sans oublier Maxime, Élise et Aura, et les contemporains, Mickaël pour sa tchatche (et avec Saraline pour les repas créoles gastromomiques), Bobo pour son éternelle bonne humeur communicative, Nanan pour ses ragots (les surnoms débiles qui consistent à doubler les syllabes étaient très en vogue pendant cette période) et Ninou et Nunu pour les soirées sympa à la colloc. Entre autres, je garde en mémoire, en vrac, le Gouffre de Padirrrac (t'as raté une côte ?), le 6 qui prend (Miam-miam ! bon ap'), Willy et Coin-coin ! Je pense aussi aux différents postdocs ou titulaires, même si nos interactions n'ont été qu'occasionelles, et en particulier au Bolbyte en chef pour moultes raisons. Merci également à Olivier,

Régis, Marie, Suzanne, Aurélie pour les soirées jeux (même si ça ne m'est pas encore arrivé, je suis certain qu'il est plus facile de gagner une partie contre Olivier que de rédiger une thèse). Merci aussi aux pipolos de suba et matériau, Hien-hien, François, Lolo, Riri et Lulu (encore des surnoms d'une grande originalité), l'élitre de l'élitre de l'UFR Schnaps.

Finalement, j'adresse quelques remerciements plus personnels à mes amis de toujours que j'ai pu voir régulièrement pendant cette période et dont certains ont pu (patiemment) assister à la soutenance, et également à ma famille et à ma belle famille pour m'avoir soutenu pendant ces trois années et ce, jusqu'à la soutenance, pour laquelle je remercie en particulier mon grand-père d'avoir tenu jusqu'au bout malgré tout : non, tu n'étais pas plus sourd que la majorité des autres auditeurs.

Enfin, merci à Céline pour sa patience, son soutien et son bouillonnement (même après des nuits blanches de powerpoint ...).

Table des matières

Introduction générale **19**

I Mesure des précipitations **23**

1 Mesure directe des précipitations 24

1.1 Pluviomètre - Taux de précipitation 24

1.1.1 Principe de la mesure 24

1.1.2 Expression du taux de précipitation 25

1.2 Disdromètres 25

1.2.1 Disdromètre JW 26

1.2.2 Disdromètre Parsivel 26

2 Mesure des précipitations par télédétection radar 28

2.1 Principe du radar à impulsions 28

2.1.1 L'équation du radar pour la mesure des précipitations 29

2.1.2 Modèles de diffusion - Facteurs de réflectivité radar . . 31

2.1.3 Influence de la longueur d'onde sur les mesures radar . 33

2.1.4 Sources d'erreur 36

2.2 Atténuation des ondes électromagnétiques dans l'atmosphère . . 37

2.2.1 Atténuation par les hydrométéores 38

2.2.2 Atténuation par les nuages 38

2.2.3 Atténuation par la pluie 39

2.2.4 Atténuation par les gaz 41

2.2.5 Techniques de correction de l'atténuation 41

2.3 Principe du radar en visée verticale 46

2.3.1 Équation du radar en visée verticale 46

2.3.2 Limites 47

II Dispositif expérimental **49**
3 Les radars du LaMP 49
3.1 Le radar en bande X 49
3.2 Le radar MRR 52
3.2.1 Technique FM-CW 54
3.2.2 Exploitation des mesures du MRR 57
4 Synergie des instruments utilisés 64
4.1 Contraintes 64
4.2 Sites de mesure 65
4.2.1 Site Clermontois 66
4.2.2 Campagne COPS : vallée du Rhin 68
4.2.3 Campagne CIDEX : Toulouse 71
5 Conclusion 74

III Traitement des données MRR **75**
6 Élimination du bruit de la mesure 75
6.1 Motivation 75
6.2 Méthode de Hildebrand et Sekhon 77
6.2.1 Test R_1 - Variance d'un bruit blanc 77
6.2.2 Test R_2 78
6.3 Méthode de METEK 78
6.4 Méthode de Urkowitz 79
6.4.1 Description de la méthode 79
6.4.2 Réflexion sur la méthode 80
6.4.3 Exemples de l'application de la méthode 82
6.5 Étude comparative des différentes méthodes 84
7 Amélioration du calcul de l'atténuation par les précipitations 87
8 Effet du vent vertical - Détection du repliement spectral 88
8.1 Effet du vent vertical sur les mesures MRR d'un point de vue théorique 89
8.1.1 Effet sur le spectre de réflectivité 89
8.1.2 Effet sur la distribution de gouttes 90
8.1.3 Effet sur les paramètres des précipitations 91
8.2 Effet du vent vertical et du repliement spectral - Étude de cas . 93
8.2.1 Repliement spectral 93
8.2.2 Effet du repliement spectral sur les mesures MRR . . . 96
8.3 Fréquence d'apparition du repliement spectral 97
9 Identification du problème de la première porte du MRR 98

10 Étalonnage 100
10.1 Comparaisons MRR-disdromètre 101
10.1.1 Comparaison des distributions de gouttes 101
10.1.2 Comparaison des paramètres des précipitations 102
10.2 Étalonnage du MRR 104
10.2.1 Biais global entre les mesures du MRR et du PSV . . . 105
10.2.2 Comportement du bais en fonction de la réflectivité . . 106
10.2.3 Variation du biais dans le temps 107
10.2.4 Validation de l'étalonnage 107
11 Conclusion 108

IV Traitement des données du radar en bande X **109**
12 Filtrage des données 109
12.1 Filtrage des échos parasites en air clair 110
12.1.1 Interférences 110
12.1.2 Mesure d'échos directs fantôme très intenses 111
12.1.3 Échos ambigus en distance 115
12.2 Filtrage des échos parasites superposés aux échos de précipitations 117
12.2.1 Pics de réflectivité aberrants 118
12.2.2 Comparaisons avec le radar POLDIRAD 119
12.2.3 Vérification de la validité du filtrage des pics 122
13 Calcul de l'atténuation par les précipitations 124
14 Étalonnage et calcul de l'atténuation par les précipitations 128
14.1 Étalonnage avec les données du site Clermontois 128
14.1.1 Biais en négligeant l'atténuation 129
14.1.2 Biais après correction de l'atténuation 131
14.1.3 Biais après plusieurs corrections successives de l'atténuation 132
14.1.4 Régression linéaire après plusieurs corrections successives de l'atténuation 132
14.1.5 Variation de l'étalonnage dans le temps 133
14.2 Étalonnage avec les données de la campagne COPS 134
14.2.1 Biais après plusieurs corrections successives de l'atténuation 135
14.2.2 Régression linéaire après plusieurs corrections successives de l'atténuation 135
14.2.3 Variation de l'étalonnage dans le temps 136
14.3 Validation de l'étalonnage 136
15 Dérive de l'étalonnage du radar en bande X 137
16 Conclusion 139

V Variabilité des précipitations **141**

17 Variabilité de la distribution de gouttes et son influence sur les relations Z-R . . . 141

17.1 Les formes et paramétrisations de la DSD . . . 142

17.1.1 La distribution exponentielle . . . 142

17.1.2 Les distributions à trois paramètres . . . 143

17.1.3 Les normalisations de la DSD . . . 145

17.2 L'influence des processus microphysiques sur la forme de la DSD 147

17.3 Interprétation microphysique des relations Z-R . . . 149

17.3.1 Méthodes de dérivation des relations Z-R . . . 149

17.3.2 Variabilité des relations Z-R . . . 150

18 Analyse détaillée des précipitations mesurées lors de la campagne COPS 151

18.1 Étalonnage du MRR à partir des données du pluviomètre . . . 151

18.2 Variabilité inter-évènements . . . 152

18.3 Variabilité verticale . . . 155

18.4 Variabilité intra-évènements . . . 157

19 Conclusion . . . 159

VI Classification des régimes de précipitations **161**

20 Classification basée sur les variations locales de la réflectivité . . . 162

20.1 Description de la méthode . . . 162

20.2 Résultats généraux . . . 163

20.3 Résultats de la classification des précipitations . . . 163

20.4 Réflexion sur les hypothèses de la méthode . . . 166

21 Classification basée sur le type de précipitation . . . 168

21.1 Différences physiques entre les précipitations convectives et stratiformes . . . 169

21.2 Identification des portions convectives et stratiformes des échos radar . . . 170

21.3 Exemples de l'application de la méthode . . . 172

21.4 Tests de sensibilité . . . 172

21.5 Caractéristiques des régimes de précipitation obtenus . . . 174

21.6 Estimation des précipitations . . . 177

22 Conclusion . . . 178

Conclusions et perspectives **181**

Bibliographie **185**

Table des figures

I.1 Distribution des valeurs de vitesse de chute en fonction du diamètre. . . 27

I.2 Évolution des valeurs de la réflectivité radar en fonction de la longueur d'onde. 34

I.3 Variations du rapport entre les sections efficaces de rétrodiffusion de Mie et de Rayleigh en fonction du diamètre des gouttes et de la longueur d'onde. 34

I.4 Illustrations des effets de masque partiel et total et des échos de sol. . . 37

I.5 Variations de la section efficace d'extinction normalisée en fonction du diamètre des gouttes normalisé et de la longueur d'onde. 40

I.6 Exemples de relations entre le taux de précipitation et l'atténuation pour les bandes K, Ka, X, C et S et pour les températures $T = 0°C$, $T = 10°C$ et $T = 20°C$. 41

I.7 Erreur totale après la correction de l'atténuation avec la méthode de Hitschfeld et Bordan (1954), en fonction de l'erreur d'étalonnage pour diverses valeurs du PIA. 44

II.1 Exemples du champ de réflectivité radar mesuré par le radar en bande X en ciel clair et en présence d'averses, avant la suppression des échos de sol. 51

II.2 Champ de réflectivité radar correspondant à celui de la Figure II.1b et où la contribution des échos de sol et la variation de la réflectivité radar avec la distance au radar ont été supprimés. 52

II.3 Modulation de la fréquence émise par le radar MRR 54

II.4 Illustration de la technique FMCW. 55

II.5 Profils du spectre en vitesse du facteur de réflectivité radar et de la distribution de gouttes mesurés par le MRR et représentés en trois dimensions et en deux dimensions. 59

II.6 Évolution en fonction du temps du spectre en vitesse du facteur de réflectivité radar et de la distribution de gouttes mesurés par le MRR à 300 m d'altitude au-dessus du sol. L'échelle de couleur représente la variation du temps. 60

II.7 Comme la Figure II.6 mais la variation du temps est cette fois-ci représentée par l'axe des abscisses, l'échelle de couleur correspond quant à elle à l'intensité du facteur de réflectivité radar (a) et à la concentration en gouttes (b). 61

II.8 Gammes des vitesses et des diamètres analysés lors du traitement des données mesurées par le MRR, en fonction de l'altitude. 62

II.9 Évolution en fonction du temps des profils du facteur de réflectivité radar, du facteur de réflectivité radar équivalent en bande X, du taux de précipitation et du coefficient d'atténuation mesurés par le MRR. . . 64

II.10 Topographie et échos de sol dans la zone couverte par le radar en bande X pour le site Clermontois. 66

II.11 Altitude et forme du volume commun entre les deux radars pour le site Clermontois. 67

II.12 Coefficient de corrélation entre les facteur de réflectivité mesurés par les deux radars dans leur volume de mesure commun pour les portes 2, 3, 4 et 5 du MRR1 pour le site clermontois. 68

II.13 Topographie et échos de sol dans la zone couverte par le radar en bande X pour le site de la campagne COPS. 69

II.14 Altitude et forme du volume commun entre les deux radars pour le site de la campagne COPS. 69

II.15 Coefficient de corrélation entre les facteur de réflectivité mesurés par les deux radars dans leur volume de mesure commun pour les portes 6, 7, 8 et 9 du MRR2, pour le site de la campagne COPS. 70

II.16 Topographie et échos de sol dans la zone couverte par le radar en bande X pour le site de la campagne CIDEX. 71

II.17 Altitude et forme du volume commun entre le radar en bande X et les MRRs pour le site de la campagne CIDEX. 73

II.18 Coefficient de corrélation entre les facteurs de réflectivité mesurés par le radar en bande X et les MRRs dans leur volume de mesure commun. . 74

III.1 Influence du bruit s'il n'est pas supprimé du spectre en fréquence de la réflectivité radar mesurée par le MRR, pour la déduction de la distribution de gouttes en divisant le spectre en diamètre de la réflectivité radar par la section de rétrodiffusion radar. 76

III.2 Application de la méthode de Urkowitz dans le cas où le bruit est plutôt stable ou fluctuant et limites correspondant aux différentes valeurs du niveau de confiance. 83

III.3 Niveau du bruit détecté avec la méthode de Urkowitz dans le cas où il est plutôt stable ou fluctuant selon différentes valeurs du niveau de confiance. 83

III.4 Application des différentes méthodes de détection du bruit et niveaux de bruit correspondant pour différents cas de bruit plus ou moins fluctuant. 85

III.5 Cas de précipitations présentant des problèmes de fluctuation du bruit : évolutions de la réflectivité spectrale, de la distribution de gouttes, et de la distribution de gouttes où un test a permis de supprimer ces fluctuations. 86

III.6 Influence d'un vent vertical ascendant ou descendant sur le spectre de réflectivité radar mesuré et sur la distribution de gouttes déduite. . . . 90

III.7 Influence d'un vent vertical ascendant ou descendant sur certains des paramètres restitués par le MRR comme la concentration de gouttes, le taux de précipitation et le facteur de réflectivité radar équivalent 91

III.8 Évolutions des profils du facteur de réflectivité radar et de la détection du repliement spectral en fonction du temps 94

III.9 Évolution au cours du temps du facteur de réflectivité spectral en fonction de la vitesse Doppler à 100 m, 300 m, 500 m et 700 m AGL 94

III.10 Évolution au cours du temps du facteur de réflectivité spectral en fonction de la vitesse Doppler à 100 m, 300 m, 500 m et 700 m AGL 95

III.11 Facteur de réflectivité spectral en fonction de la vitesse Doppler et distribution de gouttes à 700 m AGL, moyennés sur les périodes délimitées sur la Figure III.9d 97

III.12 Évolution dans le temps du facteur de réflectivité radar spectral à 100 m, 200 m, 300 m, 300 m sur le cas de précipitations du 13/08/2007 où la présence d'un spectre image, symétrique du spectre mesuré par rapport à la fréquence moyenne de 1000 Hz, lorsque ce dernier atteint de fortes valeurs, est particulièrement mise en évidence 99

III.13 Évolution dans le temps de la forme du spectre du facteur de réflectivité radar spectral à 100 m et 200 m sur une partie du cas de précipitations du 13/08/2007 pour montrer l'importance du spectre image dans la première porte 100

III.14 Évolution de la distribution de gouttes déduite des mesures du MRR à 100 m, à 200 m, du PSV et du MRR à 100 m après étalonnage 102

III.15 Comparaison des variations des paramètres déduits des données du PSV : concentration des gouttes, taux de précipitation et facteur de réflectivité radar équivalent avec ceux déduits du spectre de réflectivité en fréquence mesuré par le MRR avant et après étalonnage, et du spectre de réflectivité en fréquence du MRR à 100 m. 103

III.16 Densités de probabilité du facteur de réflectivité radar équivalent déduit des mesures du MRR, et du PSV sur les 19 cas de précipitations étudiés 105

III.17 Statistiques de la différence entre les facteurs de réflectivité radar équivalent déduits des mesures du MRR étalonné et du PSV pour les 19 cas de précipitations étudiés : densité de probabilité et biais par classes de réflectivité 106

IV.1 Séries du champ de réflectivité mesuré par le radar en bande X pendant 2 min, toutes les 30 s, et montrant les perturbations provoquées par des interférences dans toutes les directions, avant et après le premier filtrage 111

IV.2 Séries du champ de réflectivité mesuré par le radar en bande X pendant 4 min, toutes les minutes, et montrant les perturbations provoquées par des interférences dans une direction donnée, avant et après le premier filtrage 112

IV.3 Séries du champ de réflectivité mesuré par le radar en bande X pendant 2 min, toutes les 30 s, et montrant les perturbations sur toute la gamme de distances mesurées par le radar et provoquées par des interférences dans une direction donnée, avant et après le premier filtrage 112

IV.4 Séries du champ de réflectivité mesuré par le radar en bande X pendant 5 min, toutes les 90 s, au cours d'un cas de petites cellules convectives lors de la campagne COPS et montrant des échos directs, avant et après le premier filtrage 113

IV.5 Séries du champ de réflectivité mesuré par le radar en bande X pendant 15 min, toutes les 5 min, au cours de l'initiation d'une cellule orageuse et montrant des échos directs, avant et après le premier filtrage. 114

IV.6 Illustration du filtrage des cellules de précipitations par leur taille et leur position par rapport aux zones de réflectivité intenses. 115

IV.7 Séries du champ de réflectivité mesuré par le radar en bande X pendant 15 min, toutes les 5 min, et montrant des échos ambigus en distance provenant d'un cellule intense lointaine, avant et après le premier filtrage 116

IV.8 Séries du champ de réflectivité mesuré par le radar POLDIRAD pendant 40 min, toutes les 10 min, et montrant la formation, sur la Forêt Noire, du système orageux détecté par le radar en bande X comme le montre la Figure IV.7 117

IV.9 Réflectivité mesurée par le radar en bande X en fonction de la distance au radar le long d'un azimut donné pour plusieurs instants de mesure successifs et montrant la présence de pics de réflectivité qui sont supprimés par le filtrage des pics 118

IV.10 Réflectivité mesurée le 12 août 2007 à 15:11:30 dans le champ de vision du radar en bande X, par le radar POLDIRAD, par le radar en bande X et issue de la moyenne des mesures du radar en bande X sur la grille de données de Poldirad 120

IV.11 Comparaison des densités de probabilité de la réflectivité mesurée par POLDIRAD, par le radar en bande X et issue de la moyenne des mesures du radar en bande X sur la grille de POLDIRAD pour l'évènement de précipitations du 12 août 2007, avant et après le filtrage des pics 121

IV.12 Évolution au cours du temps de la densité de probabilité de la réflectivité radar mesurée par le radar en bande X lors de l'évènement de précipitations du 12 août 2007 en entier, avant et après le second filtrage 122

IV.13 Estimation du cumul de précipitation lors de l'évènement de précipitations du 12 août 2007 avec et sans filtrage 124

IV.14 Réflectivité mesurée à COPS le 12 août 2078 à 15:11:29 par le radar en bande X avant et après correction de l'atténuation estimée avec la méthode de Hitschfeld et Bordan (1954) 125

IV.15 Réflectivité mesurée à CLERMONT par le radar en bande X le 01 juin 2008 à 21:24:30 avant et après correction de l'atténuation estimée avec la méthode de Hitschfeld et Bordan (1954) 126

IV.16 Exemples de correction de l'atténuation avec la méthode de Hitschfeld et Bordan (1954) sur le cas du 01 juin 2008 à 21:24:30 dans la direction 152° et 136° 126

IV.17 Estimation du cumul de précipitation à partir des mesures du radar en bande X corrigées de l'atténuation pour l'évènement du 01 juin 2008 et comparaisons avec les mesures des pluviomètres de Clermont-Communauté 127

IV.18 Densités de probabilité du facteur de réflectivité radar équivalent mesuré par le MRR et le radar en bande X sans correction de l'atténuation pour l'ensemble des cas étudiés sur le site Clermontois 129

IV.19 Statistiques de la différence entre les facteurs de réflectivité radar équivalent mesurés par le MRR et le radar en bande X sans correction de l'atténuation pour l'ensemble des cas étudiés sur le site Clermontois : densité de probabilité et biais par classes de réflectivité 130

IV.20 Biais par classes de réflectivité entre les facteurs de réflectivité radar équivalent mesurés par le MRR et le radar en bande X après une première correction de l'atténuation, et après plusieurs corrections successives de l'atténuation pour l'ensemble des cas étudiés sur le site Clermontois . . 132

IV.21 Biais par classes de réflectivité avec un ajustement linéaire entre les facteurs de réflectivité radar équivalent mesurés par le MRR et le radar en bande X après une première correction de l'atténuation, et après plusieurs corrections successives de l'atténuation pour l'ensemble des cas étudiés sur le site Clermontois 133

IV.22 Statistiques de la différence entre les facteurs de réflectivité radar équivalents mesurés par le MRR et le radar en bande X après plusieurs corrections successives de l'atténuation pour l'ensemble des cas étudiés lors de la campagne COPS : densité de probabilité et biais par classes de réflectivité 135

IV.23 Statistiques de la différence entre les facteurs de réflectivité radar équivalent mesurés par le MRR et le radar en bande X après plusieurs corrections successives de l'atténuation pour l'ensemble des cas étudiés lors de la campagne COPS : densité de probabilité et biais avec un ajustement linéaire du biais par classes de réflectivité 136

IV.24 Estimation du cumul de précipitation à partir des mesures du radar en bande X étalonné avec et sans prise en compte de l'atténuation pour l'évènement du 01 juin 2008, et comparaisons avec les mesures des pluviomètres de Clermont-Communauté 137

IV.25 Variation de la moyenne des échos mesurés au niveau de la position du puy de Dôme, et permettant d'évaluer la dérive de l'étalonnage du radar en bande X. 138

V.1 DSD mesurée et ajustement exponentiel de la paramétrisation de Marshall et Palmer (1948) pour différents taux de précipitation 142

V.2 Prise en compte de la forme de la DSD avec la paramétrisation exponentielle et la paramétrisation gamma 144

V.3 Illustration de la méthode utilisée pour normaliser la DSD en utilisant la loi d'échelle 147

V.4 Description schématique de l'effet de processus variés sur la forme de la DSD. Figure issue de Rosenfeld et Ulbrich (2003). 148

V.5 Correspondance entre les précipitations mesurées par le MRR dans la porte 3 après son étalonnage et par le pluviomètre colocalisé : cumuls de chaque évènement, taux de précipitation moyens sur 15 min 152

V.6 Les différentes lois Z-R retrouvées à partir des mesures de la porte 6 du MRR, lors de la campagne COPS : variabilité de ces relations dans l'espace $\log(R) - -\log(Z)$ et variabilité des coefficients associés 153

V.7 Profils moyens pour l'ensemble des données et par classe d'intensité des précipitations au sol, du facteur de réflectivité radar et du taux de précipitation mesurés par le MRR lors de la campagne COPS 156

V.8 Profils du spectre de réflectivité mesuré par le MRR et montrant un déficit de petites gouttes à cause d'un vent vertical descendant et à cause du tri des gouttes par leur taille 157

V.9 Illustration de la méthode de Clemens et al. (2006) pour la détection de périodes stables de précipitations à l'intérieur d'un même évènement, exemple du 17 juin 2007 158

V.10 Diagramme de dispersion des paires réflectivité-taux de précipitation mesurés et relations Z-R des périodes stables détectées dans la Figure V.9 159

VI.1 Application de la technique de sélection pour déterminer les zones de précipitations d'intensité montante, stagnante et descendante sur l'évolution temporelle de la réflectivité mesurée par le radar en bande X le 17 juin 2007. 164

VI.2 Distributions de gouttes et relations Z-R déterminées à partir des données du MRR et associées aux zones de précipitations montantes stagnantes et descendantes affichées dans la Figure VI.1 165

VI.3 Évolutions du profil vertical de réflectivité, du spectre de réflectivité dans la porte 3, de la réflectivité dans la porte 3 et du spectre de gouttes dans la porte 3 pour le cas de précipitation du 13 août 2007, montrant un phénomène de tri des gouttes par leur taille 167

VI.4 Évolution des précipitations dans le graphe $\log Z - \log R$ pour les trois averses visibles dans la Figure VI.3 167

VI.5 Schémas d'application de la méthode classification des précipitations convectives et stratiformes 171

VI.6 Champ de réflectivité mesuré par le radar en bande X, et zones convectives et stratiformes identifiées par la méthode de séparation, lors d'un épisode de précipitation où des cellules convectives étaient imbriquées dans des zones de précipitations stratiformes 173

VI.7 Champ de réflectivité mesuré par le radar en bande X, et zones identifiées comme convectives et stratiformes par la méthode séparation, lors d'un épisode montrant petites cellules convectives isolées 174

VI.8 Distributions de gouttes et profils du taux de précipitations du MRR correspondant à l'ensemble des données de la campagne COPS, et aux régimes de précipitations convectifs et stratiformes déduits de l'application de la classification sur l'ensemble des données 175

VI.9 Relations Z-R correspondant à l'ensemble des données de la campagne COPS, et aux régimes de précipitations convectifs et stratiformes déduits de l'application de la classification sur l'ensemble des données du MRR. 176

VI.10 Cumuls de précipitation mesuré par le pluviomètre et estimés à partir de la réflectivité du radar en bande X à l'aide d'une relation globale et de deux relations convective et stratiforme, pour les cas les plus significatifs de la campagne COPS. 178

VI.11 Cumuls de précipitation estimés à l'aide du radar en bande X pour six cas de la campagne COPS 179

VI.12 Cumuls de précipitation et fraction convective de ce cumul estimés à partir des données du radar en bande X pour l'ensemble de la campagne COPS 180

Liste des tableaux

I.1 Différentes approximations de la relation entre le diamètre et la vitesse de chute d'une goutte utilisées dans la littérature. 24

I.2 Taux de précipitation significatifs mesurés avec des pluviomètres conventionnels selon l'intervalle de temps considéré. 25

I.3 Lettres utilisées pour la désignation des bandes de fréquence radar. . . 33

II.1 Paramètres du radar en bande X. 50

II.2 Correspondance qualitative entre la réflectivité radar et l'intensité des précipitations. 53

II.3 Paramètres du radar MRR. 53

III.1 Résultats du test de Kolmogorov-Smirnov et leurs probabilités. 81

III.2 Facteur de réflectivité radar, taux de précipitation et coefficient d'atténuation calculés à partir des distributions de gouttes repliées et corrigées de la Figure III.11b 97

III.3 Statistiques de chaque évènement utilisé pour le calcul des statistiques moyennes permettant l'étalonnage du MRR. 107

IV.1 Statistiques de chaque évènement utilisé pour le calcul des statistiques moyennes permettant l'étalonnage du radar en bande X. 134

V.1 Statistiques des évènements utilisés pour étudier la variabilité des relations Z-R à partir des données de la porte 6 du MRR 154

VI.1 Cumul de précipitation mesuré par le MRR et estimé à partir de la réflectivité mesurée par le radar en bande X en utilisant une relation Z-R unique ou des relations Z-R spécifiques, pour le cas du 17 juin 2007 et pour la campagne COPS en entier, selon les deux méthodes décrites dans le texte 164

Introduction générale

La pluie est un paramètre météorologique primordial pour la société humaine et la vie en général. En effet, c'est la pluie qui redistribue l'eau douce essentielle à la vie. Or, même si l'eau couvre plus de 70% de la surface terrestre, l'eau douce, elle, est en accès limité puisqu'elle n'en constitue qu'une toute petite part (3%). Ainsi, un défaut de précipitations peut entraîner des sècheresses qui limitent le rendement de la production agricole et peuvent aboutir à de graves famines. A l'opposé, trop de précipitations peuvent provoquer des inondations dévastatrices (par exemple, dans le Gard à l'automne 2002 (Delrieu et al., 2005) ou dans le Var au printemps 2010).

La pluie est également un élément fondamental d'un point de vue climatique. De par son rôle dans le cycle hydrologique, la pluie participe à la redistribution de l'énergie que la Terre reçoit du Soleil : la chaleur latente absorbée lors de l'évaporation de l'eau à la surface de la Terre, peut être dégagée par condensation lors de la formation des nuages ou des précipitations, à des milliers de kilomètres. De plus, les précipitations jouent également un rôle indirect sur le bilan radiatif de l'atmosphère, par l'intermédiaire de la vapeur d'eau qui est l'espèce gazeuse qui participe le plus à l'effet de serre, et des nuages, qui selon leur type et leur altitude, peuvent réfléchir, absorber ou transmettre les rayonnements solaire et tellurique.

Une bonne compréhension des processus formant les précipitations a donc un double intérêt : d'une part, pour mieux évaluer l'impact global des précipitations sur le climat, et d'autre part, pour améliorer la prévision quantitative des précipitations (QPF) notamment à l'aide de modèles numériques, dont les performances sont limitées, en particulier pour la prévision des évènements météorologiques extrêmes, comme les orages, les inondations ou les sècheresses. Ainsi, la mesure précise des précipitations est un objectif majeur en physique de l'atmosphère.

Les pluviomètres sont traditionellement utilisés pour mesurer les précipitations, parce qu'ils sont bon marché et fournissent des mesures directes et robustes des précipitations. Leur principal défaut est que leurs mesures sont ponctuelles (Ciach, 2003). Ainsi, même un réseau dense de un pluviomètre au km^2 ne donne que peu d'informations sur la distribution spatiale fine des précipitations. Au contraire, un radar météorologique permet de caractériser les précipitations sur une large surface. Néanmoins, contrairement aux pluviomètres, les radars ne mesurent pas les précipitations directement, mais la "réflection" par les précipitations du signal transmis par le radar. On appelle cette mesure la réflectivité radar Z. Or, Z n'est pas directement reliée au taux de précipitation R. En météorologie radar, l'un des objectifs principaux est de fournir des estimations de R les plus précises possible. C'est ce que l'on appelle l'estimation quantitative des précipitations (QPE).

Les QPE basées sur les mesures radars sont soumises à de nombreuses sources d'erreurs comme l'étalonnage du radar, l'atténuation, la contamination par des échos de sol et la propagation anormale, les masques du faisceau, l'élargissement du faisceau et son altitude croissante avec la distance, le gradient vertical de la réflectivité, etc. (Villarini et Krajewski, 2010). Mais, parmi ces différentes sources d'erreurs, la variabilité des précipitations a une importance fondamentale. Cette grande variabilité est due aux nombreux processus qui participent à la formation des précipitations.

Les précipitations se forment dans les nuages, eux-mêmes composés de minuscules gouttelettes d'eau en suspension dans l'air. Pourtant, tous les nuages ne donnent pas lieu à des précipitations : seuls les hydrométéores suffisamment gros tombent par gravité et conduisent aux gouttes de pluie. Le fait d'avoir des précipitations dépend donc principalement de la croissance des hydrométéores dans les nuages. Par ailleurs, la majorité des nuages produisant des précipitations ont un sommet avec des températures négatives, ce qui veut dire que dans ces nuages, les gouttelettes nuageuses peuvent coexister ou être remplacées par des cristaux de glace. Dans ces conditions, la croissance des hydrométéores est due à différents processus : condensation de la vapeur d'eau, contact avec d'autres hydrométéores (aggrégation, givrage, coalescence), transfert de la vapeur d'eau qui s'évapore des gouttelettes et se condense sur des hydrométéores plus gros, en particulier sur les cristaux de glace (effet Bergeron). Lorsque les gouttes ont atteint une taille suffisante (environ 0.2 mm), elles tombent avec une vitesse qui dépend de leur diamètre et peuvent encore grossir par collision ou collection. Au contraire, les gouttes qui se percutent ou qui ont un diamètre supérieur à 8 mm sont instables et se brisent, conduisant alors à un plus grand nombre de petites gouttes. De plus, lorsque les gouttes sortent de la base du nuage, l'air n'est plus saturé et le diamètre des gouttes peut aussi diminuer par évaporation. La forme de la distribution des gouttes de pluie (DSD) est alors contrôlée par ces quatre processus : évaporation, condensation, mais surtout rupture et coalescence (dans laquelle on inclue collision et collection) (Srivastava, 1971).

La formation des précipitations est donc un phénomène complexe combinant de nombreux processus. C'est le nombre infini de possibilités de contributions relatives de chacun de ces processus qui entraîne la grande variabilité des précipitations. D'un côté, c'est cette variabilité qui rend nécessaire la mesure des précipitations par radar pour caractériser les précipitations spatialement. De l'autre côté, c'est également cette variabilité qui rend l'amélioration des QPE difficile.

En effet, la réflectivité radar Z et le taux de précipitation R dépendent tous les deux de la DSD. Il a été trouvé que ces variables pouvaient être reliées par des relations empiriques que l'on appelle relations Z-R (Marshall et al., 1955, par exemple). Mais, la grande variabilité des précipitations et de la DSD implique un grand nombre de relations Z-R possibles. Ces relations Z-R semblent être associées à différents types de précipitations, différents lieux géographiques ou différentes saisons (Battan, 1973). Pourtant, d'une manière générale, les estimations opérationnelles des précipitations sont toujours faites avec une seule relation Z-R moyenne.

Pendant de longues années, la majorité des radars utilisés pour mesurer les précipitations fonctionnaient à une longueur d'onde telle que l'onde émise par le radar ne subit pas ou peu d'atténuation lors de son interaction avec l'atmosphère (radars en bande S et C). Ces radars peuvent donc avoir une très grande portée (environ 200 km). Ainsi, la plupart des services nationaux de météorologie se sont équipés de réseaux de

tels radars de façon à couvrir l'ensemble des territoires concernés. En revanche, ces radars peuvent difficilement être utilisés par de moins grandes entités à cause de leur prix et de leur encombrement.

Or, depuis plusieurs années, la demande de QPE à haute résolution et sur des zones plus locales est croissante (Fabry et al., 1994). Les utilisations de telles données sont plus ciblées et doivent donc être obtenues à moindre coût. Les radars en bande X (de longueur d'onde plus faible) répondent à ces exigences. En revanche, leur principal défaut est la forte atténuation que subit le signal à cette longeur d'onde (Atlas et Banks, 1951; Hitschfeld et Bordan, 1954). C'est la raison pour laquelle ils ont peu été utilisés par le passé, mais, si ce problème peut être résolu, les radars en bande X sont des candidats adaptés pour de nombreuses applications : hydrologie dans des petits bassins versants ou urbains pour la prévention des risques d'inondations à courte échéance, optimisation de l'arrosage des exploitations agricoles, etc.

Dans le but d'améliorer les QPE en considérant la variabilité des précipitations de manière plus précise, les radars de toute longueur d'onde ont fait l'objet de nombreuses innovations pendant plusieurs décennies d'évolution. Ainsi, de nombreux radar ont acquis la capacité de mesurer la vitesse des cibles, et/ou le signal réflechi par les précipitations selon plusieurs polarisations. On les appelle des radars cohérents ou polarimétriques, respectivement. La mesure de la vitesse des cibles fournit des informations précieuses sur la structure dynamique des évènements de précipitations (French et al., 2008; Marquis et al., 2008) et est également un atout indéniable pour valider les mesures puisqu'elle permet de détecter les échos de sol immobiles (Berenguer et al., 2006). Dès la fin des années soixante-dix, Seliga et Bringi (1976) montrent que, comme les gouttes ne sont généralement pas sphériques et que leur axe de symétrie est orienté selon la verticale, l'amplitude rétrodiffusée doit être différente selon que la polarisation est horizontale ou verticale. Ainsi, la diversité de polarisation doit fournir des informations sur la DSD et permettre d'estimer les QPE de manière plus précise (Illingworth et al., 2000). Par exemple, les mesures selon plusieurs polarisations permettent de définir différents paramètres polarimétriques tels que la réflectivité différentielle ou la phase différentielle spécifique, qui peuvent être utilisés pour remplacer les relations Z-R afin de mieux prendre en compte la variabilité des précipitations (Brandes et al., 2002). Cependant, les fluctuations statistisques des paramètres polarimétriques dues aux mouvements relatifs des hydrométéores rendent difficile la QPE.

Ces développements sont très couteux et des méthodes alternatives permettant de prendre en compte la variabilité des précipitations seulement à partir de la mesure de la réflectivité à haute résolution spatiale seraient très bénéfiques. C'est la démarche qu'a choisie le Laboratoire de Météorologie Physique (LaMP) en participant au développement d'un prototype de radar météorologique en bande X à très haute résolution basé sur un radar nautique commercial. La production à grande échelle des composants de ce radar en fait un instrument potentiellement bon marché. L'objectif de cette thèse est donc de prendre en compte la variabilité des précipitations en utilisant des relations Z-R adaptées aux précipitations rencontrées. Pour cela, un ensemble d'instruments — dont un autre radar à visée verticale, est utilisé pour trouver des critères judicieux qui permettent de classer les types de précipitations, en se basant sur la réflectivité mesurée par le radar en bande X.

Cette thèse se découpe en six chapitres. Le chapitre I introduit le fonctionnement des instruments généralement utilisés pour la mesure des précipitations : les pluvio-

mètres, les disdromètres et les radars. Pour chacun de ces instruments, les variables réellement mesurées sont définies en fonction de la DSD. Les ondes électromagnétiques en bande X étant fortement atténuées dans l'atmosphère ; ce problème ainsi que les méthodes de correction existantes sont détaillées. Enfin, la technique de mesure de la DSD avec un radar cohérent à visée verticale est présentée. Le chapitre II est consacré à la description des deux radars utilisés lors de cette thèse : il décrit leurs spécificités, leurs produits et leur positionnement respectif sur les différents sites pour lesquels ils ont été utilisés, afin de mettre en évidence un volume de mesure commun aux deux radars qui sera primordial pour la suite de la thèse. L'exploitation des données de ces deux radars a montré qu'un certain nombre de traitements (filtrage des données, calcul de l'atténuation, étalonnage, etc.) doivent être effectués avant de pouvoir les utiliser. Ces traitements font l'objet des chapitres III et IV pour le radar à visée verticale et le radar en bande X, respectivement. Le chapitre V décrit ensuite la variabilité des précipitations observées, en termes de DSD et de relations Z-R. Trois aspects de cette variabilité sont mis en évidence : la variabilité verticale, la variabilité entre différents évènements de précipitations et la variabilité à l'intérieur d'un même évènement de précipitations. Pour terminer, le chapitre VI présente les deux classifications développées pour l'amélioration des QPE, qui sont basées, l'une sur les variations temporelles et l'autre, sur l'hétérogénéité de la réflectivité mesurée par le radar en bande X. Enfin, les enseignements et les perspectives de ce travail seront mis en évidence dans une conclusion qui clôturera cette thèse.

Chapitre I

Mesure des précipitations

Les précipitations sont caractérisées par la distribution de gouttes. Dans ce chapitre nous allons décrire les différents types d'instruments utilisés lors de cette thèse pour la mesure des précipitations : pluviomètres, disdromètres et radars. Il sera découpé en deux parties principales : la mesure directe du flux de précipitation par des pluviomètres et des disdromètres (partie 1) et la mesure, plus globale, par télédétection radar (partie 2). Pour cela, il sera nécessaire de définir des variables telles que le taux de précipitation R et la réflectivité Z. On verra que toutes ces variables sont justement fonction de la distribution des gouttes. Il faut donc commencer par décrire cette distribution de gouttes de manière mathématique.

Comme le rappelle Uijlenhoet (1999), la distribution des gouttes de pluie $N(D)\,dD$ peut être représentée selon deux formes différentes. La première forme est notée $N_V(D)$ (avec V pour volume) où la quantité $N_V(D)\,dD$ représente le nombre de gouttes dont le diamètre D (mm) est compris entre D et $D+dD$ [(1)], par unité de volume (m^3) d'air. Pour la deuxième forme $N_A(D)$ (avec A pour aire), la quantité $N_A(D)\,dD$ représente le nombre de gouttes dont le diamètre D (mm) est compris entre D et $D+dD$ qui arrivent sur une surface, par unité d'aire (m^2) et de temps (s). Les unités correspondantes pour $N_V(D)$ et $N_A(D)$ sont donc $\mathrm{mm}^{-1}\ \mathrm{m}^{-3}$ et $\mathrm{mm}^{-1}\ \mathrm{m}^{-2}\ \mathrm{s}^{-1}$, respectivement. Si les effets du vent vertical et de la turbulence sont négligés, la relation entre les deux formes s'écrit $N_A(D) = v(D)N_V(D)$ où $v(D)$ représente la relation entre le diamètre et la vitesse de chute d'une goutte ($\mathrm{m\ s}^{-1}$).

En effet, dans sa chute, une goutte accélère jusqu'à atteindre sa vitesse terminale qui résulte de l'équilibre entre son poids et la résistance de l'air. Il existe une relation directe entre la vitesse terminale de chute et le diamètre. Ceci a fait l'objet de nombreux travaux et plusieurs relations ont été proposées (voir Tableau I.1). Les avantages et inconvénients de ces différentes relations seront discutés ultérieurement.

Généralement, les météorologues et chercheurs en télédétection s'intéressent aux processus de précipitation dans l'atmosphère (mesures avec des radars précipitations) et utilisent donc la forme $N_V(D)$ alors que les hydrologues s'intéressent au flux de précipitation à la surface (mesures avec des pluviomètres) et préfèrent la forme $N_A(D)$. Néanmoins, comme la distribution de gouttes a été principalement étudiée par les

(1). En réalité, comme les grosses gouttes sont aplaties pendant leur chute (voir par exemple Pruppacher et Klett, 1997), D représente le diamètre équivalent, c'est-à-dire, le diamètre d'une sphère ayant le même volume.

Tab. I.1 – Différentes approximations de la relation entre le diamètre et la vitesse de chute d'une goutte utilisées dans la littérature.

Source	Relation v [m s^{-1}] - D [mm]
Spilhaus (1948)	$v = 4.49D^{0.5}$
Doherty (1964)	$v = 9.38\left[1 - \exp\left(-0.654D\right)\right]$
Sekhon et Srivastava (1971)	$v = 6.728D^{0.6}$
Atlas et al. (1973)	$v = 9.65 - 10.3\exp\left(-0.6D\right)$
Atlas et Ulbrich (1977)	$v = 3.778D^{0.67}$

météorologues, la forme choisie est le plus souvent $N_V\left(D\right)$ même si c'est $N_A\left(D\right)$ qui est réellement mesurée dans la plupart des cas. C'est le choix qui sera fait pour cette thèse. On simplifiera la notation en utilisant $N\left(D\right)$.

À partir de la distribution de gouttes, on peut définir les variables nécessaires dans la suite de ce chapitre. On verra qu'elles s'écrivent comme les moments d'ordre n de cette distribution :

$$M_n = \int_0^{+\infty} D^n N\left(D\right) dD \tag{I.1}$$

ou comme les moments pondérés d'ordre n de cette distribution:

$$M_n = \int_0^{+\infty} p\left(D\right) D^n N\left(D\right) dD \tag{I.2}$$

où $p\left(D\right)$ est une fonction de pondération dépendant du diamètre D.

1 Mesure directe des précipitations

1.1 Pluviomètre - Taux de précipitation

1.1.1 Principe de la mesure

Le pluviomètre à auget basculant est l'instrument de base de la mesure des précipitations. Il est très répandu et son fonctionnement est simple : la pluie est recueillie par un entonnoir et remplit un auget qui bascule dès qu'il est plein. Le nombre et l'heure de chaque basculement sont enregistrés. Ainsi, connaissant la surface de l'entonnoir et le volume de l'auget, on peut calculer le volume d'eau tombée par unité de surface et par unité de temps et donc en déduire le taux de précipitation R, c'est-à-dire, l'épaisseur d'eau tombée par unité de temps.

Ce principe suppose qu'il n'y a pas d'évaporation. En effet, cette hypothèse peut se justifier au cours d'un évènement précipitant, en revanche, si l'auget est presque plein à la fin d'un évènement, l'eau restante risque de s'évaporer avant la prochaine pluie. La mesure d'un pluviomètre est donc connue à un basculement près suivant l'état de remplissage de l'auget au début et à la fin de la période de pluie. On considère donc que la mesure sera significative s'il y a eu au moins trois basculements dans l'intervalle de temps considéré.

Tab. I.2 – Taux de précipitation significatifs mesurés avec des pluviomètres conventionnels selon l'intervalle de temps considéré.

Intervalle de temps [min]	R [mm h^{-1}]
1	36
5	7.2
15	2.4
60	0.6

De façon générale, la surface de l'entonnoir et le volume de l'auget des pluviomètres conventionnels sont 1000 cm^2 et 20 cm^3 respectivement. Ainsi, un basculement correspond à 0.2 mm de précipitations. Le taux de précipitation significatif minimum (de trois basculements) est répertorié dans le Tableau I.2 selon l'intervalle de temps considéré. On remarque qu'il faut de forts taux de précipitation pour avoir une mesure significative sur de petits intervalles de temps.

1.1.2 Expression du taux de précipitation

Si l'on souhaite exprimer le taux de précipitation R (mm h^{-1}) en fonction de la distribution de gouttes, on s'aperçoit d'après la définition ci-dessus qu'il est plus naturel de l'exprimer en fonction de la forme $N_A(D)$ puisqu'on n'a pas besoin de faire intervenir la relation entre le diamètre et la vitesse de chute d'une goutte :

$$R = 3600 \times 10^{-6} \int_0^{+\infty} V(D)\, N_A(D)\, dD = 6\pi \times 10^{-4} \int_0^{+\infty} D^3 N_A(D)\, dD \qquad \text{(I.3)}$$

où $V(D) = \pi D^3/6$ est le volume d'une goutte de diamètre D et où les facteurs 3600 et 10^{-6} servent à convertir les s^{-1} en h^{-1} et les m^{-2} en mm^{-2} respectivement. Pourtant, l'expression rencontrée le plus souvent se fait en fonction de $N_V(D)$:

$$R = 6\pi \times 10^{-4} \int_0^{+\infty} D^3 v(D)\, N_V(D)\, dD. \qquad \text{(I.4)}$$

D'après les équations I.1 et I.2, on voit que, au facteur multiplicatif près, le taux de précipitation est le moment d'ordre 3 de la distribution $N_A(D)$ ou le moment d'ordre 3 pondéré par la vitesse de chute des gouttes $v(D)$ de la distribution $N_V(D)$.

1.2 Disdromètres

De l'anglais "distribution drop meter", les disdromètres servent à mesurer la distribution de gouttes et permettent évidemment d'en déduire le taux de précipitation, avec une meilleure résolution que les pluviomètres. Les premières mesures de la distribution de gouttes étaient directes mais extrêmement laborieuses. Elles consistaient à mesurer la taille de boulettes formées par la capture de gouttes de pluie dans une boîte remplie de farine (Laws et Parsons, 1943) ou la taille des impacts de gouttes de pluie sur un papier absorbant (Marshall et Palmer, 1948). Mais la mesure de la distribution de gouttes au sol a subi une révolution avec l'invention du disdromètre électromécanique, descendant direct des anciennes méthodes manuelles et appelé Joss-Waldvogel du nom de ses inventeurs (Joss et Waldvogel, 1967).

1.2.1 Disdromètre JW

Le principe de ce disdromètre est de mesurer l'impact de chaque goutte tombant sur un disque d'une surface de 50 cm^2. La force de l'impact dépend de la vitesse terminale de chute des gouttes. Chaque impact est donc converti en pulsation électrique qui permet de déduire le diamètre de chaque goutte. Les gouttes sont ensuite comptabilisées dans 25 classes de diamètre de largeur 0.2 mm (de 0.3 mm à 5.3 mm), ce qui permet de déduire directement la distribution de gouttes de la forme $N_A(D)$.

Mis à part que les gouttes supérieures à 5.3 mm sont assignées à la classe de diamètre maximum, le problème majeur de ce disdromètre est qu'il sous-estime le nombre de petites gouttes dans les précipitations intenses ($R \geq 20\ mm\ h^{-1}$) pour deux raisons principales : le bruit acoustique de l'environnement et le temps mort de l'instrument à cause des vibrations de l'aire d'échantillonnage après les impacts de gouttes (Tokay et Short, 1996). Le niveau de bruit est adapté dynamiquement pour éviter qu'il soit compté comme des gouttes. Malheureusement, lorsque le bruit acoustique augmente, comme lors de précipitations intenses sur un toit en tôle à proximité, les gouttes produisant un signal inférieur à cette limite sont perdues. Ce problème peut donc être évité lors de l'installation du disdromètre. En revanche, la deuxième source de sous-estimation ne peut pas être réduite de manière préventive : un algorithme peut être utilisé *a posteriori* pour corriger le temps mort de l'instrument (Sheppard et Joe, 1994; Sauvageot et Lacaux, 1995) mais il n'a aucun effet sur les classes ne comptant aucune goutte. De plus, même s'il a un impact sur la forme de la distribution de gouttes retrouvée, ce déficit en petites gouttes n'a que peu d'influence sur le calcul de Z et R (Tokay et Short, 1996; Atlas et Ulbrich, 2000; Uijlenhoet et al., 2003b), il est donc rarement utilisé.

Enfin, une autre limitation du disdromètre JW est qu'il fait l'hypothèse que les gouttes tombent à leur vitesse terminale de chute (selon une relation $v(D)$). En cas de vent vertical (ascendant ou descendant) cette hypothèse peut provoquer une erreur sur l'estimation des diamètres (Salles et Creutin, 2003).

1.2.2 Disdromètre Parsivel

Un autre bond dans l'étude de la distribution de gouttes a été fait avec le développement récent des disdromètres optiques qui permettent de mesurer simultanément le diamètre et la vitesse de chute des gouttes tout en évitant les problèmes techniques associés aux dispositifs mécaniques. Le disdromètre Parsivel (Löffler-Mang et Joss, 2000) fait partie de ces derniers : lorsque qu'une goutte coupe le faisceau laser plat d'une surface de 54 cm^2, la diminution de l'intensité du laser permet de déduire son diamètre alors que la durée de cette diminution permet de déduire sa vitesse de chute. Les gouttes sont rangées dans 32 classes de diamètre allant de 0 à 24 mm avec une largeur de classe variable.

Le principal avantage d'un disdromètre optique est que la mesure du diamètre permet d'éviter de faire une hypothèse sur la relation entre le diamètre et la vitesse de chute des gouttes. En effet, même si la plupart des relations proposées (Tableau I.1) sont de très bonnes paramétrisations des vitesses mesurées lors de l'étude précoce mais précise de Gunn et Kinzer (1949), des travaux plus récents montrent que de nombreuses gouttes ne respectent pas ces relations (Donnadieu, 1980; Hauser et al.,

1984; Kruger et Krajewski, 2002). Ces déviations sont généralement attribuées à des erreurs instrumentales (éclaboussements, problèmes d'échantillonnage) et sont filtrées (voir Figure I.1).

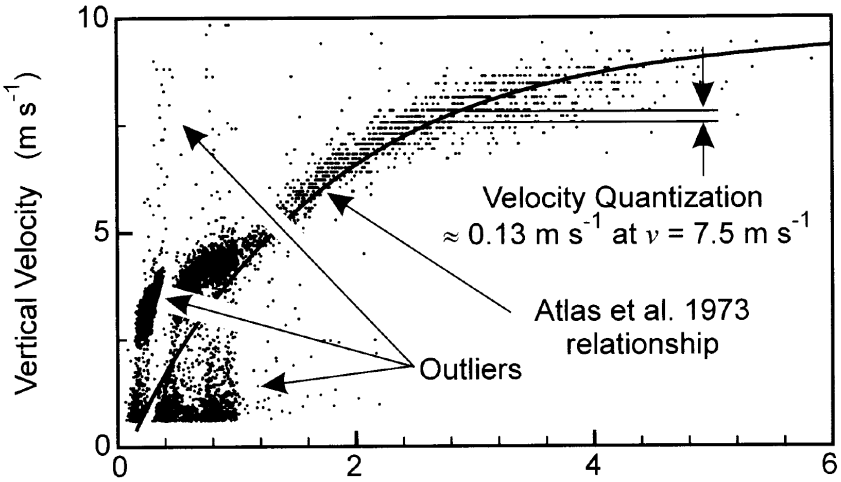

Fig. I.1 – Distribution des valeurs de vitesse de chute [m s^{-2}] en fonction du diamètre [mm] mesurées avec un disdromètre optique à deux dimensions (Schönhuber et al., 2008). Globalement, on voit que les mesures suivent la relation vitesse - diamètre de Atlas et al. (1973) (voir Tableau I.1) à l'exception de certains amas de points qui s'en éloignent fortement. Kruger et Krajewski (2002) les associent à des points aberrants et les éliminent (Figure issue de Kruger et Krajewski, 2002).

Pour expliquer ces déviations, Montero-Martínez et al. (2009) émettent l'hypothèse que les gouttes ne tombent pas toujours à leur vitesse terminale de chute à cause des phénomènes de rupture et de coalescence. En effet, une goutte immédiatement issue d'une coalescence tombe à une vitesse de chute - plus faible que sa propre vitesse terminale de chute - égale à la combinaison des vitesses de chute des gouttes dont elle est issue alors que les fragments immédiatement issus de la rupture d'une goutte tombent à la vitesse de chute - plus élevée que leur propre vitesse de chute - de cette dernière.

Néanmoins, ces gouttes accélèrent ou ralentissent rapidement en quelques mètres jusqu'à atteindre leur propre vitesse terminale de chute. De plus, les nombreuses études qui montrent un accord entre les distributions de gouttes déduites des disdromètres JW ou des disdromètres optiques impliquent que ces deux sortes d'instruments permettent une bonne estimation de la distribution de gouttes, et donc que l'hypothèse reliant la vitesse terminale de chute et le diamètre des gouttes est valable.

Ces différents instruments fournissent une mesure locale de la pluie. Cela pose les trois problèmes suivants :

- en présence de vents forts, le flux d'air autour de l'instrument peut altérer l'échantillonnage des gouttes et conduire à une sous-estimation du taux de précipitation dans le cas du pluviomètre ou à une déformation de la distribution de gouttes dans le cas des disdromètres,
- les volumes d'échantillonnage sont petits, il faut donc accumuler les données sur de longs intervalles de temps pour obtenir des mesures significatives en particulier pour des faibles précipitations (voir le Tableau I.2 pour le cas du pluviomètre),

– ces mesures ne sont pas représentatives des précipitations à plus grande échelle, en particulier lors de pluies convectives, connues pour être très hétérogènes sur de très courtes distances.

Ces problèmes de mesures montrent que ces instruments ont de nombreuses limitations. Nous verrons que seul un radar permet la mesure de pluie sur l'ensemble d'un bassin hydrologique avec une résolution temporelle adéquate.

2 Mesure des précipitations par télédétection radar

Le terme radar est l'acronyme de RAdio Detection And Ranging et désigne les appareils de télédétection conçus pour détecter et localiser des cibles par ondes radio (ici, le terme radio est générique et désigne l'ensemble du spectre électromagnétique de longueur d'ondes du mm à la dizaine de km). En premier lieu, la technique du radar a été développée à des fins militaires, principalement pendant la seconde guerre mondiale, dans le but de détecter des avions. Les premières mesures de précipitations par radar ont été faites pendant cette période et ont d'abord été considérées comme un bruit perturbant la détection des avions ennemis. Depuis, la technique radar a beaucoup évolué, passant d'une description qualitative à des estimations quantitatives de nombreux paramètres météorologiques.

Dans cette partie, on rappellera de manière simplifiée le fondement mathématique de la mesure par radar à impulsions (section 2.1) à partir de différents ouvrages de référence (Battan, 1959; Sauvageot, 1982; Doviak et Zrnic, 1993). Ensuite, on insistera sur les erreurs de mesures liées à l'atténuation des ondes électromagnétiques dans l'atmosphère et aux techniques de correction existantes (section 2.2). Enfin on verra le cas particulier du radar à visée verticale (section 2.3).

2.1 Principe du radar à impulsions

Un radar est composé de trois éléments principaux : un émetteur, une antenne et un récepteur. L'émetteur génère, à intervalles 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 réémise par toutes sortes de cibles présentes dans le faisceau. La partie d'énergie renvoyée en direction du radar est captée par le récepteur (en général, l'antenne sert à la fois pour l'émission et la réception) et constitue ce qu'on appelle l'écho radar.

Sur des distances inférieures à la centaine de kilomètres, on peut considérer que les ondes électromagnétiques se propagent en ligne droite et à vitesse constante (à la vitesse de la lumière). Alors, l'orientation de l'antenne et le délai entre l'émission et la réception du signal permettent de localiser la cible en direction et en distance. De plus, on distingue deux types de récepteurs : les récepteurs incohérents qui ne mesurent que l'amplitude du signal rétrodiffusé et les récepteurs cohérents qui mesurent également la phase du signal. Ainsi, à partir de la différence de phase entre l'onde émise et l'onde rétrodiffusée, ces récepteurs permettent de déduire la vitesse radiale de la cible par effet Doppler. Enfin, les radars dits polarimétriques permettent d'avoir une information sur la forme relative des cibles en émettant des ondes selon plusieurs polarisations. Dans

le cas des gouttes, cela permet d'obtenir une information sur leur taille puisque, plus leur taille augmente, plus elles s'aplatissent (plus leur dimension horizontale est grande devant la dimension verticale).

Dans la suite de ce document, nous établirons la loi qui donne la puissance mesurée par le radar en fonction de la réflectivité et que l'on appelle l'équation du radar pour un radar non cohérent et non polarimétrique (section 2.1.1) puis nous définirons le facteur de réflectivité radar (section 2.1.2). Ensuite, nous montrerons l'influence de la longueur d'onde du radar sur la mesure des précipitations (section 2.1.3). Enfin, nous détaillerons les différentes sources d'erreurs qui peuvent affecter la mesure des précipitations (section 2.1.4).

2.1.1 L'équation du radar pour la mesure des précipitations

Considérons un émetteur qui rayonne de manière isotrope. À la distance r, la puissance par unité de surface est $P_e/4\pi r^2$ où P_e est la puissance totale émise. L'utilisation d'une antenne permet de concentrer la puissance dans un faisceau fin. On appelle le gain G de l'antenne de surface effective A_e, l'augmentation de puissance par unité de surface par rapport à l'émission isotrope. Une cible située à la distance r et de section $S(r)$ intercepte donc la quantité de puissance P_σ donnée par :

$$P_\sigma = \frac{P_e G S(r)}{4\pi r^2} \tag{I.5}$$

La puissance émise par une antenne est principalement concentrée dans la direction de la propagation, dans ce que l'on appelle le lobe principal. Cependant, une partie de cette puissance est émise dans des directions transversales : les lobes secondaires. Pour ne pas perturber la mesure par des cibles transverses, la contribution des lobes secondaires à la puissance totale reçue doit être négligeable. De plus, d'après Baars (2007), on peut démontrer que :

$$A_e = G\lambda^2/4\pi. \tag{I.6}$$

Si la cible n'absorbait aucune puissance mais la réémettait totalement de manière isotrope, alors, la puissance reçue par le radar $P(r)$ s'écrirait :

$$P(r) = \frac{P_\sigma A_e}{4\pi r^2} = \frac{P_e G S(r) A_e}{(4\pi r^2)^2} = \frac{P_e G^2 \lambda^2}{(4\pi)^3 r^4} S(r). \tag{I.7}$$

La distance r de la cible est déterminée en mesurant le retard t de la réception de l'énergie par rapport à son émission selon l'expression :

$$r = \frac{ct}{2} \tag{I.8}$$

où le facteur 2 sert à tenir compte de l'aller-retour. Par ailleurs, cette expression définit également la portée non ambigüe du radar qui est fixée par l'intervalle de temps entre deux impulsions T : les cibles situées au-delà de la distance r_{max} tel que :

$$r_{max} = cT/2 \tag{I.9}$$

doivent produire un signal négligeable pour ne pas être confondues avec des cibles situées à la distance $r - r_{max}$.

Concrètement, on détecte toujours un grand nombre de cibles qui sont comprises dans le volume d'échantillonnage approximativement défini par le produit de la section du faisceau par la longueur h correspondant à une impulsion telle que

$$h = \frac{c\tau}{2} \tag{I.10}$$

où τ est la durée d'une impulsion et c la vitesse de propagation de l'onde. De la même manière que pour déterminer la distance d'une cible (Équation I.8), on divise la longueur $c\tau$ par 2 pour tenir compte de l'aller-retour de l'onde. En effet, au moment où le radar reçoit la puissance de la fin de l'impulsion rétrodiffusée par des cibles situées à la distance r, il reçoit la puissance du début de l'impulsion rétrodiffusée par des cibles situées à la distance $r+(c\tau)/2$. Dans le cas général, la section du faisceau est une ellipse dont les dimensions horizontales θ et verticales ϕ (en radians) peuvent être différentes. Le volume d'échantillonnage est donc égal à $V = \pi(r\theta/2)(r\phi/2)h$.

En réalité, aucune cible météorologique ne diffuse les ondes électromagnétiques de manière isotrope. On introduit donc la section efficace de rétrodiffusion radar σ définie comme la surface [m^2] d'une cible idéale réémettant toute l'énergie qu'elle intercepte de façon isotrope, telle qu'elle intercepterait la quantité de puissance qui lui permet de renvoyer la puissance effectivement rétrodiffusée. La valeur de σ est donc différente de la section géométrique S et dépend de nombreux facteurs : forme et dimension de la cible, orientation par rapport à la direction du rayonnement, etc.

La turbulence et la variété des vitesses de chutes des hydrométéores impliquent une forte fluctuation de la phase du signal rétrodiffusé. Une moyenne temporelle sur plusieurs impulsions consécutives est donc nécessaire pour une bonne estimation de la puissance provenant d'un même volume diffusant, en partant de l'hypothèse que les cibles ont des phases relatives indépendantes et distribuées aléatoirement. Alors, si l'on admet que les cibles sont réparties uniformément dans le volume de résolution V, la section de rétrodiffusion de l'ensemble de ces cibles peut être écrite comme étant la somme de la section de rétrodiffusion de chaque cible divisée par le volume d'échantillonnage. C'est la section efficace volumique de rétrodiffusion radar [m^2 m^{-3}], on l'appelle la réflectivité radar :

$$\eta(r) = \sum_i \sigma_i / V. \tag{I.11}$$

Alors l'équation I.7 devient :

$$P(r) = \left[\frac{P_e G^2 \lambda^2 \theta \phi h}{512\pi^2 2\ln 2}\right] \frac{\eta(r)}{r^2} \tag{I.12}$$

où l'on a ajouté le facteur $2\ln 2$ au dénominateur pour mieux tenir compte de la forme du faisceau (Probert-Jones, 1962).

L'équation I.12 est l'équation du radar. La partie entre crochets est constante et ne dépend que des caractéristiques du radar utilisé, on l'appelle la constante du radar et on la note C. Cette équation permet de relier directement la puissance reçue par le radar et la réflectivité du volume sondé.

2.1.2 Modèles de diffusion - Facteurs de réflectivité radar

Lorsqu'une onde électromagnétique interagit avec un corps dont les propriétés électriques diffèrent de celles du milieu environnant, une partie de l'énergie du champ incident est absorbée par le corps et apparaît sous forme de chaleur tandis que l'autre partie est diffusée dans toutes les directions. Dans le cas des précipitations, ce phénomène est décrit par l'application des équations de Maxwell à la diffusion d'une onde plane par une sphère homogène en milieu non absorbant. La théorie de Mie donne une solution générale à ce problème.

a) Diffusion de Mie

D'après la théorie de Mie (Mie, 1908), on peut montrer que la section efficace de rétrodiffusion radar d'une goutte sphérique est :

$$\sigma_M(D) = \frac{\pi D^2}{4\alpha^2} \left| \sum_{j=1}^{\infty} (-1)^j (2j+1)(a_j - b_j) \right|^2 \tag{I.13}$$

où j est un entier positif, D est le diamètre de la goutte et

$$\alpha = \pi D/\lambda \tag{I.14}$$

est sa taille réduite. Les coefficients a_j et b_j font intervenir les fonctions de Bessel avec les paramètres α et $m = n - ik$ l'indice complexe de réfraction de l'eau, avec n l'indice de réfraction et k le coefficient d'absorption de l'eau qui dépendent de la longueur d'onde et de la température.

b) Approximation de Rayleigh

L'approximation de Rayleigh est valable quand α est très inférieur à l'unité (c'est-à-dire, quand la taille des gouttes est très inférieure à la longueur d'onde du radar utilisé). Dans ce cas, un seul terme devient prédominant parmi tous les coefficients a_j et b_j et l'équation I.13 peut être explicitée simplement (Battan, 1959) par :

$$\sigma_R(D) = \frac{\lambda^2 \alpha^6}{\pi} \left| \frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right|^2 = \frac{\pi^5}{\lambda^4} |K_W|^2 D^6 \tag{I.15}$$

en utilisant l'équation I.14 et avec

$$K_W = \frac{m^2 - 1}{m^2 + 2}. \tag{I.16}$$

Il est important de noter que $\sigma_R(D)$ est alors proportionnel au diamètre de la goutte à la puissance six.

Le coefficient K_W, appelé constante de normalisation de la réflectivité radar, s'exprime en fonction de l'indice complexe de réfraction de l'eau m et dépend donc de la longueur d'onde et de la température mais peut être correctement approximé par $|K_W|^2 = 0.93$ pour toutes les températures et pour les longueurs d'onde allant de la bande S à la bande K (voir Tableau I.3 qui sera décrit plus loin). L'équation du radar s'applique également pour des particules de glace sphériques, la seule différence étant

la valeur de $|K_I|^2 = 0.176$. Ainsi, pour des hydrométéores de même diamètre, la réflectivité est environ cinq fois plus faible pour la glace que pour l'eau. En revanche, lorsque des particules de glace commencent à fondre, elles se recouvrent d'une fine pellicule d'eau et leur réflectivité radar augmente rapidement jusqu'à atteindre les valeurs correspondant à des gouttes de même diamètre alors qu'elles sont composées de 70% de glace (Sauvageot, 1982).

c) Facteur de réflectivité radar

Le facteur de réflectivité radar Z [mm^6 m^{-3}] est le moment d'ordre 6 de la distribution de gouttes $N_V(D)$ définie dans l'introduction de ce chapitre :

$$Z = \int_0^{+\infty} N(D)\, D^6 dD. \tag{I.17}$$

Il est très utilisé car simplement proportionnel à la réflectivité radar [(2)] dans le cadre de l'approximation de Rayleigh. Pour le montrer, partons de la définition de la réflectivité radar (Équation I.11) appliquée à un spectre continu et dans laquelle on insère l'expression I.15 :

$$\eta = \int_0^{+\infty} N(D)\, \sigma_R(D)\, dD = \frac{\pi^5}{\lambda^4} |K_W|^2 Z. \tag{I.18}$$

Les valeurs courantes du facteur de réflectivité radar couvrent plusieurs ordres de grandeurs, il est donc pratique d'utiliser une échelle logarithmique, avec comme unité le décibel dBZ, telle que :

$$Z\,[\mathrm{dBZ}] = 10 \log\left(Z\left[\mathrm{mm}^6\ \mathrm{m}^{-3}\right]\right). \tag{I.19}$$

L'équation I.18 montre que la réflectivité radar η est une grandeur caractéristique de la cible, mais qu'elle varie fortement avec la longueur d'onde. En revanche, le facteur de réflectivité radar Z est indépendant de la longueur d'onde. Il est donc très utilisé car il permet des comparaisons des mesures obtenues avec des instruments de longueur d'onde différente. Pourtant, ce n'est plus le cas lorsque les conditions de l'approximation de Rayleigh ne sont pas respectées.

d) Facteur de réflectivité radar équivalent

Les gouttes de pluie ont un diamètre maximum de 8 mm environ, l'approximation de Rayleigh n'est donc valable que pour des radars de longueur d'onde supérieure ou égale à 10 cm. Pour des radars de longueur d'onde inférieure ou pour des particules non sphériques comme ce peut être le cas pour des cristaux de glace, on peut tout de même écrire :

$$\eta = \frac{\pi^5}{\lambda^4} |K_W|^2 Z_e. \tag{I.20}$$

où Z_e est le facteur de réflectivité radar équivalent, défini comme le facteur de réflectivité d'une population de particules liquides et sphériques remplissant les conditions de

(2). On fait couramment la confusion entre ces deux variables : on parle de "réflectivité radar" pour désigner le facteur de réflectivité radar. Cette confusion peut éventuellement être faite dans la suite de ce manuscrit.

Tab. I.3 – Lettres utilisées pour la désignation des bandes de fréquence radar (d'après Skolnik, 2008).

Désignation	Bande de fréquence	Longueur d'onde	Origine du nom
HF	3-30 MHz	100-10 m	**H**igh **F**requency
VHF	30-300 MHz	10-1 m	**V**ery **H**igh **F**requency
UHF	300-1000 MHz	1-0.3 m	**U**ltra **H**igh **F**requency
L	1-2 GHz	30-15 cm	**L**ong Wave
S	2-4 GHz	15-8 cm	**S**hort Wave
C	4-8 GHz	8-4 cm	**C**ompromis entre S et X
X	8-12 GHz	4-2.5 cm	
K_u	12-18 GHz	2.5-1.7 cm	**K**urz-**U**nder
K	18-27 GHz	1.7-1.2 cm	de l'Allemand **K**urz (court)
K_a	27-40 GHz	1.2-0.75 cm	**K**urz-**A**bove
V	40-75 GHz	7.5-4 mm	
W	75-110 GHz	4-2.7 mm	**W** suit V dans l'alphabet
mm	110-300 GHz	2.7-1 mm	

l'approximation de Rayleigh et produisant un signal de même puissance. Z_e n'est plus le sixième moment de la distribution de gouttes, son expression est :

$$Z_e = \frac{\lambda^4}{\pi^5 \left|K_W\right|^2} \int_0^{+\infty} N\left(D\right) \sigma\left(D\right) dD \tag{I.21}$$

où l'on voit que Z_e dépend maintenant de la longueur d'onde du radar utilisé.

2.1.3 Influence de la longueur d'onde sur les mesures radar

On a vu au paragraphe précédent que l'interaction onde-précipitations dépend de la longueur d'onde (et donc de la fréquence d'opération) du radar utilisé. Les radars les plus courants opèrent à des fréquences allant d'environ 5 MHz à 95 GHz. Devant un spectre de fréquences aussi large, il est évident que les technologies utilisées, leurs aptitudes et leurs applications sont très différentes selon la fréquence à laquelle le radar opère. Des lettres ont été choisies pour désigner les différentes bandes de fréquences utilisées (voir Tableau I.3).

a) Paramètres dépendant de la longueur d'onde

La longueur d'onde influe principalement sur trois paramètres :

Sur la réflectivité radar : Dans la limite de l'approximation de Rayleigh, on a vu d'après l'Équation I.18, que pour une même intensité de pluie (facteur de réflectivité radar Z fixé), la réflectivité radar η dépend fortement de la longueur d'onde. Ainsi, comme le montre la Figure I.2, plus la longueur d'onde est grande, plus la réflectivité radar sera faible. Inversement, une longueur d'onde courte est sensible à des faibles facteurs de réflectivité radar et permet de détecter des nuages non précipitants. De plus, cette Figure montre qu'aux grandes longueurs d'onde,

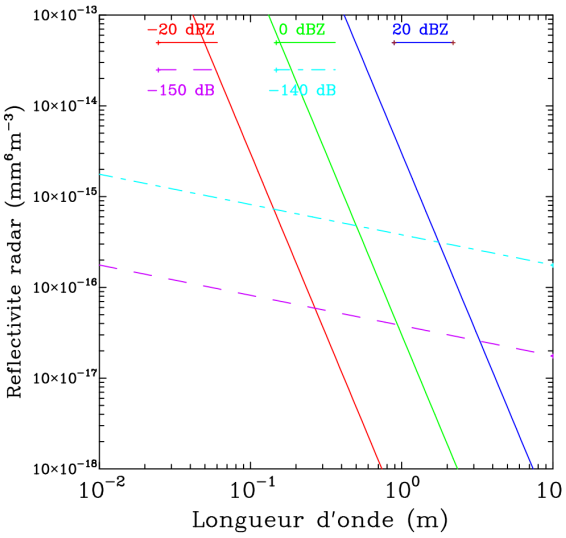

Fig. I.2 – Évolution des valeurs de la réflectivité radar en fonction de la longueur d'onde pour différentes valeurs du facteur de réflectivité radar allant d'un nuage de condensation (Z=-20 dBZ) à de la pluie fine (Z=20 dBZ) en traits pleins et pour de la turbulence atmosphérique faible (C_n^2=-150 dB) à forte (C_n^2=-140 dB) selon l'Équation I.22 en traits pointillés (Figure issue de Pointin, 2011).

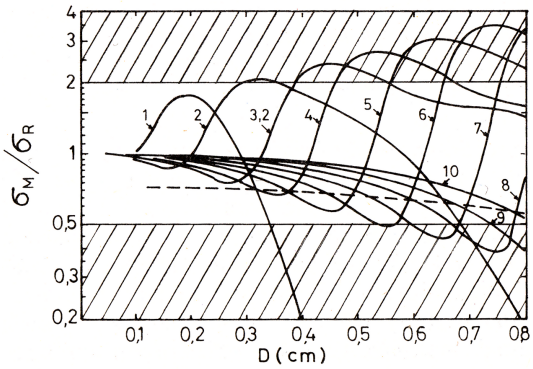

Fig. I.3 – Variations du rapport entre les sections efficaces de rétrodiffusion de Mie et de Rayleigh σ_M/σ_R en fonction du diamètre des gouttes D [cm] et de la longueur d'onde λ [cm] (chiffres sur le graphe). La partie non hachurée correspond au domaine où l'approximation de Rayleigh est considérée comme valide (Figure issue de Sauvageot, 1982).

la réflectivité radar mesurée sera dominée par la diffusion de Bragg. Ce phénomène provient des hétérogénéités de l'indice de réfraction de l'air créées par la turbulence. La réflectivité radar due à la diffusion de Bragg est donnée par

$$\eta = 0.38 C_n^2 \lambda^{-1/3} \tag{I.22}$$

où C_n est une paramétrisation de la turbulence (Ottersten, 1969; Gage et al., 1999). Enfin, pour la mesure des précipitations, l'approximation de Rayleigh doit être remplacée par la théorie de Mie lorsque l'on utilise des longueurs d'onde courtes (voir paragraphe précédent). Pour déterminer la longueur d'onde critique d'application de l'approximation de Rayleigh, on examine les variations du rapport entre les sections efficaces de rétrodiffusion de Mie et de Rayleigh σ_M/σ_R en fonction du diamètre des gouttes de pluie (Figure I.3). Gunn et East (1954) considèrent que l'approximation de Rayleigh est valable lorsque le rapport σ_M/σ_R est compris entre 0.5 et 2 (partie non hachurée sur la Figure I.3). Alors, pour des gouttes de pluies de diamètre maximum égal à 8 mm, la longueur d'onde minimale pour laquelle l'approximation de Rayleigh est valide est environ 10 cm (les gouttes de pluie dont le diamètre est compris entre 6 et 8 mm étant extrêmement rares, Sauvageot (1982) considère même que la longueur d'onde minimale est environ 5.5 cm).

Sur la taille et le gain de l'antenne : L'angle d'ouverture θ d'une antenne parabolique de diamètre d est $\theta = 70\lambda/d$ où l'on voit que, pour garder un angle d'ouverture θ faible, plus la longueur d'onde λ utilisée est grande plus le diamètre d de l'antenne doit être grand. Par ailleurs, l'équation I.6 montre que,

pour une même surface effective, plus la longueur d'onde est courte, plus le gain de l'antenne est élevé et donc, pour une même quantité de puissance émise la durée d'une impulsion peut être plus courte. Or, d'après l'Équation I.10, une durée d'impulsion plus faible implique une meilleure résolution spatiale.

Sur l'atténuation : Dans l'interaction avec les précipitations, l'onde électromagnétique est diffusée dans toutes les directions et peut aussi être absorbée. L'atténuation résultante est calculée à partir de la section efficace d'extinction des gouttes qui dépend fortement de la longueur d'onde et du diamètre des gouttes, comme le montre la Figure I.5, qui sera décrite dans la section 2.2.3. Pour un radar de 10 cm de longueur d'onde, la section efficace d'extinction est négligeable. En revanche, pour un radar de 0.86 cm de longueur d'onde, la section efficace d'extinction est élevée impliquant une très forte atténuation du signal. Ce problème sera détaillé dans la section 2.2.

b) Principales bandes de longueur d'onde utilisées en météorologie radar

Nous allons maintenant décrire les caractéristiques et applications des principales bandes de longueur d'onde utilisées en météorologie radar, par valeurs de longueur d'onde décroissantes ou de fréquences croissantes :

VHF : Ces radars opèrent à une grande longueur d'onde (voir Tableau I.3). D'après l'Équation I.6, il faut donc une antenne de très grande taille (plusieurs dizaines de mètres) pour focaliser l'émission dans un faisceau suffisamment étroit (quelques degrés d'ouverture). De plus, la puissance de l'onde étant faible, les impulsions doivent être longues pour émettre une quantité de puissance suffisante. La résolution radiale correspondante est donc faible (environ 2 km, mais jusqu'à 400 m avec un codage de la phase de l'onde). À cette longueur d'onde, les radars sont beaucoup moins sensibles à la diffusion de Rayleigh par les gouttes de pluie qu'à la diffusion de Bragg par l'indice de réfraction de l'air (Figure I.2). Ils sont donc utilisés en visée verticale pour la mesure du vent dans la troposphère et même au-delà.

UHF : Ces radars opèrent à une longueur d'onde un peu plus faible que celle des VHF (voir Tableau I.3), ce qui leur permet d'avoir une meilleure résolution (environ 100 m), et une antenne moins grande (environ 2 m) et donc d'être transportables, tout en conservant la même largeur de faisceau. Cette longueur d'onde est sensible aussi bien à la diffusion de Bragg qu'à la diffusion de Rayleigh par les précipitations (Figure I.2). Ces radars sont donc généralement utilisés en air clair comme profileurs de vent dans les premières couches de l'atmosphère pour combler le manque des VHF mais aussi pour caractériser le profil des précipitations.

S : Pour des longueurs d'onde plus faible que les UHF, les radars sont beaucoup plus sensibles à la diffusion de Rayleigh par les gouttes de pluie qu'à la diffusion de Bragg (voir Tableau I.3 et Figure I.2). Ces radars ont donc été développés pour caractériser les précipitations. De plus, si le récepteur utilisé est suffisamment sensible, plus la longueur d'onde est courte, plus le radar sera capable de détecter des petites gouttes, jusqu'aux gouttelettes nuageuses. Habituellement l'antenne est mobile et un moteur permet de la diriger dans toutes les directions de l'espace afin d'avoir une vision tridimensionnelle des précipitations. En principe, le radar effectue des rotations complètes à différents angles d'élévation : le radar effectue

un scan volumique[3]. Les précipitations étant généralement plus hétérogènes que le champ de vent, il est utile d'avoir un faisceau plus étroit que pour les "radars à vent". Les radars en bande S sont les radars "à précipitations" ayant la plus grande longueur d'onde. Ils ont besoin d'une antenne assez imposante (de 4 à 8 m) pour focaliser l'émission dans un faisceau convenable pour l'étude des précipitations (environ 1°). Ils sont donc difficilement transportables. Ces radars ne sont pratiquement pas concernés par l'atténuation et peuvent donc avoir une très longue portée (500 km) à condition d'émettre la puissance nécessaire.

C : La bande C est un compromis entre les avantages de la bande S et ceux de la bande X décrits ci-dessous. Il en résulte des radars de taille moyenne pour lesquels l'atténuation ne peut être négligée.

X : Les radars en bande X ont une longueur d'onde qui leur permet d'avoir une taille d'antenne raisonnable (1 à 2 m) tout en conservant un faisceau fin (environ 1°), ils sont donc facilement transportables. De plus, leurs courtes impulsions permettent d'obtenir une très bonne résolution radiale (quelques dizaines de mètres). En revanche, cette faible longueur d'onde nécessite l'utilisation de la théorie de Mie pour l'étude de l'interaction entre l'onde et les précipitations (voir Figure I.3) et implique une forte atténuation du signal par les gouttes (voir Figure I.5) et donc une faible portée qui dépasse rarement les 60 km.

K : Les radars de longueur d'onde plus faible comme les radars en bande K peuvent avoir un faisceau fin avec des antennes très peu encombrantes (quelques dizaines de cm). En revanche, ces radars sont de plus en plus concernés par l'atténuation par les précipitations et l'émission d'un radar de longueur d'onde millimétrique sera rapidement atténuée totalement même en cas de faibles précipitations.

Ce paragraphe montre que le choix de la longueur d'onde d'un radar dépend d'abord du phénomène que l'on veut étudier (vent, précipitations, nuages) et est ensuite une affaire de compromis entre les différents paramètres pour obtenir la résolution, la portée, la précision et la portabilité voulues.

2.1.4 Sources d'erreur

La qualité des mesures par radar peut être affectée par de nombreux facteurs (Villarini et Krajewski, 2010). Tout d'abord, lors de l'établissement de l'équation du radar, on a fait l'hypothèse d'un remplissage uniforme du volume sondé par le radar (Équation I.11). L'hypothèse d'homogénéité n'est pas valable lorsque le volume de résolution du radar contient différents types d'hydrométéores (par exemple, des gouttes et des cristaux de glace) ou est rempli de façon non uniforme. Meilleure est la résolution du radar, plus cette hypothèse a de chances d'être vérifiée : par exemple, pour un radar de longue portée, une ouverture de faisceau conventionnelle de 1° correspond à 100 km à une largeur de 1.75 km, une valeur déjà limite pour satisfaire cette hypothèse.

Par ailleurs, dans les conditions normales de propagation dans l'atmosphère, aussi bien le faisceau principal du radar que ses lobes secondaires peuvent rencontrer des cibles au sol. Cela peut causer, d'une part, de forts échos persistants, connus sous le nom d'échos de sol, et d'autre part, des effets de masque partiel ou total, tels qu'une fraction ou la totalité du faisceau ne va pas atteindre les zones de pluies au-delà de

(3). On dit que le radar est volumique.

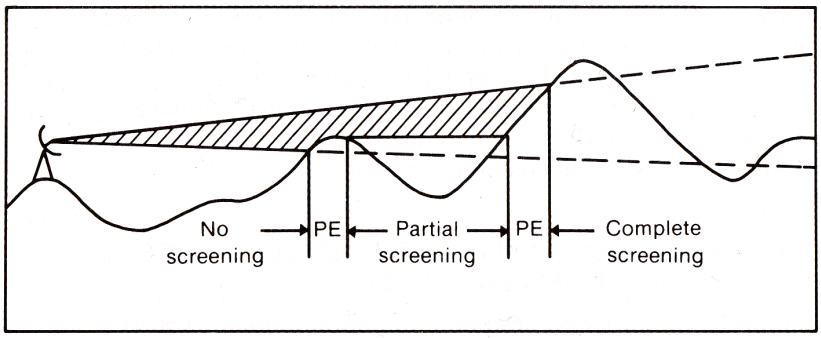

Fig. I.4 – Illustrations des effets de masque partiel ("partial screening") et total ("complete screening") et des échos de sol (PE pour "permanent echo") (Figure issue de Collier, 1989).

l'obstacle (voir Figure I.4). Une carte des échos de sol connus peut être utilisée pour corriger les mesures radars mais les échos de sol peuvent varier selon les variations de propagation dans l'atmosphère.

En effet, dans des cas particuliers de distribution de la température et de l'humidité dans l'atmosphère, le gradient vertical de l'indice de réfraction de l'air peut avoir des variations inhabituelles. Dans des cas extrêmes, les ondes électromagnétiques peuvent dévier largement de leur direction de propagation normale, le faisceau peut être courbé en direction du sol engendrant un fort écho de sol. C'est ce qu'on appelle la propagation anormale.

Enfin, de nombreux éléments externes peuvent apparaître dans les observations radars et perturber la mesure des précipitations. Les exemples les plus fréquents sont les avions, les oiseaux, les insectes, etc.

2.2 Atténuation des ondes électromagnétiques dans l'atmosphère

L'atténuation d'une onde électromagnétique est la perte de puissance le long de son parcours. Elle est définie selon l'équation suivante :

$$dP = -2kPdr \tag{I.23}$$

où P est la puissance reçue par le radar, dP est la diminution infinitésimale de P causée par l'absorption du milieu entre le radar et la cible et k est le coefficient d'atténuation [m^{-1}]. Le facteur 2 est nécessaire pour tenir compte du fait que l'onde traverse le milieu deux fois. En intégrant cette équation du radar jusqu'à la distance r, elle devient :

$$P = P_{noatt} A(r) \qquad \text{où} \qquad A(r) = \exp\left(-2\int_0^r kdr\right). \tag{I.24}$$

P_{noatt} est la puissance qui serait reçue s'il n'y avait pas d'atténuation et $A(r)$ représente la réduction de la puissance reçue due à l'atténuation entre le radar et la distance r. Ce facteur d'atténuation n'a pas d'unités et vaut évidemment 1 lorsqu'il n'y a pas d'atténuation. On définit aussi l'atténuation intégrée sur le trajet PIA (de l'anglais Path Integrated Attenuation) en dB à partir de l'Équation I.24, suivant :

$$PIA = 10\log\left(\frac{P_{noatt}}{P}\right) = 2\int_0^r Kdr. \tag{I.25}$$

Sous cette forme le PIA vaut 0 lorsqu'il n'y a pas d'atténuation, le coefficient d'atténuation [dB m^{-1}] est $K = 10k/\ln 10$. Le facteur d'atténuation $A(r)$ peut donc également être exprimé en fonction du coefficient d'atténuation K suivant une expression qui sera plus utile par la suite :

$$A(r) = \exp\left(-2\frac{\ln 10}{10}\int_0^r K dr\right), \tag{I.26}$$

la relation entre le PIA et le facteur d'atténuation étant $PIA = -10\log A(r)$.

Dans l'atmosphère, les ondes électromagnétiques sont atténuées à cause des nuages, des précipitations et des gaz, le coefficient d'atténuation est donc égal à $k = k_n + k_p + k_g$ où k_n, k_p et k_g sont les coefficients d'atténuation dus aux nuages, aux précipitations et aux gaz, respectivement.

2.2.1 Atténuation par les hydrométéores

Le coefficient d'atténuation dû aux hydrométéores est égal à la somme rapportée à l'unité de volume des atténuations dues à chaque hydrométéore. Il dépend donc de la distribution des hydrométéores $N(D)$ selon :

$$k = \int_0^\infty N(D)\,\sigma_e(D)\,dD \tag{I.27}$$

où $\sigma_e(D)$ représente l'atténuation due à un hydrométéore de diamètre D et s'appelle la section efficace d'extinction [m^2]. Comme on l'a vu dans la section 2.1.3, l'atténuation d'une onde électromagnétique est due à son absorption mais aussi à sa diffusion dans toutes les direction par les hydrométéores : $\sigma_e(D) = \sigma_a(D) + \sigma_d(D)$ où $\sigma_a(D)$ et $\sigma_d(D)$ sont les sections efficaces d'absorption et de diffusion des hydrométéores et sont définies comme les aires [m^2] qui, multipliées par la puissance incidente, sont égales à la puissance dissipée dans l'hydrométéore sous forme de chaleur, et à la puissance diffusée par l'hydrométéore, respectivement.

De la même façon que pour la section efficace de rétrodiffusion radar, les sections efficaces d'absorption et de diffusion peuvent être calculées à partir de la théorie de Mie qui peut elle-même être correctement approchée par l'approximation de Rayleigh lorsque les hydrométéores sont suffisamment petits par rapport à la longueur d'onde du radar utilisé. D'après cette approximation, les sections efficaces d'absorption et de rétrodiffusion s'écrivent (Battan, 1959) :

$$\sigma_a = \frac{\pi^2 D^3}{\lambda}\mathrm{Im}\left(-K_W\right) \tag{I.28a}$$

$$\sigma_d = \frac{2\pi^5 D^6}{3\lambda^4}\left|K_W\right|^2 \tag{I.28b}$$

où $\mathrm{Im}(-K_W)$ désigne la partie imaginaire de K_W (voir l'Équation I.16 pour la définition de K_W).

2.2.2 Atténuation par les nuages

Pour des radars de longueur d'onde supérieure à 3 cm, le diamètre des gouttelettes nuageuses (inférieur à 0.1 mm) est toujours très inférieur à la longueur d'onde. Alors,

non seulement l'approximation de Rayleigh s'applique, mais les équations I.28 montrent également que $\sigma_d(D)$ est très inférieur à $\sigma_a(D)$. Alors, d'après les Équations I.27 et I.28a, le coefficient d'atténuation pour les nuages est bien approximé par

$$k_n = \frac{\pi^2}{\lambda}\mathrm{Im}\left(-K_W\right)\int_0^\infty N\left(D\right)D^3dD = \frac{6\pi LWC}{\rho_W\lambda}\mathrm{Im}\left(-K_W\right) \tag{I.29}$$

où $\rho_W = 10^3\ kg\ m^{-3}$ est la densité de l'eau et LWC (de l'anglais Liquid Water Content) est le contenu en eau liquide [kg m^{-3}] qui est le produit du volume total des gouttes par la densité de l'eau ρ_W divisé par le volume de résolution du radar. LWC est donc proportionnel au moment d'ordre trois de la distribution de gouttes $N(D)$ [m^{-1} m^{-3}] où D est le diamètre [m] selon

$$LWC = \frac{\rho_W\pi}{6}\int_0^\infty N\left(D\right)D^3dD. \tag{I.30}$$

Le dernier terme de l'Équation I.29 montre que l'atténuation dans les nuages est indépendante de la distribution de gouttes : elle est simplement proportionnelle au contenu en eau.

Pour une longueur d'onde inférieure ou égale à 5 cm, même si un radar ne détecte pas la présence d'un nuage à cause de sa réflectivité radar trop faible, l'atténuation induite peut être significative, même si c'est rare. En revanche, si la longueur d'onde est supérieure à 5 cm, l'atténuation due aux nuages peut être négligée en toute sécurité.

Par ailleurs, pour un même contenu en eau, les nuages composés de cristaux de glace donnent des atténuations qui sont plus petites de deux ordres de grandeurs en comparaison avec un nuage d'eau liquide. L'atténuation par les nuages de glace peut donc être négligée dans tous les cas.

2.2.3 Atténuation par la pluie

Pour des gouttes de pluie, l'approximation de Rayleigh n'est pas toujours valide. La Figure I.5 montre des exemples du coefficient d'extinction normalisé calculé avec la théorie de Mie pour des gouttes de pluie sphériques et à diverses longueurs d'onde. La droite rectiligne en trait plein montre la valeur de la section efficace d'absorption (qui comme dans le cas des nuages est pratiquement équivalente à la section efficace d'extinction) dans la limite de l'approximation de Rayleigh, pour une longueur d'onde $\lambda = 10\ cm$. La Figure I.5 montre que l'approximation de Rayleigh est valide à l'extrémité gauche de chaque courbe, la droite correspondant à l'approximation de Rayleigh pour chaque longueur d'onde devant être translatée vers le haut. Mais, plus la longueur d'onde diminue, plus la gamme des diamètres de gouttes de pluie est déplacée vers la droite, ce qui implique que l'approximation de Rayleigh ne reste applicable que pour une gamme de diamètres de plus en plus petits. Pour déterminer l'atténuation due à la pluie, il faut donc retenir des termes d'ordre supérieur dans la solution de Mie.

De nombreux travaux ont portés sur l'évaluation de l'atténuation par la pluie (Gunn et East, 1954; Wexler et Atlas, 1963; Delrieu et al., 1991, 2000). Par exemple, en utilisant la théorie de Mie, Delrieu et al. (1991) ont calculé l'atténuation induite par une distribution de gouttes déduite de données collectées avec un disdromètre JW lors d'un long évènement de précipitations intenses dans les Cévennes. La Figure I.6 montre les

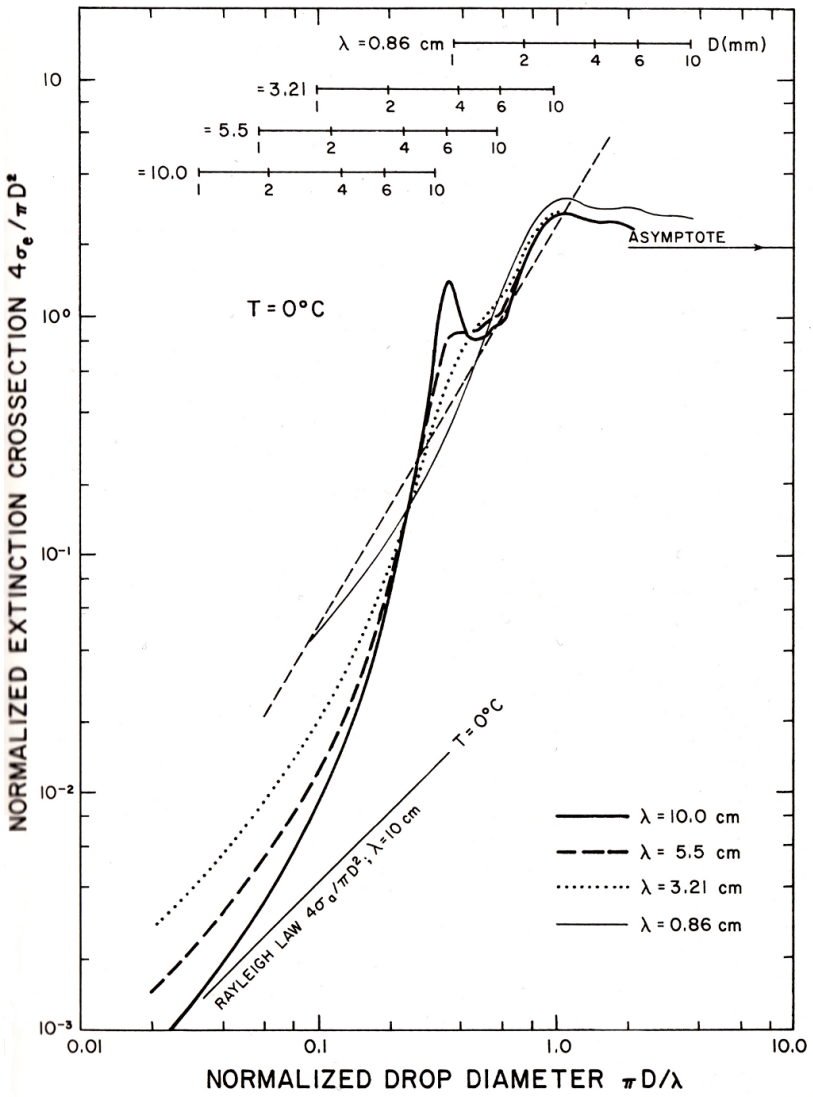

Fig. I.5 – Variations de la section efficace d'extinction normalisée en fonction du diamètre des gouttes normalisé et de la longueur d'onde. La gamme de diamètre de gouttes de chaque longueur d'onde est indiquée en haut du graphe (Figure issue de Doviak et Zrnic, 1993).

variations de l'atténuation calculée en fonction du taux de précipitation, de la longueur d'onde et de la température. La dépendance en fonction de la longueur d'onde apparaît clairement : l'atténuation par la pluie est négligeable en bande S (valeur maximum de 0.1 dB km^{-1} pour $R = 100$ mm h^{-1}), perceptible en bande C (valeurs comprises entre 0.1 dB km^{-1} et 0.7 dB km^{-1} pour $R = 12$ mm h^{-1} et $R = 100$ mm h^{-1}, respectivement), importante en bande X (valeurs comprises entre 0.1 dB km^{-1} et 3 dB km^{-1} pour $R = 6$ mm h^{-1} et $R = 100$ mm h^{-1}, respectivement) et très forte en bandes Ka et K (valeurs comprises entre 0.1 dB km^{-1} et 20 dB km^{-1} pour $R = 0.5$ mm h^{-1} et $R = 100$ mm h^{-1}, respectivement). D'autre part, l'influence de la température reste limitée pour des longueurs d'onde inférieures ou égales à 3.2 cm et est un peu plus prononcée pour les bandes S et C. Enfin, cette figure suggère que, même si elle n'est pas parfaitement adaptée, une loi de puissance permet de relier l'atténuation aux taux de précipitation telle que

$$K = cR^d \tag{I.31}$$

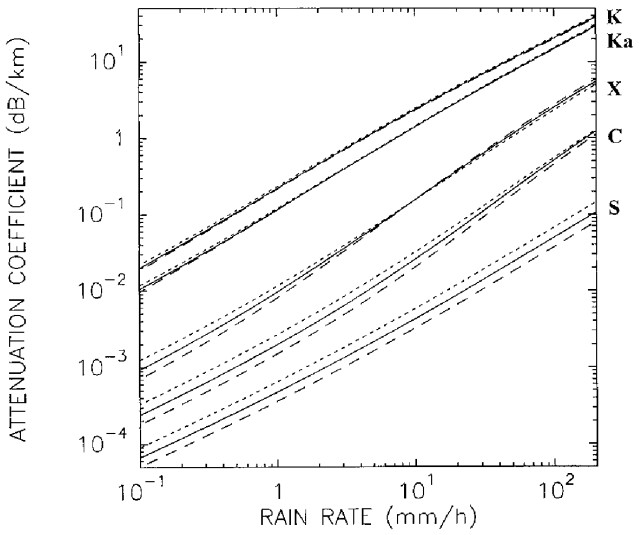

Fig. I.6 – Exemples de relations entre le taux de précipitation et l'atténuation pour les bandes K (0.86 cm), Ka (1.15 cm), X (3.2 cm), C (5.6 cm) et S (10 cm) et pour les températures $T = 0°C$ (ligne pointillée), $T = 10°C$ (ligne continue) et $T = 20°C$ (ligne tiretée) (Figure issue de Delrieu et al., 2000).

où c et d sont des constantes qui dépendent de la longueur d'onde et de la température.

Par ailleurs, l'intensité des précipitations neigeuses n'est que rarement supérieure à 4 mm h^{-1}. L'atténuation correspondante est donc généralement négligeable, excepté pour les longueurs d'onde inférieures à 3 cm et sur de longues distances (Sauvageot, 1982). En revanche, lorsque l'on est en présence de neige fondante, la neige se recouvre d'une fine pellicule d'eau et, comme pour la réflectivité radar, sa section efficace d'extinction augmente et atteint rapidement la valeur pour une goutte de même diamètre.

2.2.4 Atténuation par les gaz

Pour une molécule, la section efficace de diffusion étant beaucoup plus faible que sa section efficace d'absorption, l'atténuation due aux gaz est bien approximée par les pertes dues à l'absorption. Aux longueurs d'onde utilisées par les radars, les gaz produisant une atténuation significative sont la vapeur d'eau et l'oxygène dont les spectres d'absorption présentent des bandes de résonnance pour des longueurs d'ondes comprises entre 1 et 2 cm et centrées autour de 0.2 cm pour la vapeur d'eau et centrées autour de 0.5 cm pour l'oxygène.

L'atténuation par les gaz est donc négligeable pour les longueurs d'onde supérieures à 2 cm. Au-dessous de 2 cm, la bande Ka (voir Tableau I.3) bénéficie d'une fenêtre où elle est faible (environ 0.3 dB km^{-1}). En revanche, pour les autres longueurs d'onde, l'atténuation par les gaz n'est pas négligeable pour les distances auxquelles sont faites les observations radars courantes (Battan, 1959).

2.2.5 Techniques de correction de l'atténuation

Les paragraphes précédents permettent d'affirmer que l'atténuation due aux nuages est négligeable dans la plupart des cas, et que l'atténuation due aux gaz reste faible

pour des distances courtes (on peut même considérer qu'elle est négligeable pour un radar en bande K à visée verticale) la contribution la plus importante étant celle due aux précipitations.

Durant les premières décennies de l'utilisation des radars en météorologie, les préférences se sont portées sur les radars en bande S et C principalement parce qu'à ces longueurs d'onde, l'atténuation par la pluie est négligeable. De plus en plus d'intérêt a ensuite été donné aux radars de longueur d'onde moindre, comme les radars en bande X, pour leur portabilité (radars embarqués sur des avions ou des satellites) et pour leur haute résolution à moindre prix, leur principal défaut étant la forte atténuation par la pluie. De nombreuses méthodes ont donc été développées pour évaluer et corriger cette atténuation. Beaucoup de ces méthodes sont basées sur les mesures polarimétriques grâce à la mesure du décalage de phase entre les polarisations verticales et horizontales (Bringi et al., 1990; Jameson, 1992; Gourley et al., 2007b). D'autres méthodes ("stereoradar" (Testud et Amayenc, 1989), "dual-beam" (Kabèche et Testud, 1995; Guyot et Testud, 1999)) utilisent la mesure d'un même volume de mesure par deux radars différents. En réalité, ces méthodes sont appliquées à des mesures aéroportées avec un seul radar, la vitesse de l'avion permettant de mesurer le même volume de mesure sous deux angles de vue différents. Le radar du LaMP étant non-polarimétrique et en unique exemplaire, ces méthodes ne sont pas applicables et nous ne les détaillerons pas. Nous sommes dans l'obligation d'utiliser des méthodes plus classiques basées sur les travaux de Hitschfeld et Bordan (1954).

a) L'algorithme de Hitschfeld et Bordan (1954)

Pour corriger l'atténuation due à la pluie, Hitschfeld et Bordan (1954) ont établi une équation faisant intervenir une relation entre le facteur de réflectivité radar et le taux de précipitation. Ici, on préfère développer cette équation sous une forme plus générale comme l'ont fait Marzoug et Amayenc (1991).

Le facteur de réflectivité radar (et le facteur de réflectivité radar équivalent dans le cas général) étant proportionnel à la réflectivité radar (Équations I.18 et I.20), il est également proportionnel à puissance reçue au facteur r^2 près (Équation I.12). Dans l'Équation I.24, on peut donc remplacer la puissance mesurée P et la puissance sans atténuation P_{noatt} par le facteur de réflectivité radar mesuré $Z_m(r)$ et le facteur de réflectivité radar réel $Z(r)$, respectivement :

$$Z_m(r) = \delta C Z(r) \exp\left(-2\frac{\ln 10}{10}\int_0^r K(s)ds\right) \tag{I.32}$$

où l'on a utilisé l'équation I.26 pour l'expression de $A(r)$ et où l'on a ajouté un terme δC tenant compte d'une possible erreur d'étalonnage du radar. Le terme exponentiel étant obligatoirement positif, on voit que la mesure $Z_m(r)$ sous-estime la vraie valeur $Z(r)$ à cause de l'atténuation. Sans hypothèse supplémentaire, cette équation ne peut pas être résolue puisqu'elle fait intervenir deux inconnues qui sont $Z(r)$ et $k(r)$. Mais, de la même manière que pour l'équation I.31, la relation entre le facteur de réflectivité radar et l'atténuation peut être correctement représentée par une loi de puissance :

$$Z = \alpha K^{\beta} \tag{I.33}$$

où α et β sont des constantes. Alors, en utilisant la relation I.33, l'équation I.32 devient :

$$K(r)\exp\left(-2\frac{\ln 10}{10\beta}\int_0^r K(s)ds\right) = \left(\frac{Z_m(r)}{\alpha\delta C}\right)^{\frac{1}{\beta}}. \tag{I.34}$$

En multipliant les deux termes de l'Équation I.34 par $-2\frac{\ln 10}{10\beta}$ et utilisant le facteur d'atténuation $A(r)$ défini dans l'équation I.26, cette équation peut être exprimée de manière plus commode en tant qu'équation différentielle du premier ordre :

$$\frac{d\left(A(r)^{\frac{1}{\beta}}\right)}{dr} = -2\frac{\ln 10}{10\beta}\left(\frac{Z_m(r)}{\alpha\delta C}\right)^{\frac{1}{\beta}} \tag{I.35}$$

à condition que $K(0) = 0$. À présent, l'intégration de l'Équation I.35 entre 0 et r donne :

$$A(r)^{\frac{1}{\beta}} - A(0)^{\frac{1}{\beta}} = -2\frac{\ln 10}{10\beta}\left(\int_0^r \frac{Z_m(s)\,ds}{\alpha\delta C}\right)^{\frac{1}{\beta}}. \tag{I.36}$$

De l'Équation I.36, on peut donc exprimer $A(r)$ en fonction de la réflectivité mesurée $Z_m(r)$ seule :

$$A(r) = \left[1 - 2\frac{\ln 10}{10\beta}\left(\int_0^r \frac{Z_m(s)\,ds}{\alpha\delta C}\right)^{\frac{1}{\beta}}\right]^{\beta}. \tag{I.37}$$

Enfin, en insérant la nouvelle expression de $A(r)$ de l'Équation I.37 dans l'Équation I.32, on trouve :

$$Z(r) = \frac{Z_m(r)}{\delta C\left[1 - 2\frac{\ln 10}{10\beta}\left(\int_0^r \frac{Z_m(s)\,ds}{\alpha\delta C}\right)^{\frac{1}{\beta}}\right]^{\beta}} = \frac{Z_m(r)}{\left[\delta C^{\frac{1}{\beta}} - 2\frac{\ln 10}{10\beta}\left(\int_0^r \frac{Z_m(s)\,ds}{\alpha}\right)^{\frac{1}{\beta}}\right]^{\beta}} \tag{I.38}$$

Bien que différente de la solution de Hitschfeld et Bordan (1954), cette équation lui est équivalente. Elle permet de déduire le facteur de réflectivité radar réel directement du facteur de réflectivité radar mesuré en tenant compte de l'atténuation due aux précipitations et en utilisant une relation entre le facteur de réflectivité radar Z et l'atténuation K (voir l'Équation I.33). De manière équivalente, Hitschfeld et Bordan (1954) ont utilisé des lois de puissance entre Z et le taux de précipitation R et entre R et K comme celle de l'équation I.31 et donnent directement une expression du taux de précipitation mesuré avec le radar.

Il a été montré par Meneghini (1978) et de nombreux autres auteurs que, comme le dénominateur de l'Équation I.38 peut être proche de zéro, cette méthode peut devenir instable et détériorer les estimations, surtout pour des valeurs fortes d'atténuation. Ainsi, pour un radar en bande X, Delrieu et al. (1999a) proposent d'utiliser un PIA maximum de 10 dB et d'arrêter la correction au-delà de cette valeur. Par ailleurs, Hildebrand (1978) et Marzoug et Amayenc (1994) ont montré que l'erreur de calibration δC peut avoir de fortes conséquences sur la correction. Peters et al. (2010) confirment ces différents résultats en étudiant les variations de l'erreur faite sur la correction de l'atténuation en fonction du PIA et de l'erreur d'étalonnage : la Figure I.7 montre qu'avec une erreur de calibration de moins de 1 dB, il faut un PIA maximum d'environ 10 dB pour limiter l'erreur de la correction d'un intervalle de ±3 dB. Une calibration précise du radar est donc absolument nécessaire avant d'effectuer la correction de l'atténuation.

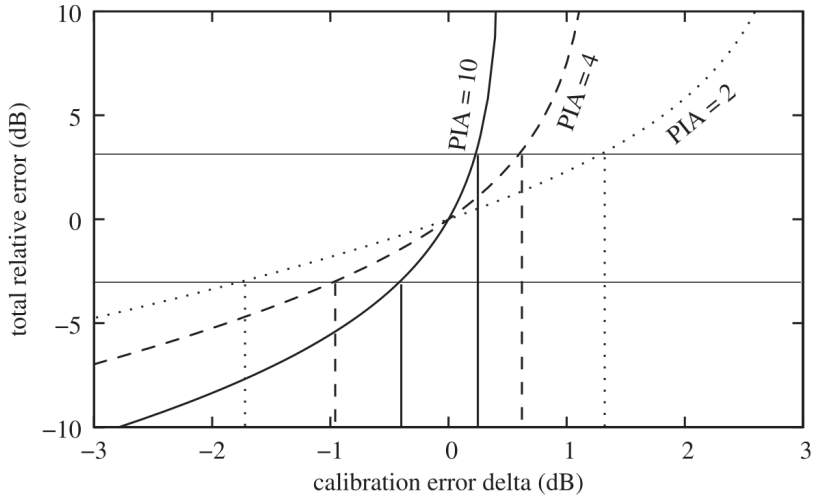

Fig. I.7 – Erreur totale après la correction de l'atténuation avec la méthode de Hitschfeld et Bordan (1954), en fonction de l'erreur d'étalonnage pour diverses valeurs du PIA. Les lignes verticales indiquent, pour chaque valeur de PIA, les erreurs d'étalonnage maximum pour conserver une erreur totale d'un intervalle de ±3 dB après la correction de l'atténuation. (Figure issue de Peters et al., 2010).

b) L'algorithme de Hildebrand (1978)

Cette technique s'inspire d'une méthode où l'estimation de l'atténuation est directement faite à partir de la réflectivité mesurée (et donc atténuée). Les relations entre la réflectivité et le coefficient d'atténuation (ou le taux de précipitation et le coefficient d'atténuation) étant établies pour des paramètres non atténués, il en résulte une sous-estimation volontaire de l'atténuation. La Figure I.7 montre qu'une erreur d'étalonnage inférieure à l'unité serait moins préjudiciable que si elle lui était supérieure. Il doit donc résulter de la sous-estimation de l'atténuation, une amélioration par rapport à la méthode de Hitschfeld et Bordan (1954), principalement dans les cas où cette dernière devient instable.

Pour rapprocher l'estimation de l'atténuation à sa valeur vraie, Hildebrand (1978) propose d'itérer la technique décrite ci-dessus selon l'équation suivante :

$$Z_{(i)}(r) = Z_{(0)}(r) \exp\left(2\frac{\ln 10}{10}\int_0^r K_{(i-1)}(s)ds\right) \qquad \text{pour} \qquad i = 1, \ldots, n, \tag{I.39}$$

avec $Z_{(0)} = Z_m$. Les itérations s'arrêtent lorsque la différence entre deux estimations de l'atténuation successives est insignifiante. Il affirme que, dans le cas où l'atténuation est surestimée, cette méthode doit diverger, et qu'il suffit alors d'arrêter les itérations avant la divergence.

Néanmoins, cette méthode n'est utilisable que pour des atténuations modérées. De plus, Peters et al. (2010) montrent que certaines des hypothèses ci-dessus sont en contradiction. En conséquence, cette méthode surestime l'atténuation et, comme la surestimation s'accumule avec la distance, la méthode diverge rapidement, et elle est finalement plus limitée que la technique de Hitschfeld et Bordan (1954).

c) L'algorithme de Marzoug et Amayenc (1991)

Une possibilité pour résoudre le problème d'instabilité de la méthode de Hitschfeld et Bordan (1954) est d'utiliser une contrainte sur le PIA à une distance r_d où il est connu (Meneghini et al., 1983). Alors, l'intégration de l'Équation I.35 entre r et r_d donne cette fois ci :

$$A\left(r_d\right)^{\frac{1}{\beta}} - A\left(r\right)^{\frac{1}{\beta}} = -2\frac{\ln 10}{10\beta}\left(\int_r^{r_d} \frac{Z_m\left(s\right)ds}{\alpha\delta C}\right)^{\frac{1}{\beta}} \tag{I.40}$$

et l'expression de $A\left(r\right)$ devient :

$$A\left(r\right) = \left[A\left(r_d\right)^{\frac{1}{\beta}} + 2\frac{\ln 10}{10\beta}\left(\int_r^{r_d} \frac{Z_m\left(s\right)ds}{\alpha\delta C}\right)^{\frac{1}{\beta}}\right]^{\beta}. \tag{I.41}$$

Et, en remplaçant une nouvelle fois l'expression de $A\left(r\right)$ de l'Équation I.41 dans l'Équation I.32, on trouve :

$$Z\left(r\right) = \frac{Z_m\left(r\right)}{\left[\left(\delta C A\left(r_d\right)\right)^{\frac{1}{\beta}} + 2\frac{\ln 10}{10\beta}\left(\int_r^{r_d} \frac{Z_m\left(s\right)ds}{\alpha}\right)^{\frac{1}{\beta}}\right]^{\beta}}. \tag{I.42}$$

Contrairement à l'algorithme de Hitschfeld et Bordan (1954), comme il n'y a aucun risque que le dénominateur de l'Équation I.42 soit égal à zéro, cette méthode est inconditionnellement stable. De plus, elle est plus efficace en cas de forte atténuation. C'est pourquoi, de nombreux auteurs (Iguchi et Meneghini, 1994; Delrieu et al., 1997; Berne et Uijlenhoet, 2006) proposent d'utiliser une méthode hybride où l'algorithme de Hitschfeld et Bordan (1954) est utilisé pour des petits PIA ($<$ 10 dB) et l'algorithme de Marzoug et Amayenc (1991) est utilisé pour des PIA plus importants.

Cette méthode a été développée en premier lieu pour être appliquée sur des données de radars embarqués sur satellite, la distance r_d correspondant à la distance du satellite à la Terre, en utilisant l'écho de la surface de la Terre comme contrainte. Ainsi, la possibilité d'une atténuation supplémentaire entre le radar et la première contribution de la pluie a été calculée par Marzoug et Amayenc (1994). Pour cela, on introduit la distance r_0 où commencent les mesures de pluie. Alors, on peut décomposer l'atténuation totale en différent termes selon :

$$A\left(r\right) = \exp\left(-2\frac{\ln 10}{10}\int_0^{r_0} K dr\right)\exp\left(-2\frac{\ln 10}{10}\int_{r_0}^{r} K dr\right) = A\left(r_0\right)A\left(r_0, r\right). \tag{I.43}$$

Le terme $A\left(r_0\right)$ est une constante qui représente l'atténuation avant que l'onde électromagnétique rencontre de la pluie. On peut montrer que ce terme supplémentaire ne change pas les démonstrations des algorithmes de Hitschfeld et Bordan (1954) et Marzoug et Amayenc (1991) : il suffit d'isoler le terme $A\left(r_0\right)$ à partir de l'Équation I.32, la seule condition supplémentaire pour les calculs étant que l'atténuation $K\left(r_0\right)$ de la distance r_0 soit nulle. De plus, la seule différence dans les équations finales est la présence du terme $A\left(r_0\right)$ aux côtés du terme δC.

Cette méthode peut également être utilisée avec des radars au sol dans les régions montagneuses en utilisant l'écho du relief comme contrainte (Delrieu et al., 1999b;

Serrar et al., 2000). De plus, le terme d'atténuation avant la pluie peut être utilisé pour prendre en compte l'atténuation due au radôme de protection du radar. En effet, en cas de pluie sur le radar, un film d'eau s'accumule sur le radôme et peut créer une atténuation additionnelle non négligeable.

2.3 Principe du radar en visée verticale

La visée verticale fait du radar un outil puissant capable de mesurer la distribution de gouttes. En effet, l'effet Doppler se traduit par le fait qu'une onde électromagnétique, reçue par un observateur mobile par rapport à un émetteur fixe ou bien par un observateur fixe par rapport à un émetteur mobile, subit un changement apparent de sa fréquence. Cette variation de fréquence f_D (pour fréquence Doppler) est proportionnelle à la vitesse relative v entre l'observateur et l'émetteur selon :

$$f_D = \frac{v}{\lambda} \tag{I.44}$$

où λ est la longueur d'onde de l'onde électromagnétique. Dans le cas du radar, celui-ci joue à la fois le rôle d'émetteur et de récepteur (l'observateur), mais l'onde reçue par le radar a en réalité été réémise par les cibles. Alors, grâce à l'effet Doppler, des cibles mouvantes induisent un décalage en fréquence de l'onde électromagnétique renvoyée vers le radar. En visée verticale, l'Équation I.44 montre donc que le spectre Doppler contient des informations sur la vitesse verticale de l'air et la vitesse de chute des hydrométéores. Ainsi, la puissance reçue à une fréquence donnée est une mesure de la réflectivité radar des hydrométéores donnant lieu au décalage en fréquence correspondant. Si l'on fait l'hypothèse que le vent vertical est négligeable, il est donc possible de retrouver un profil de la distribution de gouttes. De plus, le volume d'échantillonnage d'un radar étant important, les mesures sont statistiquement plus représentatives que celles d'un disdromètre, ce qui par ailleurs, permet d'obtenir une meilleure résolution temporelle. Dans cette section, nous établirons l'équation du radar pour la visée verticale (section 2.3.1), puis nous montrerons les limites de cette technique (section 2.3.2).

2.3.1 Équation du radar en visée verticale

Un radar cohérent (mesurant la phase de l'onde reçue) mesure une puissance à une fréquence donnée. La puissance dépend donc de la fréquence Doppler f_D et de la distance au radar qui, dans le cas de la visée verticale, correspond à l'altitude au dessus du radar, que l'on désignera par la variable z. Si l'on reprend l'Équation du radar I.12 avec ces modifications, elle devient :

$$P\left(f_D, z\right) = C\frac{\eta\left(f_D, z\right)}{z^2} \tag{I.45}$$

où $\eta\left(f_D, z\right)$ est la section efficace volumique de rétrodiffusion radar spectrale dans le domaine des fréquences Doppler [m^2 m^{-3} Hz^{-1}]. La relation entre la fréquence Doppler et la vitesse des cibles (Équation I.44), puis la relation entre la vitesse de chute et la taille des gouttes (comme celles présentées dans le Tableau I.1) permettent de déduire la section efficace volumique de rétrodiffusion radar spectrale dans le domaine de la vitesse Doppler $\eta\left(v, z\right)$ puis celle dans le domaine du diamètre des gouttes $\eta\left(D, z\right)$:

$$\eta\left(D, z\right) = \eta\left(v, z\right)\frac{\partial v}{\partial D} = \eta\left(f_D, z\right)\frac{\partial v}{\partial D}\frac{\partial f_D}{\partial v}. \tag{I.46}$$

À cette étape du calcul, on a fait l'hypothèse qu'il n'y a pas de vent vertical. En effet, les hydrométéores suivent les mouvements du vent dans l'atmosphère. Si la composante verticale du vent n'est pas négligeable, il faut l'évaluer et la supprimer avant de pouvoir appliquer une relation entre la vitesse de chute et le diamètre des hydrométéores.

Enfin, on retrouve le nombre de gouttes contribuant à la section efficace volumique de rétrodiffusion radar spectrale pour un diamètre donné grâce à la section efficace d'une goutte de ce diamètre $\sigma(D)$ (définie par l'Équation I.13 avec la théorie de Mie et par l'Équation I.15 dans l'approximation de Rayleigh) et en reprenant les Équations I.45 et I.46, on trouve l'expression :

$$N(D,z) = \frac{\eta(D,z)}{\sigma(D)} = \frac{P(f_D,z)}{\sigma(D)} \frac{\partial v}{\partial D} \frac{\partial f_D}{\partial v} \frac{z^2}{C}. \tag{I.47}$$

Le grand intérêt de la mesure du profil de distribution de gouttes est qu'il permet de déduire le profil de tous les paramètres d'intérêt pour l'étude des précipitations tels que le taux de précipitation (Équation I.4), le facteur de réflectivité radar (Équation I.17), le coefficient d'atténuation (Équation I.27) ou le contenu en eau liquide (Équation I.30), et de considérer leur variabilité verticale.

De plus, si la longueur d'onde du radar utilisé l'oblige, le calcul exact du coefficient d'atténuation permet de corriger l'atténuation due à la pluie avec les méthodes décrites dans la partie précédente, sans hypothèse sur la relation entre le facteur de réflectivité radar et le coefficient d'atténuation. Ainsi, la section efficace volumique de rétrodiffusion radar spectrale mesurée à une altitude donnée est corrigée de l'atténuation intervenue aux altitudes inférieures avant de déduire la distribution de gouttes puis le coefficient d'atténuation correspondant, qui servira lui-même à corriger les mesures à l'altitude suivante.

2.3.2 Limites

L'idée de mesurer la distribution de gouttes avec un radar en visée verticale date des premières années de l'utilisation des radars météorologiques : les premiers travaux que l'on peut retrouver datent des années soixantes (Rogers et Pilié, 1962; Battan, 1964; Caton, 1966). Ces premières études ont surtout consisté à décrire qualitativement les distributions de gouttes retrouvées mais ont aussi mis en évidence les limitations de cette méthode à cause du vent vertical et de la turbulence.

a) Vent vertical

Comme on l'a vu, le calcul présenté dans le paragraphe précédent n'est valable que si la composante verticale du vent est négligeable. Si ce n'est pas le cas, il faut d'abord estimer puis éliminer cette contribution à la vitesse de chute des hydrométéores. Pour cela, diverses méthodes ont été proposées mais devant la difficulté de la tâche, aucune ne fait l'unanimité. Par exemple, certains auteurs (Battan, 1964; Caton, 1966; Battan et Theiss, 1966) ont fait l'hypothèse que la plus faible valeur du spectre mesuré correspond à des gouttelettes de diamètre très petit et donc de vitesse de chute pratiquement nulle, et que cette valeur est alors représentative du vent vertical. Mais, cette méthode ne peut fonctionner que dans un nuage. En effet, au dessous d'un nuage, il n'y a plus de sursaturation et les plus petites gouttes s'évaporent. Par ailleurs, la détection des

limites du spectre par rapport au bruit de la mesure n'est pas toujours aisée. D'autres méthodes, comme celle de Rogers (1964) détaillée dans Atlas et al. (1973) ou celle de Hauser et Amayenc (1981), nécessitent des hypothèses sur la forme de la distribution de gouttes.

Comme l'on montré Rogers (1967), Atlas et al. (1973) ou Rogers (1984), le problème de ces différentes méthodes est que la densité de goutte est très sensible à la valeur du vent vertical : une erreur raisonnable sur l'estimation du vent vertical peut conduire à des erreurs intolérables sur la densité de gouttes et donc sur leur distribution. En effet, puisque l'on utilise une relation entre la vitesse de chute et le diamètre des gouttes, une erreur sur l'estimation du vent vertical produit une translation de la distribution de gouttes selon l'axe des diamètres. Or, en insérant l'expression de la section efficace de rétrodiffusion radar $\sigma(D)$ (l'Équation I.15), on s'aperçoit qu'il y a un facteur D^6 dans la relation entre le nombre de gouttes et la section efficace volumique de rétrodiffusion radar spectrale (Équation I.47). Cette forte dépendance au diamètre fait que la valeur de la densité de goutte est très sensible à l'erreur sur l'estimation du vent vertical. Par exemple, Atlas et al. (1973) a montré que pour limiter les erreurs sur la concentration en gouttes entre +100% et -50%, le vent vertical doit être estimé avec une précision au moins égale à ± 0.25 m s^{-1}, ce qui n'est pas envisageable avec ces différentes méthodes.

b) Turbulence

L'autre limitation de cette méthode est due à la turbulence. En effet, la turbulence peut faire plus ou moins monter ou descendre les gouttes d'une taille donnée dans le volume de mesure du radar. Ainsi, une population homogène de gouttes de la même taille ne produira pas une simple raie spectrale mais un spectre d'une certaine largeur. Un spectre Doppler représente ainsi la convolution de deux distributions : le spectre de puissance dû à la distribution de gouttes et la distribution des valeurs de vent vertical. Les petits tourbillons contenus dans le volume de résolution du radar et dus à la turbulence ont alors l'effet d'élargir le spectre Doppler correspondant aux précipitations.

De nombreuses méthodes ont été proposées pour éliminer l'effet de la turbulence, mais ces méthodes demandent des configurations très particulières. Par exemple, Wakasugi et al. (1985, 1987) et Fukao et al. (1985) utilisent un radar VHF pour estimer à la fois le vent vertical moyen, le spectre dû à la turbulence et le spectre de vitesse de chute des gouttes de pluie parce que les deux spectres correspondants sont distincts et observés simultanément. Malheureusement, comme on l'a vu dans la partie 2.1.3, seules les précipitations très intenses ont une réflectivité suffisante pour être observées avec un radar VHF. Alors, de la même façon, Gossard (1988) et Gossard et al. (1990) proposent d'utiliser un radar UHF, parce qu'il est plus sensible aux précipitations mais les spectres de la turbulence et de la distribution de gouttes sont rarement distincts. Une solution efficace est donc de co-localiser ces deux sortes de radars de façon à ce qu'ils observent simultanément le même volume de mesure, le VHF apportant l'information sur la turbulence et le vent vertical et l'UHF apportant l'information sur le spectre de précipitations (Cifelli et al., 2000; Schafer et al., 2002). De façon similaire, Williams et al. (2007) utilisent des profileurs UHF et en bande S colocalisés.

Chapitre II

Dispositif expérimental

Le laboratoire de Météorologie physique (LaMP) possède un ensemble complet d'équipements pour la mesure des précipitations. L'ensemble de ces équipements ont été utilisés lors de cette thèse. En plus des instruments classiques de mesure directe comme les pluviomètres et les disdromètres JW et Parsivel (voir Partie 1), le LaMP a récemment fait l'acquisition de deux types de radars innovants dans le cadre du projet PREPHIX (PREcipitations and microPhysical studies with a HIgh resolution X-band radar, (Van Baelen et al., 2009a)). Le premier type est un radar en bande X dont l'antenne effectue des rotations à une élévation fixe tandis que le second type est un radar en bande K à visée verticale.

Ce projet est basé sur l'utilisation de ces radars avec la meilleure synergie possible. Ainsi, la confrontation des mesures faites avec ces deux radars est donc primordiale. Etant données leurs techniques d'opération spécifiques, ces deux radars doivent être positionnés de manière stratégique l'un par rapport à l'autre.

Dans ce chapitre, nous décrirons en détails les deux radars utilisés (Partie 3) puis nous présenterons la synergie de ces radars dans le cadre des différents dispositifs expérimentaux pour lesquels ils ont été utilisés (Partie 4).

3 Les radars du LaMP

Dans cette partie nous décrivons les deux principaux radars à précipitations du LaMP qui sont un radar en bande X (Section 3.1) et un radar en bande K à visée verticale, communément appelé Micro Rain Radar (MRR) (Section 3.2).

3.1 Le radar en bande X

Le radar en bande X est un prototype basé sur un radar nautique commercial où l'antenne originale a été remplacée par une antenne parabolique à faisceau fin et où a été ajouté un système d'acquisition (Peters et al., 2006). Ses caractéristiques sont résumées dans le Tableau II.1.

La particularité de ce radar est que les pixels du champ de réflectivité obtenus ont une très haute résolution : 60 m en distance, 2° en azimut et 30 secondes en temps.

Tab. II.1 – Paramètres du radar en bande X.

Émetteur	
Fréquence d'émission	9.41 GHz
Puissance	24 kW
Durée de l'impulsion	80 ns
Fréquence de répétition de l'impulsion	2100 Hz
Antenne	
Diamètre	90 cm
Largeur de faisceau à 3dB	2.5°
Élévation	fixe
Vitesse de rotation	144° s^{-1} (0.4 tr s^{-1})
Acquisition	
Fréquence d'échantillonnage	10 MHz
Résolution temporelle (temps de moyenne)	30 s
Résolution radiale	15 m
Portée	20 km
Taille d'un pixel	60 m × 2°

Pendant l'intervalle de temps de 30 secondes, l'antenne effectue 12 tours environ, chaque volume est donc sondé 12 fois. Cette méthode permet de sonder l'espace tout autour du radar de manière très rapide en augmentant la vitesse de rotation de l'antenne, tout en assurant l'indépendance de chaque mesure puisque les échantillons d'un même volume de mesure sont espacés d'environ 1.47 secondes. De plus, une moyenne est effectuée sur 4 échantillons en distance et environ 30 tirs par intervalle de 2°. Chaque pixel est donc en réalité une moyenne d'environ 1400 échantillons [(1)].

Les Figure II.1 et II.2 sont des exemples de l'affichage du champ de réflectivité mesuré par le radar. Cette représentation de la réflectivité mesurée à une élévation donnée s'appelle un PPI (de l'anglais Plan Position Indicator). Elle s'oppose aux représentations à une altitude fixe ou pour un azimut donné, respectivement appelées CAPPI (Constant Altitude Plan Position Indicator) et RHI (Range Height Indicator), que l'on peut produire avec des mesures volumiques. L'échelle de couleur indique l'intensité de la réflectivité radar en dBZ (voir l'Équation I.19). Le radar est situé au centre de l'image et les cercles indiquent la distance au radar tous les 5 km jusqu'à 20 km [(2)].

La Figure II.1a montre le champ de réflectivité radar en air clair. Dans ces conditions, la puissance mesurée est constante et correspond au niveau de bruit du radar. De la puissance, on déduit la réflectivité radar en divisant par la constante du radar et en multipliant par la distance au carré (voir l'Équation I.12). C'est la raison pour laquelle la réflectivité radar augmente avec la distance au radar. Les valeurs de ce bruit sont très lisses car ces données correspondent à des mesures moyennées sur plusieurs

(1). Le nombre d'échantillons indépendants est en fait beaucoup plus faible à cause de la largeur de faisceau de 2.5°.

(2). En réalité, la portée non ambigüe du radar (70 km environ) est déterminée à partir de la fréquence de répétition de l'impulsion (voir Tableau II.1) selon l'Équation I.9 mais l'acquisition des données est limitée aux distances inférieures à 20 km.

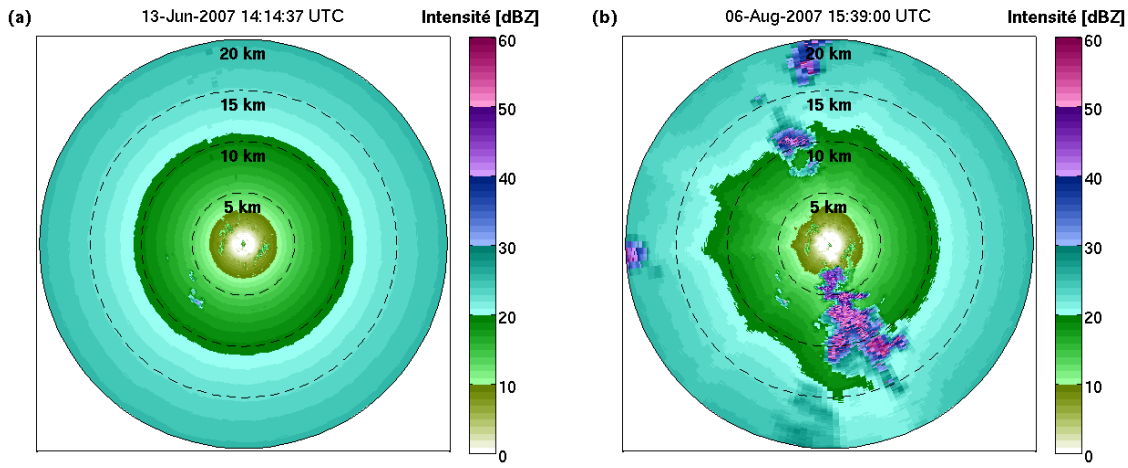

Fig. II.1 – Exemples du champ de réflectivité radar mesuré par le radar en bande X en ciel clair (a) et en présence d'averses (b), avant la suppression des échos de sol. L'échelle de couleur indique l'intensité de la réflectivité radar en dBZ. Le changement de couleur tous les 10 dBZ permet une lecture précise des valeurs de réflectivité.

minutes. En revanche, des petites irrégularités sont visibles à environ 3 km de distance tout autour du radar et à environ 8 km du radar dans la direction Sud-Ouest. Elles correspondent à des échos provenant de la diffusion de l'onde radar sur des objets fixes tels que des arbres, des immeubles ou des montagnes. Ce champ de réflectivité radar est donc la carte d'écho de sol spécifique à l'emplacement du radar.

La Figure II.1b montre le champ de réflectivité radar dans un cas avec des précipitations. Les zones de précipitation sont parfaitement reconnaissables grâce à leur variabilité. En revanche, les échos de sol de la Figure II.1a sont toujours visibles. De plus, la variation en r^2 gène l'interprétation des données. On "soustrait donc la carte d'échos de sol" en faisant la différence entre le champ de réflectivité radar des Figures II.1a et II.1b en unités linéaires [mm^6 m^3] pour déduire le champ de réflectivité radar dû uniquement aux précipitations (Figure II.2). Comme les conditions atmosphériques varient continuellement, le trajet du faisceau peut varier légèrement et ce dernier ne rencontre donc pas toujours les mêmes obstacles. Ainsi, les échos de sol n'ont malheureusement pas toujours la même position et la même intensité et la soustraction de la carte d'écho de sol est une méthode basique qui ne peut garantir des estimations des précipitations de qualité dans les zones perturbées par les échos de sol. Des méthodes plus précises ont été développées, mais elles nécessitent des mesures de réflectivité en volume, ou des mesures Doppler ou polarimétriques (voir Partie 12) et ne peuvent donc être appliquées aux données de ce radar.

Ces différentes figures mettent en évidence un défaut gênant de ce prototype : l'amplification électronique du signal dans le récepteur dépend de l'intensité de ce signal (couplage DC). Lorsqu'il n'y a pas de signal comme sur la Figure II.1a, l'augmentation du signal en r^2 est uniforme quelque soit la direction ce qui est illustré par les cercles concentriques parfaits dus au code de couleur. En revanche, lorsqu'une zone pluvieuse est détectée comme sur la Figure II.1b, le niveau moyen de la puissance reçue augmente dans cette direction, et l'amplificateur diminue instantanément le signal tout au long de la radiale pour conserver une valeur moyenne nulle. Cela conduit à diminuer le niveau du signal mais aussi du bruit pour une même distance. En conséquence, il est

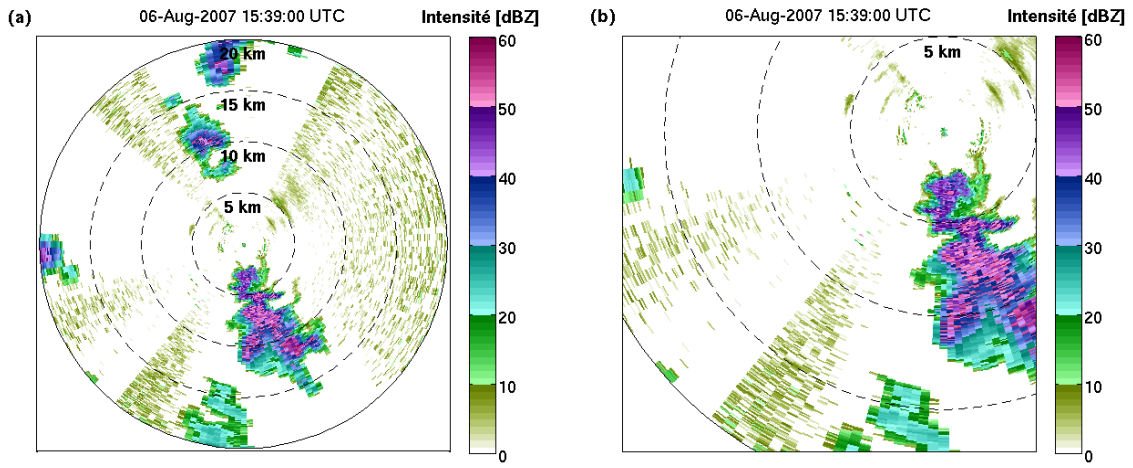

Fig. II.2 – Champ de réflectivité radar ((a) : en entier, (b) : zoom sur la partie Sud-Ouest) correspondant à celui de la Figure II.1b et où la contribution des échos de sol et la variation de la réflectivité radar avec la distance au radar ont été supprimés.

particulièrement visible aux alentours d'une intensité de 20 dBZ (passage de la couleur verte à bleue turquoise) que les cercles s'élargissent dans les directions qui comportent du signal important avant (dans la direction du Sud), après (dans la direction de l'Ouest) et même en dehors de l'image puisque la portée non ambigüe est supérieure à 20 km (dans les directions du Nord-Ouest et du Sud-Ouest). Les conséquences de cette amplification variable sont également visibles sur la Figure II.2 où les fluctuations du bruit sont visibles (dans les tons de jaune) dans certaines directions (nottamment à l'Est) alors qu'elles sont invisibles dans les directions citées précédemment où des zones de précipitations sont détectées. Par ailleurs, cette Figure confirme la présence d'une cellule de précipitations dans la direction du Sud-Ouest que l'on peut deviner juste au-delà des 20 km.

Lorsque l'on est sûr que le champ de réflectivité radar observé correspond bien à des précipitations, on peut faire une correspondance qualitative avec l'intensité des précipitations (voir le Tableau II.2). Ainsi, sur la Figure II.2, on distingue plusieurs cellules de précipitations intenses. Une correspondance quantitative et plus complexe sera détaillée dans le Chapitre V. Pour cette correspondance, on peut d'ores et déjà deviner que d'une part, le problème d'amplification variable décrit au paragraphe précédent peut être rédhibitoire, et que, d'autre part, cela nécessite la correction de tous les problèmes décrits dans la partie 2.1.4 *a priori*, en particulier l'atténuation qui est importante pour un radar en bande X.

3.2 Le radar MRR

Le MRR est un radar en bande K à visée verticale. Il permet donc de mesurer les profils de distribution de goutte (selon l'Équation I.47 démontrée dans la partie 2) et ainsi de déduire les profils de tous les paramètres utiles à la caractérisation des précipitations. Ses caractéristiques sont résumées dans le Tableau II.3.

La plupart des radars utilisés en visée verticale sont des radars de longueur d'onde supérieure à 3 cm (bande C ou S) parce qu'ils sont peu sensibles aux problèmes de

Tab. II.2 – Correspondance qualitative entre la réflectivité radar et l'intensité des précipitations.

Intervalle de réflectivité radar [dBZ]	Intensité des précipitations
$Z < 15$	bruit du radar
$15 < Z < 20$	bruine
$20 < Z < 30$	pluie faible
$30 < Z < 40$	pluie modérée
$Z > 40$	pluie forte
$Z > 55$	forte probabilité de grêle

Tab. II.3 – Paramètres du radar MRR.

Émetteur		
Fréquence d'émission	f	24 GHz
Bande de modulation	B	1.5 MHz
Période de répétition de la modulation	T	0.512 ms
Puissance		50 mW
Antenne		
Diamètre		60 cm
Largeur de faisceau à 6dB		2°
Élévation		visée verticale
Acquisition		
Fréquence d'échantillonnage	f_s	125 kHz
Résolution temporelle (temps de moyenne)		10 s
Résolution verticale	δz	100 m
Nombre de portes (Portée)	$M/2$	32 (3.2 km)
Résolution en vitesse	δv	0.191 m s^{-1}
Nombre de classes (Vitesse maximale)	N	64 (12.3 m s^{-1})

diffusion de Mie et d'atténuation (Löffler-Mang et al., 1999). Pour un radar en bande K comme le MRR, il faut en tenir compte, mais l'avantage est que son coût est beaucoup plus faible. En effet, il suffit d'une petite antenne pour obtenir un faisceau fin, et d'un émetteur de faible puissance puisqu'une faible longueur d'onde est beaucoup plus sensible aux précipitations (voir section 2.1.3). C'est la raison pour laquelle les MRR ont un fort succès. Par ailleurs, leur particularité est qu'ils fonctionnent selon la technique FM-CW (Frequency Modulated Continuous Wave), c'est-à-dire, qu'ils émettent une onde continue et modulée en fréquence. C'est une technique alternative aux radars à impulsion qui est bien connue de la communauté scientifique mais néanmoins beaucoup moins utilisée. C'est la raison pour laquelle elle n'a pas été préntée dans la Section 2 afin qu'elle reste très générale, mais qu'elle sera décrite dans la section suivante (section 3.2.1). Puis, l'exploitation des mesures MRR, jusqu'à la déduction de la distribution de goutte sera détaillée (section 3.2.2). Ce traitement correspond simplement à ce qui est effectué par le logiciel fourni par le constructeur et c'est pourquoi

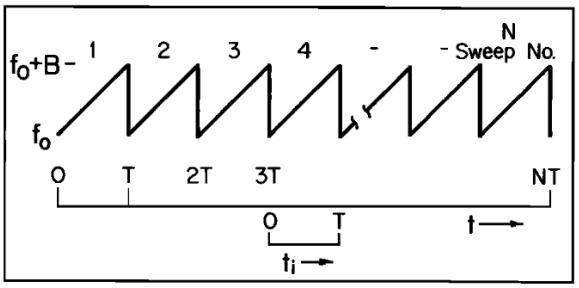

Fig. II.3 – Modulation de la fréquence émise par le radar MRR (Figure issue de Chadwick et al., 1976b).

il n'est pas décrit dans le chapitre sur le traitement des données MRR (ChapitreIII) qui a nécessité des développements supplémentaires.

3.2.1 Technique FM-CW

La technique FM-CW permet de déduire le spectre de vitesse d'une distribution d'hydrométéores ou le profil de vent vertical (Chadwick et al., 1976a) en mesurant la différence entre les fréquences des ondes transmises et reçues. Cette technique n'est pas évidente puisqu'à la fois la distance au radar et la vitesse de chute des hydrométéores produisent un décalage en fréquence de l'onde reçue, conduisant à une ambiguïté. Les premiers radars FM-CW ont servi à retrouver uniquement l'information sur la distance avec une très haute résolution, en négligeant la contribution de la vitesse (Strauch et al., 1976). Il a ensuite été démontré qu'il était possible de lever cette ambiguïté et donc, de déduire ces deux paramètres avec un radar de longueur d'onde centimétrique (Chadwick et al., 1976b), ce qui était déjà le cas avec un radar HF (Barrick, 1973). Dans cette section, nous décrirons cette technique, en détaillant d'abord la déduction du rang des cibles, puis la déduction de leurs vitesses.

a) Déduction du rang des cibles

Le MRR transmet une onde continue dont la fréquence est modulée linéairement dans une bande de fréquence de largeur B très inférieure à la fréquence d'émission et pendant une période T (Figure II.3). Alors, comme l'émission ne se fait pas sous la forme d'impulsions, on ne peut pas estimer la distance de la cible de manière classique en mesurant le retard de l'onde reçue (Équation I.8).

En revanche, comme ce radar est destiné à sonder les basses couches de l'atmosphère en visée verticale (sur une distance inférieure à 5 km), le retard t est toujours inférieur à 40 μs. On fixe la période de répétition à $T \geq 0.4\ ms$ de façon à ce qu'elle soit toujours grande par rapport au retard t, ainsi le signal reçu a une fréquence légèrement plus élevée (partie supérieure de la Figure II.4) et la différence de fréquence entre le signal émis et le signal transmis est proportionnelle au retard et donc à la distance de la cible. Cette différence de fréquence est évaluée en mélangeant le signal reçu avec le signal transmis : on peut montrer que, à l'aide d'un filtre passe-bas, la fréquence du signal mélangé est $f_m = Bt/T$ (METEK, 2005). En utilisant l'Équation I.8 où l'on remplace la distance r par l'altitude z, l'expression de cette fréquence est donc :

$$f_m = \frac{2Bz}{cT}. \tag{II.1}$$

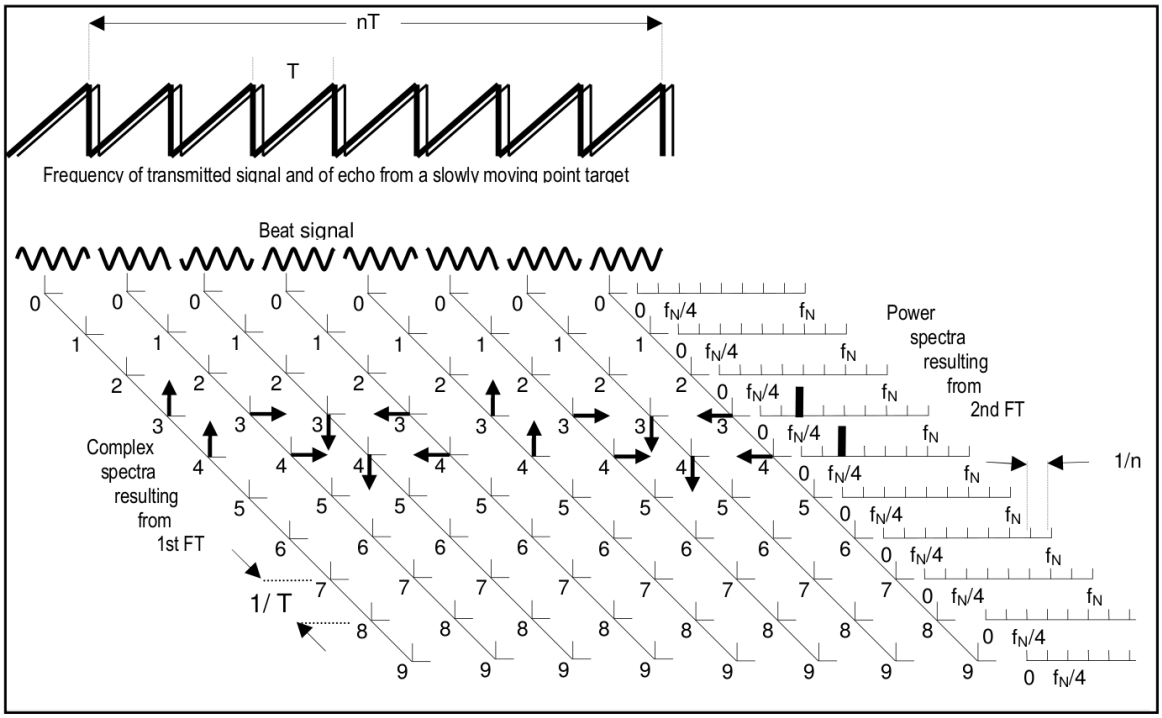

Fig. II.4 – Illustration de la technique FMCW (Figure issue de METEK, 2005).

Alors, la transformée de Fourier de ce signal fournit un spectre de la puissance reçue en fonction du rang similaire aux mesures d'un radar à impulsion traditionnel. Cette transformée est faite avec l'algorithme de la transformée de Fourier rapide qui nécessite $M = 2^k$ échantillons, où k est un entier positif. La fréquence d'échantillonnage f_s fixe le nombre d'échantillons M dans un balayage de durée T selon $f_s = M/T$, alors, f_s et T ont été choisis de façon à avoir $M = 64$ échantillons par balayage (voir Tableau II.3). Par ailleurs, comme le signal de départ est réel, on peut montrer que sa transformée de Fourier est symétrique, alors, on obtient seulement $M/2$ classes de fréquence indépendants, c'est-à-dire, 32 altitudes possibles. La résolution en fréquence issue de cette transformée est $\Delta f = 1/T$ et la fréquence maximum retrouvable est donc $f_{max} = \frac{M}{2}\Delta f = f_s/2$, ce qui correspond au théorème de Nyquist-Shannon : *pour échantillonner correctement un signal, la fréquence d'échantillonnage doit être supérieure ou égale à deux fois la fréquence maximum contenue dans ce signal* . Enfin, la résolution en distance Δz est déterminée à partir de la résolution en fréquence Δf et de l'Équation II.1 :

$$\Delta z = \frac{cT}{2B}\Delta f = \frac{c}{2B}. \tag{II.2}$$

b) Déduction de la vitesse des cibles

Une cible qui se déplace à la vitesse v implique un décalage additionnel de la fréquence du signal reçu par effet Doppler (voir Équation I.44). La fréquence du signal mélangé s'écrit alors :

$$f_m = \overbrace{\frac{2Bz}{cT}}^{Rang} + \overbrace{\frac{2v}{\lambda}}^{Doppler} \tag{II.3}$$

où λ est la longueur d'onde du radar. Cette ambiguïté ne peut pas être résolue en analysant l'écho correspondant à un seul balayage. En revanche, entre deux balayages successifs, la cible s'étant déplacée, la fréquence du signal qu'elle renvoie est légèrement modifiée (en réalité, la variation de fréquence est négligeable mais la variation de la phase ne l'est pas (Barrick, 1973)) : dans l'Équation II.3, tant que le terme Doppler est faible devant le terme de rang, alors, les $M/2$ éléments de la transformée de Fourier du signal reçu peuvent toujours être considérés comme des portes d'altitude.

Pour déduire la vitesse des cibles, on effectue l'analyse de Fourier précédente sur N balayages successifs. Les $M/2$ éléments obtenus caractérisent les spectres en distance à chaque instant et sont stockés colonne par colonne dans un tableau de taille $M/2 \times N$. Alors, les N éléments de chaque ligne du tableau proviennent d'un balayage différent, et peuvent être considérés comme des échantillons de l'amplitude et de la phase du signal reçu à une altitude donnée, en fonction du temps. Cette fonction du temps est complètement définie par ces échantillons. Pour qu'il n'y ait donc aucun risque de sous-échantillonnage, il suffit que la fréquence de répétition des balayages soit supérieure ou égale à la fréquence Doppler maximum que l'on souhaite mesurer, c'est-à-dire :

$$\frac{1}{T} \geq f_{D_{max}}. \tag{II.4}$$

A partir de la valeur de T choisie précédemment, la vitesse de chute maximum respectant cette condition que l'on peut retrouver est définie par :

$$v_{D_{max}} = \frac{f_{D_{max}}\lambda}{2} = \frac{\lambda}{2T}. \tag{II.5}$$

Le tracé des relations entre la vitesse de chute et le diamètre des gouttes listées dans le Tableau I.1 montre que la vitesse de chute maximale est d'environ 10 m s^{-1} (Atlas et al., 1973). Cette valeur est donc inférieure à la vitesse maximum retrouvable (voir Tableau II.3) et la valeur choisie pour T convient donc pour cette application. Malheureusement, lorsqu'un vent descendant s'ajoute à la vitesse de chute des gouttes, on est en général incapable de séparer les différentes vitesses (Section 2.3.2) et ceci peut conduire à des vitesses apparentes supérieures à 12.3 m s^{-1} et à un repliement spectral.

Ainsi, dans des conditions normales, en effectuant une nouvelle transformée de Fourier sur chacune de ces lignes, N échantillons suffisent pour fournir N classes de vitesse pour chaque altitude. Afin de pouvoir effectuer une transformation rapide, N est fixé à 64, ce qui permet de définir la résolution en vitesse issue de cette deuxième transformée :

$$\Delta v = \frac{\lambda}{2NT} = \frac{f_s\lambda}{2MN}. \tag{II.6}$$

En résumé, N balayages sont donc nécessaires pour obtenir un spectre de la vitesse de chute des gouttes sur 64 classes pour 32 altitudes et ce spectre est donc obtenu en $NT \approx$33 ms. À cause du temps de calcul, les spectres ne sont générés que sur 80% du temps, ce qui correspond à une fréquence d'environ 25 spectres par seconde.

Au début de ce paragraphe, on a noté que pour que les éléments issus de la première transformée de Fourier puissent être considérés comme des classes en distance, le terme Doppler doit être faible devant le terme de rang, c'est-à-dire, que la distance parcourue par les gouttes pendant une analyse complète doit être faible devant la résolution en distance. Pour les gouttes les plus rapides (v =10 m s^{-1}), cette distance est égale à $vNT \approx$0.33 m ce qui est effectivement très inférieur à la résolution en distance.

En réalité, les phases relatives évoluent en fonction du déplacement différentiel des gouttes et le signal reçu fluctue. Alors, comme pour un radar à impulsion, il faut faire une moyenne des amplitudes retrouvées avec plusieurs spectres successifs. La résolution temporelle pour obtenir un spectre moyen est fixée à 10 s, dont 4 s nécessaires au transfert des données. La moyenne se fait donc réellement sur 6 s et contient environ 150 spectres unitaires.

c) Synthèse de la Méthode FM-CW

Pour illustrer la méthode FM-CW, on considère le cas simplifié d'une cible ponctuelle mobile comme dans METEK (2005). La Figure II.4 décrit le traitement de son écho sur une série de n balayages successifs. Les spectres issus de la première transformée de Fourier représentent la distance au radar. Pour simplifier, seules les 10 premières portes de distance (numérotées entre 0 et 9) sont affichées sur la figure. Les spectres complexes issus de chaque balayage sont représentés par les flèches en coordonnées polaires. Dans le cas considéré sur la Figure, la cible est située au milieu des portes 3 et 4 et se rapproche du radar avec la vitesse

$$v = \lambda/8T. \tag{II.7}$$

La puissance spectrale est donc répartie de manière presque égale entre les classes correspondant à ces deux portes pendant toute la période nT considérée puisque le déplacement $\lambda/8$ de la cible entre chaque balayage est négligeable par rapport à la résolution spatiale. En revanche, entre chaque balayage, la phase du signal avance de $\pi/2$ dans ce cas.

La série complexe de chaque porte est maintenant interprétée comme une nouvelle série temporelle échantillonnée à la fréquence 1/T. La transformée de Fourier de ces séries temporelles résulte en de nouveaux spectres de résolution $1/nT$ et de fréquence maximum $f_N = 1/T$ qui sont dessinés horizontalement sur la droite de la Figure II.4. Dans l'exemple considéré, la puissance apparaît à une fréquence $f = f_N/4 = 1/4T$. Or, cette fréquence est égale à la fréquence Doppler d'une cible se déplaçant à la vitesse v de l'Équation II.7. Le spectre résultant de cette seconde transformation de Fourier correspond donc bien au spectre Doppler pour chaque altitude.

Cet exemple montre l'efficacité de la méthode FM-CW pour une cible unique mais on peut montrer que cette méthode fonctionne également pour cibles distribuées comme dans le cas des précipitations (Barrick, 1973).

Par ailleurs, une transformée de Fourier à deux dimensions est entièrement équivalente à une longue transformée de Fourier unique et ces deux techniques nécessitent exactement le même nombre d'opérations numériques (Barrick, 1973; Chadwick et al., 1976b). De plus, la méthode FM-CW implique qu'en réalité, en cas de repliement spectral, la partie du spectre repliée se mélangera au spectre correspondant à l'altitude supérieure (Chadwick et al., 1976b; Kneifel et al., 2011).

3.2.2 Exploitation des mesures du MRR

Le MRR fournit des mesures de la puissance rétrodiffusée $P(f_D, z)$ [W m^{-3} Hz^{-1}] en fonction de l'altitude z [m] et sur un intervalle de fréquence Doppler Δf_D [Hz]. Dans cette section, nous décrirons le traitement de ces mesures qui permet de déduire

la distribution de gouttes et les paramètres caractéristiques des précipitations, par l'intermédiaire des sections efficaces volumiques de rétrodiffusion radar spectrales dans le domaine de la vitesse Doppler, puis dans le domaine du diamètre des hydrométéores dont on simplifiera l'appellation par "spectres de la réflectivité radar en vitesse et en diamètre", respectivement.

a) Spectre en vitesse de la réflectivité radar

On déduit le spectre en vitesse de la réflectivité radar de la puissance mesurée par le MRR en utilisant les Équations I.45 et I.46 :

$$\eta\left(v,z\right)=\frac{P\left(f_D,z\right)}{g_n\left(z\right)}\frac{z^2}{C}\frac{\Delta f_D}{\Delta v} \tag{II.8}$$

où la dérivée infinitésimale de la fréquence Doppler f_D par la vitesse v a été remplacée par leur variation respective Δf_D et Δv, et où on a ajouté la fonction de transfert $g_n\left(z\right)$. La performance de la technique FM-CW repose sur la qualité de la détermination de cette fonction de transfert. En effet, la fréquence du signal mesuré n'est pas forcément amplifiée linéairement par les composants du MRR. Or, la correspondance entre cette fréquence et la distance des cibles est la base de la technique FM-CW. La fonction de transfert sert donc à compenser ces possibles variations de fréquence. Elle est spécifique à chaque MRR et est déterminée par le fournisseur du MRR en appliquant un bruit blanc à l'entrée du récepteur (Peters et al., 2005).

Pour plus d'homogénéité, on préfère calculer le spectre en vitesse du facteur de réflectivité radar équivalent $Ze\left(v,z\right)$ à partir du spectre en vitesse de la réflectivité radar $\eta\left(v,z\right)$ en utilisant l'Équation I.20. Le profil correspondant mesuré avec le MRR pendant une heure au cours d'un épisode de précipitations particulièrement stable est tracé en trois (3D) et deux dimensions (2D) sur la Figure II.5a et II.5c, respectivement. En 3D, l'axe vertical décrit les valeurs du facteur de réflectivité radar spectral en fonction du plan horizontal représentant à gauche la vitesse de chute et à droite l'altitude de la mesure. En revanche, en 2D, l'axe horizontal décrit la vitesse de chute alors que l'axe vertical figure à la fois l'altitude et les valeurs du facteur de réflectivité spectral. Ces deux représentations sont complémentaires. En effet, la représentation en 3D permet d'afficher les spectres avec des unités absolues mais ne montre pas clairement les différences entre les spectres de chaque altitude. À l'opposé, la représentation en 2D nécessite une échelle normalisée puisque les spectres sont décalés verticalement en fonction de l'altitude pour les distinguer les uns des autres, mais elle met en évidence les variations entre les spectres de chaque altitude.

Les Figures II.5a et II.5c montrent que sur l'évènement étudié, le spectre en vitesse est très stable de 0 à environ 2000 m. Au delà de 2000 m, le spectre subit des modifications notables : d'une part, il se décale vers des vitesses plus faibles (maximum spectral entre 2 et 3 m s^{-1} au lieu de 7 m s^{-1}) et d'autre part sa largeur diminue, ce qui est typique des précipitations en phase glace (Peters et al., 2002). Ces modifications mettent en évidence l'altitude de l'isotherme 0°C où les hydrométéores passent de la phase glace à la phase liquide : c'est la couche de fonte. Au-dessus de cette couche, les hydrométéores sont des cristaux de glace qui ont une faible densité et une forte résistance à l'air. Leur vitesse de chute est donc faible et peu variable. Lors de leur fonte, la vitesse des cristaux de glace augmente progressivement jusqu'à atteindre la

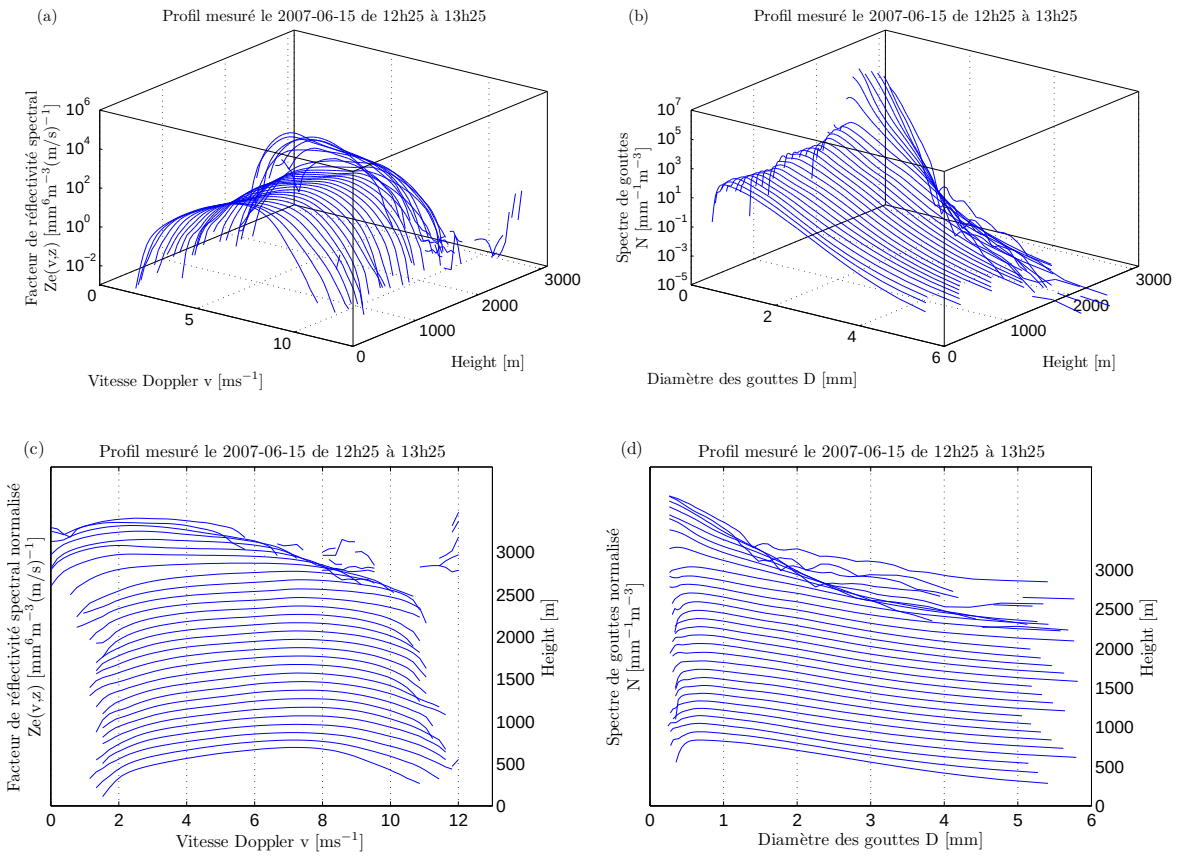

Fig. II.5 – Profils du spectre en vitesse du facteur de réflectivité radar ((a) et (c)) et de la distribution de gouttes ((b) et (d)) mesurés par le MRR et représentés en trois dimensions ((a) et (c)) et en deux dimensions ((b) et (d)).

vitesse de chute des gouttes du diamètre correspondant qui, on l'a vu, peut aller de 0 à 10 m s^{-1}.

Grâce à sa haute résolution temporelle, le MRR permet également d'étudier la variation du spectre en vitesse du facteur de réflectivité radar en fonction du temps. La Figure II.6a montre son évolution à 300 m d'altitude pendant 3h30 pour le même cas que celui étudié dans la Figure II.5 mais dans sa globalité. La Figure II.6a montre l'intensité du spectre en ordonnée en fonction de la vitesse de chute en abscisse et du temps, représenté par l'échelle de couleur. On devine une intensification progressive des précipitations entre 11h30, avec un spectre de largeur et d'intensité faibles correspondant à une pluie légère, et 12h30 où le spectre anormalement large correspond à des pluies intenses. Il y a ensuite une longue phase entre 12h30 et 14h30 (dans laquelle sont comprises les données de la Figure II.5) où le spectre est assez stable, puis une rapide diminution jusqu'à 15h00. Le défaut de cette représentation est qu'il faut limiter le nombre de spectres à superposer pour que la Figure reste lisible. Ainsi, chaque spectre de la Figure II.6a correspond à une moyenne de 10 min de données, et pour un évènement assez long comme celui-ci, les variations du spectre à court terme ne sont pas visibles.

Pour visualiser les petites variations dans le temps du spectre en vitesse, on utilise la représentation de la Figure II.7a. Sur cette Figure, l'intensité du spectre est représentée

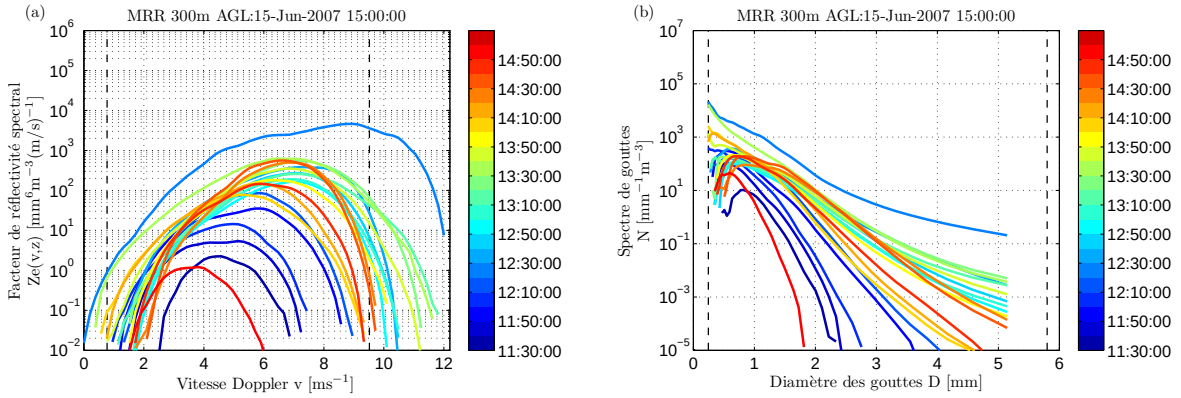

Fig. II.6 – Évolution en fonction du temps du spectre en vitesse du facteur de réflectivité radar (a) et de la distribution de gouttes (b) mesurés par le MRR à 300 m d'altitude au-dessus du sol (troisième porte). L'échelle de couleur représente la variation du temps.

par l'échelle de couleur en fonction de la vitesse de chute en ordonnée et du temps en abscisse. Elle présente les mêmes données que sur la Figure II.6a mais avec une meilleure résolution temporelle puisque chaque barre verticale représente une minute de mesure. Ceci met en évidence une discontinuité particulièrement importante autour de 12h20 où le spectre montre une plus forte intensité et semble décalé vers des vitesses plus élevées. Il faut être prudent dans l'interprétation des spectres de vitesse. En effet, on a vu que la vitesse du vent peut s'ajouter à la vitesse de chute. Il est possible que cette discontinuité soit due à un vent vertical descendant qui décale ponctuellement le spectre vers des vitesses plus grandes (on étudiera plus en détail ce phénomène sur un cas similaire dans la partie 8). Ces deux types de représentation sont également complémentaires puisque l'une montre la forme des spectres (Figure II.6a) et l'autre montre la variabilité temporelle à haute résolution (Figure II.7a).

Il faut noter que l'altitude choisie pour représenter ces données (300 m) est la plus basse possible. En effet, les deux portes les plus basses sont exclues de l'analyse parce que l'interprétation quantitative de la puissance mesurée par le radar nécessite des hypothèses qui ne peuvent pas s'appliquer à cette distance du radar (Peters et al., 2005). On donnera un début d'explication dans la Section 9. La première porte pour laquelle on peut utiliser les données est donc la troisième, qui correspond à une altitude de 300 m au-dessus du sol.

b) Spectre en diamètre de la réflectivité radar

Le spectre en diamètre de la réflectivité radar $\eta(D, z)$ est déduit du spectre en vitesse de la réflectivité radar $\eta(v, z)$ en utilisant l'Équation I.46 :

$$\eta(D, z) = \eta(v, z) \frac{\partial v}{\partial D} \tag{II.9}$$

où le terme $\partial v / \partial D$ est déterminé à partir de la relation entre la vitesse de chute et la taille des hydrométéores telles que celles présentées dans le Tableau I.1, en faisant l'approximation que la contribution du vent vertical est négligeable. La relation qui a été choisie est l'ajustement de Atlas et al. (1973) aux données expérimentales de Gunn

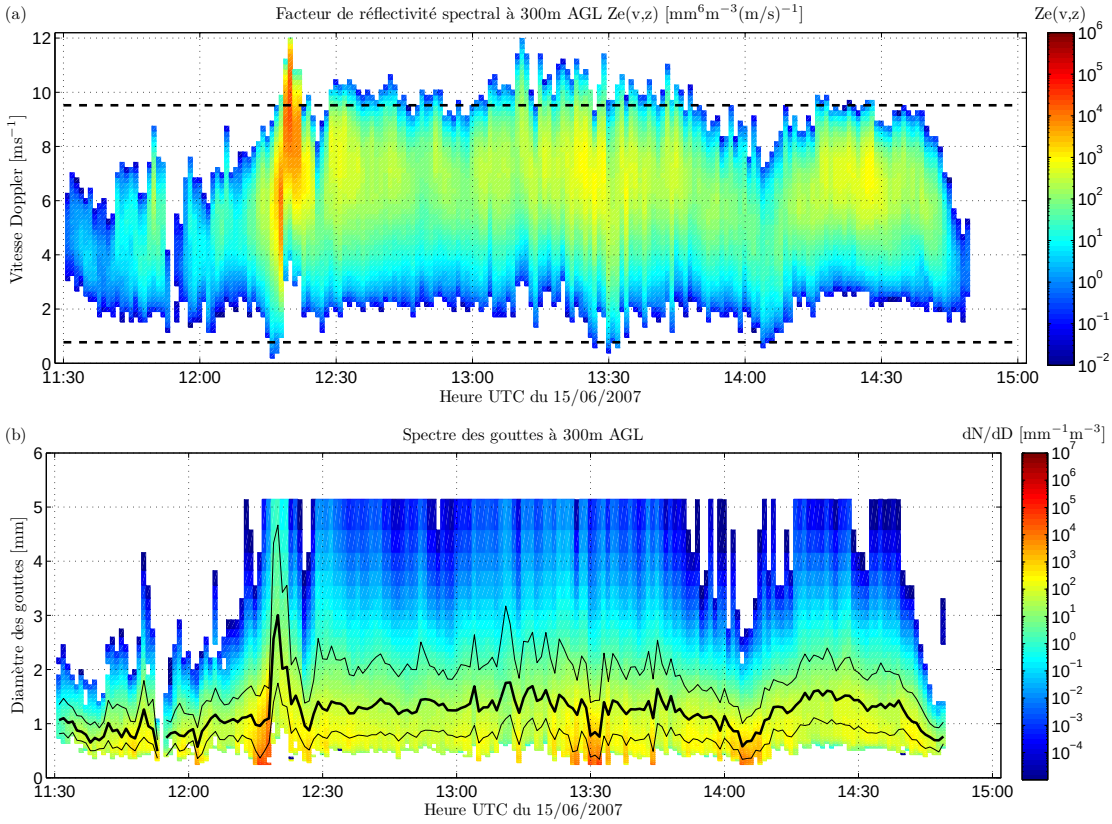

Fig. II.7 – Comme la Figure II.6 mais la variation du temps est cette fois-ci représentée par l'axe des abscisses, l'échelle de couleur correspond quant à elle à l'intensité du facteur de réflectivité radar (a) et à la concentration en gouttes (b).

et Kinzer (1949) que l'on rappelle ici :

$$v = 9.65 - 10.3 \exp\left(-0.6D\right) \tag{II.10}$$

avec la vitesse v [m s^{-2}] et le diamètre D [mm]. Cette équation fournit des vitesses supérieures à zéro pour $D > -\ln\left(9.65/10.3\right)/0.6 \approx 0.11$ mm et n'est applicable que pour $v < 9.65$ m s^{-2}. Pour s'éloigner de ces singularités, la gamme de vitesse analysée est limitée à des valeurs allant de $v_{min} = 0.76$ m s^{-1} à $v_{max} = 9.36$ m s^{-1} qui correspondent à une gamme de diamètres allant de $D_{min} = 0.246$ mm à $D_{max} = 5.8$ mm. Ces limites peuvent se justifier par le fait que, pour l'étude des précipitations, les gouttes plus petites ont une contribution négligeable au taux de précipitation (puisque c'est un moment de la distribution de goutte supérieur à 3) et les gouttes plus grandes sont très rares et donc également négligeables (Peters et al., 2005).

L'Équation II.10 et les limites v_{min} et v_{max} associées ne sont valables qu'au niveau du sol. En effet, la variation de la densité de l'air avec l'altitude modifie la relation entre la vitesse et le diamètre. La vitesse obtenue pour un diamètre donné est donc corrigée en fonction de l'altitude en utilisant un polynôme du second degré ajusté à la correction trouvée par Foote et Du Toit (1969) :

$$\delta v\left(z\right) = 1 + 3.68 \times 10^{-5} z + 1.71 \times 10^{-9} z^2 \tag{II.11}$$

où z [m] est l'altitude au-dessus du niveau de la mer (Peters et al., 2005). En conservant les limites de la gamme de diamètre analysée trouvée au niveau du sol, les limites de la

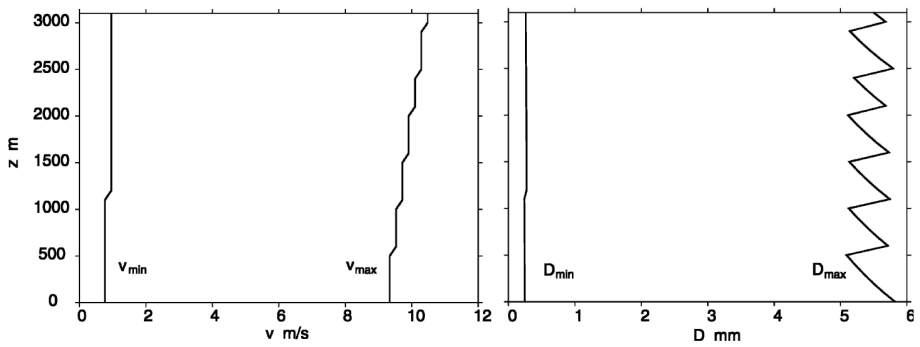

Fig. II.8 – Gammes des vitesses et des diamètres analysés lors du traitement des données mesurées par le MRR, en fonction de l'altitude (Figure issue de Peters et al., 2005).

gamme de vitesse augmentent en fonction de l'altitude. De plus, si on tient compte de la résolution finie de la fréquence retrouvée par le MRR, on obtient alors les courbes de la Figure II.8. Par ailleurs, ces limites sont également indiquées par les lignes pointillées sur les Figures II.6a et II.7a pour l'altitude considérée.

Les Figures des spectres en diamètre de la réflectivité radar étant semblables à celles du spectre en vitesse, elles n'ont pas été ajoutées. En effet, la seule différence est que les vitesses Doppler sont remplacées par leurs valeurs correspondantes en diamètre, l'axe passant d'une échelle linéaire à une échelle logarithmique (à cause du terme exponentiel dans l'Équation II.10).

c) Déduction de la distribution de gouttes

La distribution de gouttes $N(D, z)$ est déduite du spectre en diamètre de la réflectivité radar $\eta(D, z)$ en utilisant l'Équation I.47 :

$$N(D, z) = \frac{\eta(D, z)}{\sigma(D)} \tag{II.12}$$

où $\sigma(D)$ est la section efficace de rétrodiffusion d'une goutte de diamètre D. Comme le radar MRR est en bande K, $\sigma(D)$ est calculé avec la théorie de Mie en faisant l'approximation que les gouttes sont des sphéroïdes de diamètre équivalent D, en utilisant le code de Morrison et Cross (1974).

La distribution de goutte déduite des mesures du MRR est affichée de la même façon que le spectre en vitesse du facteur de réflectivité radar dans les Figures II.5b, II.5d, II.6b et II.7b.

Les distributions de goutte de la Figure II.5b et d ont une forme semblable à celles que l'on a l'habitude de mesurer avec les disdromètres (voir Chapitre V) jusqu'à l'altitude de la fonte. En effet, la relation entre la vitesse de chute, le diamètre des gouttes et le calcul de la section efficace de rétrodiffusion sont basées sur la phase liquide et la méthode de déduction de la distribution de goutte n'est donc pas valide pour la phase glace.

Par ailleurs, l'évolution de la distribution de goutte se comporte de manière semblable au spectre en vitesse de la réflectivité radar sur les Figures II.6b et II.7b. Pour mieux visualiser cette évolution, les variations des 10ème et 90ème pourcentiles de la distribution normalisée du contenu en eau liquide et du diamètre médian en volume

D_0 (par définition, D_0 est le 50ème pourcentile) ont été ajoutés sur la Figure II.7b en traits pleins fins et épais, respectivement. Ceci permet de mettre en valeur les variations concernant la partie centrale correspondant à 80% de la distribution du contenu en eau et donne une idée de la largeur de la distribution de goutte (Uijlenhoet et al., 2003b). Sur cette figure, à la vue de la variation soudaine et irréaliste de D_0, la discontinuité autour de 12h20 doit être causée principalement par un vent vertical fort.

d) Correction de l'atténuation

La Section 2.2 montre qu'en bande K, l'atténuation par les gaz et l'atténuation par la pluie doivent être prises en compte. Le coefficient d'atténuation par les gaz est gouverné par l'humidité absolue et vaut $K_g = 0.18$ dB km^{-1} au niveau de la mer (Peters et al., 2005). Sur un tir vertical, la valeur moyenne de K_g est même inférieure puisque l'humidité diminue avec l'altitude. On considère donc que l'on peut négliger l'atténuation due aux gaz, à condition de ne s'intéresser de manière quantitative qu'aux mesures correspondant aux altitudes inférieures à 1500 m. En revanche, l'atténuation due à la pluie doit être prise en compte.

Pour corriger l'atténuation par la pluie, on utilise la méthode de Hildebrand (1978) (Section 2.2.5). Toutefois, la distribution de goutte déduite des mesures du MRR permet de s'affranchir d'une relation empirique entre le facteur de réflectivité radar et le coefficient d'atténuation comme celle de l'Équation I.33. En effet, le coefficient d'atténuation K peut être retrouvé de manière analytique (Équation I.27) à partir du calcul de la section efficace d'extinction $\sigma_e(D)$ de chaque goutte avec la théorie de Mie. Le coefficient d'atténuation retrouvé dans chaque porte est ensuite utilisé pour corriger les mesures des portes suivantes. Cette méthode itérative est instable et est donc limitée lorsque l'atténuation est trop forte (Peters et al., 2005) et les données des portes supérieures sont indiquées comme n'étant pas valides.

e) Calcul des paramètres caractéristiques des précipitations

À partir de la distribution de gouttes retrouvée en tenant compte de l'atténuation, on peut donc calculer tous les paramètres caractéristiques des précipitations tels que le facteur de réflectivité radar Z (Équation I.17), le taux de précipitation R (Équation I.4) et le contenu en eau liquide LWC (Équation I.30). De plus pour comparer les mesures du MRR avec le radar X, on peut calculer le facteur de réflectivité radar équivalent en bande X Z_e à partir du spectre de la réflectivité radar en utilisant l'équation I.20 et en sommant sur l'ensemble du spectre.

Dans la Figure II.9 sont présentées les variations temporelles des profils de Z (a), Z_e (b), R (c) et K (d), correspondantes au données de distribution de goutte des Figures précédentes. Sur ces différentes Figures, on remarque instantanément le comportement douteux de chacun des paramètres dans le cas de la présence de la phase glace (au-dessus de 2000 m) et notamment la présence de la "bande brillante" (couche où la réflectivité est la plus forte, correspondant à l'altitude de l'isotherme 0°C où les cristaux de glace fondent, voir partie 18) sur les Figures de réflectivité radar (Figure II.9a et b). De plus, les valeurs de Z et Z_e sont assez proches et atteignent de fortes intensités (supérieures à 50 dBZ) vers 12h20 dans les couches les plus basses. C'est le signe de précipitations convectives où le vent vertical peut être fort (voir partie 21), ce qui confirme les observations faites sur la Figure II.7. Par ailleurs, sur chaque graphe de la Figure II.9, les données autour de 12h20 ne sont pas affichées à partir d'environ 1500 m

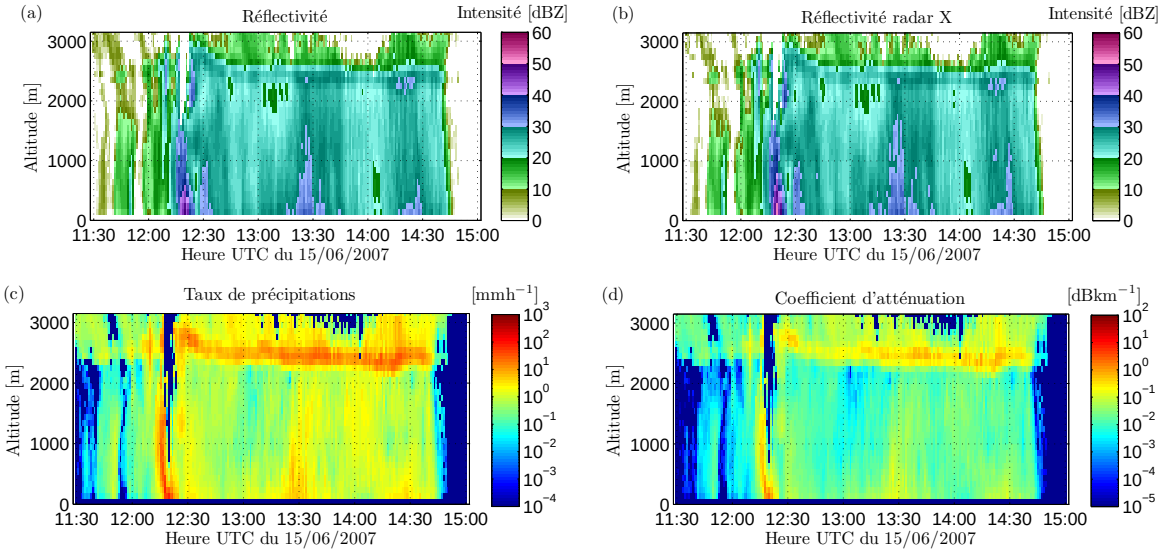

Fig. II.9 – Évolution en fonction du temps des profils du facteur de réflectivité radar (a), du facteur de réflectivité radar équivalent en bande X (b), du taux de précipitation (c) et du coefficient d'atténuation (d) mesurés par le MRR.

d'altitude au dessus du sol, parce que l'atténuation est devenue trop forte pour être corrigée.

4 Synergie des instruments utilisés

Dans cette section, nous décrirons comment utiliser les radars présentés dans la partie précédente, en combinaison avec des instruments de mesure directe tels que des pluviomètres et des disdromètres (Partie 1), avec la meilleure synergie possible. Ceci nous amènera à détailler les différentes contraintes pour l'utilisation combinée des différents radars (Section 4.1), ainsi que les différents sites de mesures où ils ont été déployés (Section 4.2), dont le site principal du projet PREPHIX dans lequel s'inscrit cette thèse.

4.1 Contraintes

Le but principal du projet PREPHIX est de fournir, à moindre coût, une estimation quantitative des précipitations sur un petit bassin versant ou une zone urbaine à partir des mesures en haute résolution du radar en bande X (Van Baelen et al., 2009a). Pour cela, un MRR à visée verticale permet de caractériser en détails les variabilités verticale et horizontale de la distribution de gouttes et est donc idéal pour combler le manque d'information entre la mesure de la réflectivité en altitude par le radar en bande X et la mesure des précipitations au sol. De plus, si ces deux radars sont placés de manière adéquate l'un par rapport à l'autre, leur utilisation simultanée permet de faire des comparaisons directes de la réflectivité dans leur volume de mesure commun. Par ailleurs, l'utilisation d'un disdromètre colocalisé avec le MRR permet d'étalonner ce dernier, pendant que le MRR peut servir à étalonner le radar en bande X grâce à leurs mesures communes. Cette technique d'étalonnage permet de s'affranchir de la méthode

classique faite à partir des mesures d'un pluviomètre au sol. En effet, cette méthode est soumise à de nombreuses incertitudes sur la relation entre la réflectivité radar et le taux de précipitation, sur la variabilité verticale des précipitations, l'advection due au vent horizontal, etc., et nécessite donc une grande attention et une quantité importante de données pour obtenir des résultats suffisamment précis. En revanche, des comparaisons avec des pluviomètres dispersés sur toute la surface couverte par le radar en bande X permettent de valider l'estimation des précipitations.

La principale limitation du radar en bande X du LaMP est que l'élévation de son antenne est fixe (voir Tabeau II.1). Ainsi, pour éviter que le signal mesuré soit contaminé par des échos de sol sur une trop grande distance, *a fortiori* dans une région montagneuse, l'angle d'élévation choisi doit être suffisamment grand (Section 2.1.4). Au contraire, la phase glace est un obstacle à l'interprétation quantitative de la réflectivité en terme de taux de précipitation, l'angle d'élévation doit donc être choisi le plus bas possible pour éviter que le faisceau du radar atteigne des altitudes proches de l'isotherme 0°C où la phase glace est présente. De plus, aux moyennes latitudes, l'altitude de l'isotherme 0°C est très variable, non seulement d'une saison à l'autre, mais également dans l'intervalle de quelques jours selon la provenance de la masse d'air, en été comme en hiver. Par exemple, les mesures du MRR pendant l'été 2007 montrent qu'elle a varié entre 1600 m et 3200 m d'altitude au-dessus du niveau de la mer. Une élévation de 5° correspond à une altitude moyenne du faisceau de 1750 m au-dessus du radar à une distance de 20 km du radar et semble être un bon compromis.

On a vu dans la Section 3.2 que le signal mesuré par le MRR ne peut être interprété de manière quantitative qu'à partir de 300 m au-dessus du sol. Par ailleurs, sans parler de la présence d'hydrométéores en phase glace dans le volume sondé, l'atténuation minime du signal par les gaz et la stabilité de la correction de l'atténuation due aux précipitations ne sont pas garanties au-delà d'une altitude de 1500 m. Il faut donc veiller à placer le MRR à une distance adéquate du radar X afin que, en tenant compte de leurs altitudes au sol respectives, leur volume d'échantillonnage commun soit à une altitude comprise entre 300 et 1500 m au-dessus du MRR.

Par ailleurs, la résolution de la mesure du taux de précipitation d'un disdromètre est bien meilleure que celle d'un pluviomètre. Un disdromètre colocalisé avec le MRR est donc très pratique pour calibrer ce dernier. Enfin, des pluviomètres disséminés sur toute la surface couverte par le radar en bande X permettent de valider l'estimation des précipitations, à moindre coût. Ces derniers doivent être placés de préférence à moins de 15 km du radar pour limiter les problèmes liés à l'altitude du volume sondé par le radar (hydrométéores en phase glace, variabilité verticale des précipitations, advection due au vent horizontal) et à l'atténuation du radar en bande X.

4.2 Sites de mesure

Une des qualités du radar en bande X est qu'il est peu volumineux et il est donc, facilement transportable. Ainsi, en plus du bassin Clermontois (Section 4.2.1), le lieu où il fonctionne de manière opérationnelle, il a également été déplacé pour participer aux campagnes COPS (Section 4.2.2) et CIDEX (Section 4.2.3). Par ailleurs, il prendra probablement part à la campagne HYMEX/M-Presto dans le cadre du chantier Méditerranée MISTRALS.

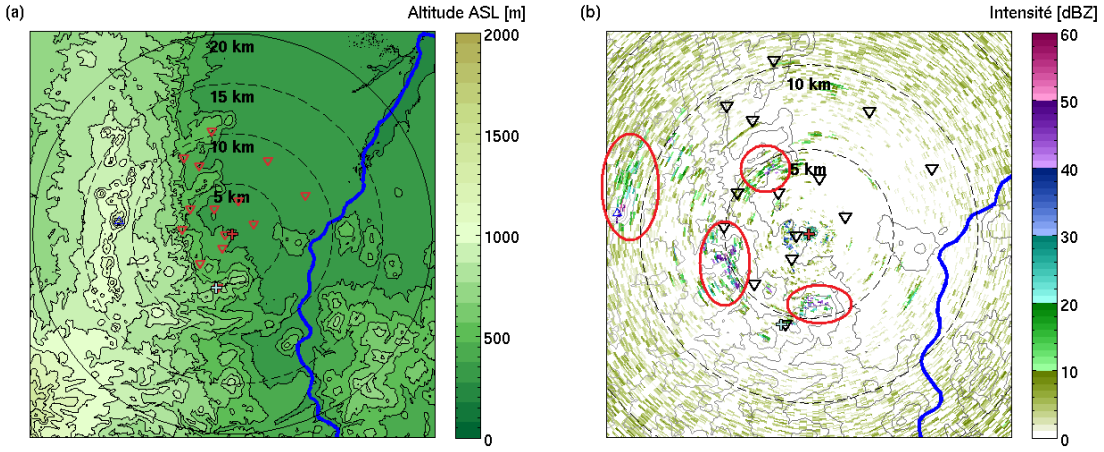

Fig. II.10 – Topographie (a) et échos de sol (b) dans la zone couverte par le radar en bande X pour le site Clermontois. L'échelle de couleur de la Figure (a) indique l'altitude entre 0 et 2000 m au-dessus du niveau de la mer. La position du radar en bande X, du MRR et des pluviomètres du réseau de la ville de Clermont-Ferrand sont représentés par la croix rouge, la croix bleue ciel et les triangles retournés rouges, respectivement. Les cercles concentriques indiquent la distance au radar en bande X. La Figure (b) présente le facteur de réflectivité mesuré en air clair après la soustraction de la carte d'écho de sol, en plus de la topographie qui est cette fois indiquée en traits gris pour ne pas interférer avec l'échelle de couleur de la réflectivité radar. Cette Figure montre principalement la fluctuation du bruit du radar entre 0 et 10 dBZ, mais on distingue également des zones (encerclées en rouges) de forte réflectivité (jusqu'à 50 dBZ) qui correspondent à des fluctuations de la propagation du signal, provoquant des échos intenses qui ne sont supprimés par la carte d'échos de sol, au niveau des reliefs.

4.2.1 Site Clermontois

La ville de Clermont-Ferrand est située au nord du Massif Central à environ 350 m d'altitude. Aucune rivière importante ne la traverse — la rivière Allier passe à une dizaine de kilomètres à l'Est —, mais elle s'étend sur un petit bassin versant surplombé par le plateau de la chaine des puys à l'Ouest et ses contreforts au Nord et au Sud. L'évacuation de l'eau de pluie se fait donc uniquement à l'Est vers la plaine de la Limagne et est assez limitée. La ville, traversée par trois affluents locaux de l'Allier (Artière, Tiretaine Sud et Tiretaine Nord), est donc parfois sujette à des inondations locales et soudaines lors d'orages violents. Ceci explique la présence de bassins d'orages à divers endroits de la ville et l'intérêt de la municipalité pour la mesure précise des précipitations avec un réseau dense de pluviomètres afin de mieux documenter ces évènements extrêmes.

Le radar en bande X est placé sur le toit de l'Observatoire de Physique du Globe (OPGC) auquel est rattaché le LaMP, lui-même situé sur le plateau des Cézeaux (415 m), dans la banlieue sud de Clermont-Ferrand. Cette position lui permet de couvrir l'ensemble de l'agglomération clermontoise. Le MRR1 — comme le LaMP a récemment acquis un nouveau MRR, on l'appelle MRR1 afin d'éviter toute confusion — est placé sur un site de mesure annexe du LaMP à l'extérieur et au Sud de l'agglomération, près de Opme (655 m) à 5.6 km du radar en bande X. Sur ce site, un disdromètre Parsivel et des pluviomètres mesurent également les précipitations au sol. Ils sont pratiquement colocalisés avec le MRR1 et peuvent donc servir à l'étalonner. La

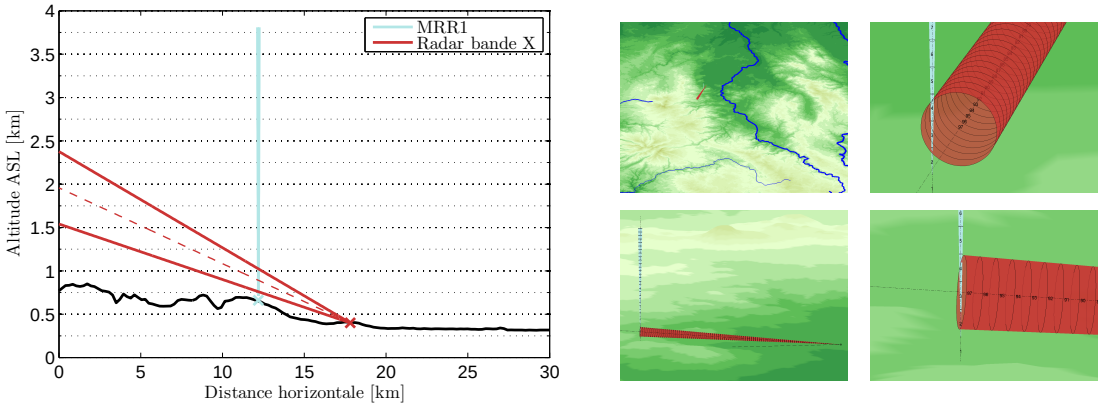

Fig. II.11 – Altitude et forme du volume commun entre les deux radars pour le site Clermontois. Sur le graphe à gauche sont dessinées les coupes des faisceaux du MRR et du radar en bande X lorsque celui-ci vise dans la direction du MRR, en bleu et en rouge respectivement. Le trait noir représente la coupe de la topographie dans l'axe des deux radars. Les miniatures à droite représentent le volume commun vu de face sur la ligne supérieure et de côté sur ligne inférieure et selon une vue d'ensemble sur la colonne de gauche et une vue rapprochée sur la colonne de droite.

Figure II.10a présente la topographie dans la zone couverte par le radar en bande X et la position des divers instruments. On reconnaît la Chaîne-des-Puys à l'Ouest et l'Allier qui traverse la plaine de la Limagne à l'Est. Comme la propagation de l'onde radar dépend des conditions météorologiques, la soustraction de la carte des échos de sol ne garantit pas leur suppression dans tous les cas. La Figure II.10b, qui est un exemple de la réflectivité radar mesurée en ciel clair, montre parfois la persistance de ces échos à proximité du radar (échos de sol dus à la rétrodiffusion de l'onde sur des bâtiments ou des grues par exemple) ou au niveau du relief (par exemple le plateau de Gergovie à environ 5 km au Sud du radar, les Côtes de Clermont à 5 km au Nord-Ouest et le Puy de Gravenoire et le Puy de dôme, à 5 et 10 km à l'Ouest du radar, respectivement). Cette Figure confirme que l'élévation de l'antenne de 5° est minimale.

Le tracé des faisceaux des deux radars dans les conditions de propagation normales en tenant compte de leurs altitudes et ouvertures de faisceau respectives et de l'angle d'élévation de 5° de l'antenne du radar en bande X (Figure II.11a), montre que le volume sondé par le radar en bande X atteint une altitude de près de 2500 m à 20 km du radar et peut donc être régulièrement contaminé par des hydrométéores en phase glace. En revanche l'altitude du volume commun reste relativement basse (moins de 1000 m). De plus, le tracé de ces faisceaux en trois dimensions (Figure II.11b) montre qu'à leur intersection, le volume d'échantillonnage du radar en bande X est beaucoup plus grand que celui du MRR1 et que le volume commun possède une forme complexe. Par ailleurs, ces miniatures permettent de déterminer les numéros de portes théoriques correspondant à ce volume commun : il est situé dans la porte 97 du radar en bande X et les portes 3 et 4 du MRR1.

Les Figures II.11a et b ont été tracées sans tenir compte de la courbure de la terre et de la courbure du faisceau du radar en bande X due à la variation du coefficient de réfraction avec l'altitude. En utilisant l'approximation de Doviak et Zrnic (1993), on montre qu'avec une élévation de 5° la différence d'altitude du faisceau est de 2 m (20 m) à 5 km (20 km) du radar. On peut donc considérer que ces effets sont négligeables sur

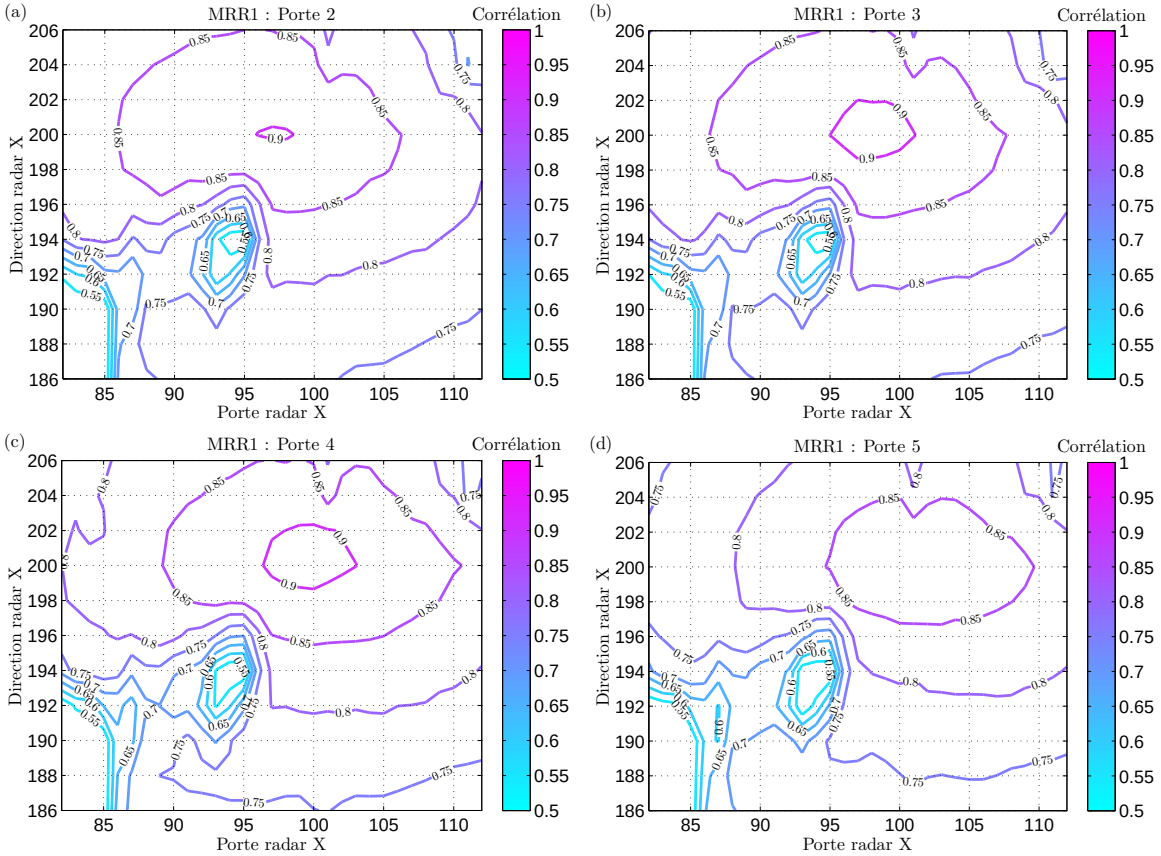

Fig. II.12 – Coefficient de corrélation entre les facteur de réflectivité mesurés par les deux radars dans leur volume de mesure commun pour les portes 2 (a), 3 (b), 4 (c) et 5 (d) du MRR1 pour le site clermontois. L'axe des ordonnées (direction radar X) désigne l'angle de visée du radar en bande X par rapport au Nord, dans le sens horaire.

les distances considérées. Néanmoins, les portes théoriques correspondant au volume commun ont été vérifiées en calculant le coefficient de corrélation entre les séries de données des facteurs de réflectivité mesurés par les deux radars. Pour cette analyse, les données brutes peuvent être utilisées. En effet, le coefficient de corrélation détermine l'ampleur de la correspondance entre les deux variables et n'est pas perturbé par un possible problème d'étalonnage d'un ou des radars. Le coefficient de corrélation obtenu en incluant 18 cas de précipitations intenses entre les mois d'avril et de septembre 2008 et 2009 est dessiné sur la Figure II.12 en fonction du numéro de porte du radar en bande X et de sa direction de visée, difficile à déterminer a priori avec précision, et pour différentes portes du MRR. Cette Figure confirme que la corrélation est la meilleure pour les portes 3 et 4 du MRR1. En revanche, la meilleure combinaison porte-azimut du radar en bande X semble être 98 et 200°, ce qui reste très proche de ce que l'on a trouvé théoriquement.

4.2.2 Campagne COPS : vallée du Rhin

La campagne COPS (de l'Anglais Convective and Orographically-induced Precipitation Study) est une expérience qui a eu lieu pendant l'été 2007 au Sud-Ouest de l'Allemagne et au Nord-Est de la France. Le principal objectif était d'identifier les processus physiques et dynamiques responsables des défaillances dans la prévision

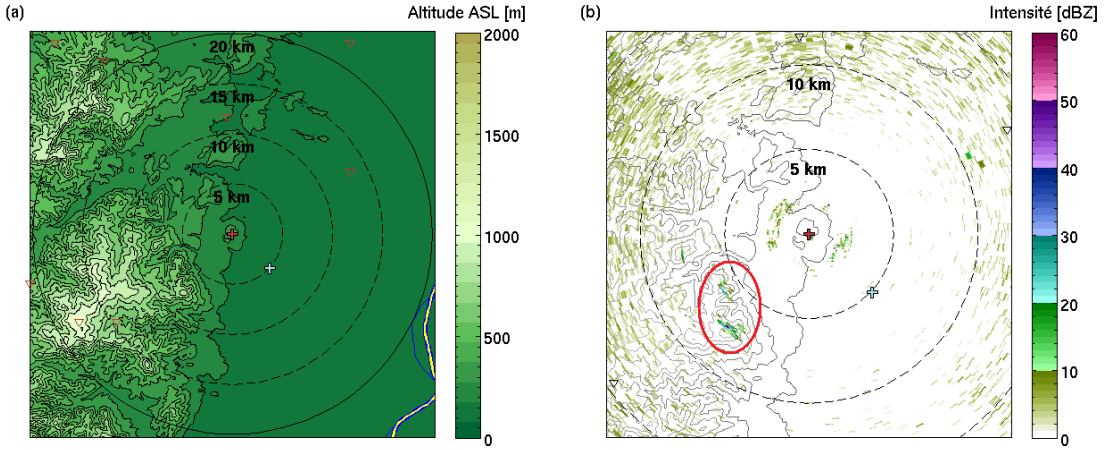

Fig. II.13 – Topographie (a) et échos de sol (b) dans la zone couverte par le radar en bande X pour le site de la campagne COPS. La description détaillée de cette Figure est semblable à celle de la Figure II.10 à l'exception des triangles retournés rouges qui indiquent la position des pluviomètres de MétéoFrance.

quantitative des précipitations par les modèles numériques dans les régions de moyenne montagne (Wulfmeyer et al., 2008). Pour atteindre cet objectif, plusieurs modèles de recherche ont été utilisés de manière opérationnelle afin d'évaluer leurs performances en utilisant les mesures de nombreux instruments déployés dans des "Supersites" pour documenter des régions ciblées. Par exemple, le supersite Français (appelé supersite V pour Vosges) était situé à proximité de la ville de Meistratzeihm dans la vallée du Rhin entre les chaînes de montagne des Vosges et de la Forêt Noire, pour observer l'initialisation de la convection due à la convergence au-dessus des crêtes et du côté sous le vent des massifs, ou due à un forçage local sur un terrain plat. La description complète de cette campagne, la stratégie scientifique, la phase d'opération sur le terrain, et la mise en évidence des premiers résultats peut-être trouvée dans Wulfmeyer et al. (2011).

Le LaMP a participé à la partie observations de la campagne COPS en installant ses radars à proximité du supersite V. La topographie dans la zone couverte par le radar en bande X et la position des radars sont présentées dans la Figure II.13a. Le

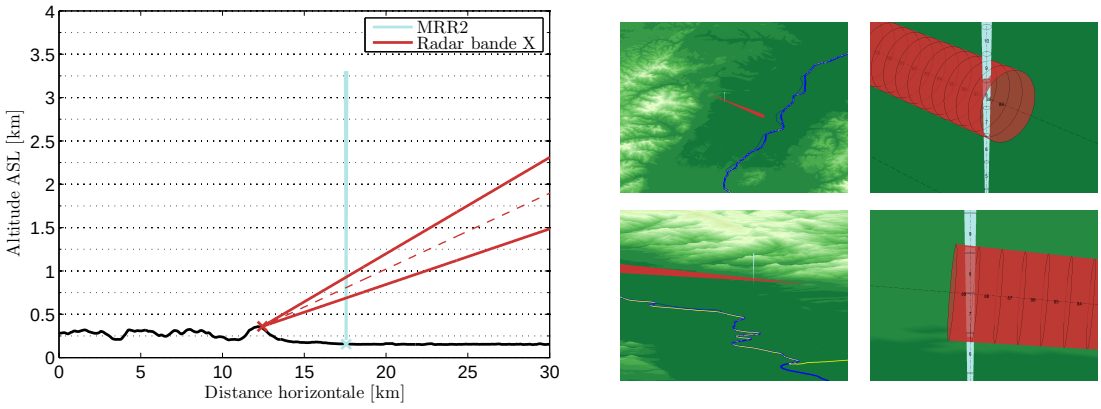

Fig. II.14 – Altitude et forme du volume commun entre les deux radars pour le site de la campagne COPS. La description détaillée de cette Figure est semblable à celle de la Figure II.11.

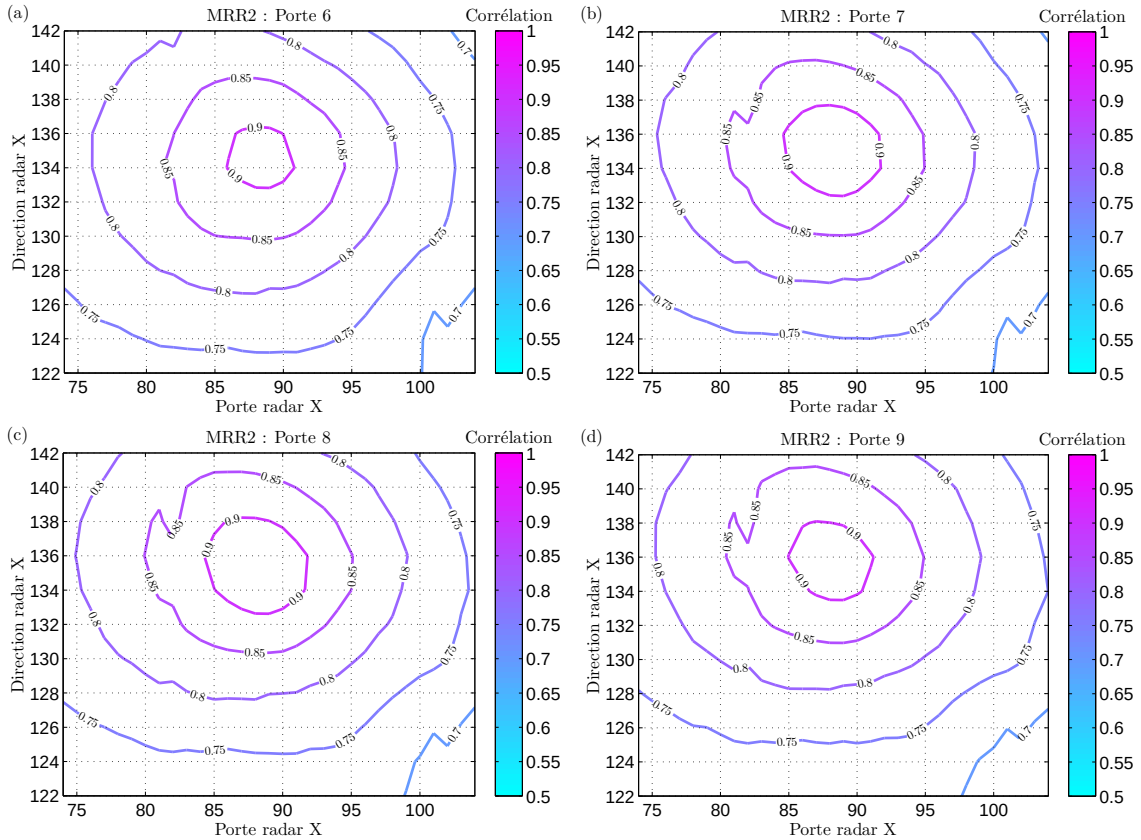

Fig. II.15 – Coefficient de corrélation entre les facteur de réflectivité mesurés par les deux radars dans leur volume de mesure commun pour les portes 6 (a), 7 (b), 8 (c) et 9 (d) du MRR2, pour le site de la campagne COPS.

radar en bande X était situé au pied des Vosges (croix rouge), à environ 5 km du supersite V (croix bleue), sur le toit du Bischenberg au sommet d'une colline (360 m). De cette façon, il permettait d'observer les crêtes des Vosges à l'Ouest et les plaines de la vallée du Rhin à l'Est, tout en étant dans le champ de vue du radar polarimétrique en bande C du DLR (Poldirad) installé spécialement pour la campagne à une trentaine de kilomètres au Nord. De plus, la Figure II.13b montre qu'avec l'élévation habituelle (5°) les mesures sont peu affectées par des échos de sol : seul le mont Sainte-Odile (avancée des Vosges culminant à 764 m) produit des échos de sol à environ 8 km au Sud-Ouest du radar. Malheureusement, il s'est avéré que des arbres à proximité du radar ont créé un masque partiel du Nord au Nord-Ouest produisant une sous-estimation de la réflectivité (non visible sur des mesures instantanées) dans cette direction. Le MRR2 — ce MRR est bien le même que celui utilisé à Clermont-Ferrand, mais on utilise un autre numéro pour bien différencier les positions et les mesures — était quant à lui situé dans la plaine du Rhin à quelques kilomètres du supersite V (155 m). Lors de cette campagne, le LaMP ne possédait pas encore de disdromètre Parsivel, c'est donc un disdromètre JW qui a été placé à proximité du MRR2.

Dans cette configuration, l'altitude du faisceau du radar en bande X est proche de celle du site Clermontois (environ 2500 km à 20 km) avec un volume commun entre les deux radars assez bas (moins de 1000 m) (Figure II.14). En revanche, cette fois-ci, le MRR2 est à une altitude inférieure à celle du radar en bande X et le volume commun est donc à une altitude au-dessus du sol (et donc du MRR2) beaucoup plus grande.

Les miniatures de la Figure II.14 montrent qu'il se situe théoriquement dans les portes 7 à 8 du MRR2 et dans la porte 89 du radar en bande X. Néanmoins, l'interprétation quantitative des mesures du MRR2 est toujours valide à cette altitude au-dessus du radar.

Par ailleurs, de la même façon que pour le site Clermontois, la position du volume commun en termes de numéro de porte et de direction a été vérifiée en calculant la corrélation des mesures des deux radars (Figure II.15). Cette Figure confirme que la corrélation est la meilleure pour les portes 7 et 8 du MRR2. En revanche, la meilleure combinaison porte-azimut du radar en bande X semble être 88 et 134°, ce qui reste très proche de ce que l'on a trouvé théoriquement.

4.2.3 Campagne CIDEX : Toulouse

La campagne CIDEX (de l'Anglais Calibration and Icing Detection EXperiment) a eu lieu pendant l'hiver 2010 à Toulouse et avait pour objectif d'étudier la structure microphysique des précipitations hivernales, de proposer et d'évaluer de nouvelles méthodes d'étalonnage pour les radars polarimétriques et enfin de tester la capacité de ces radars pour détecter et anticiper la présence de grosses gouttes d'eau surfondue pouvant être responsables d'évènements de givrage. Pour cela, de nombreux radars de recherche et des disdromètres ont été déployés entre Janvier et Mars 2010 sur différents sites, aux alentours du radar polarimétrique en bande C utilisé de manière opérationnelle à Toulouse.

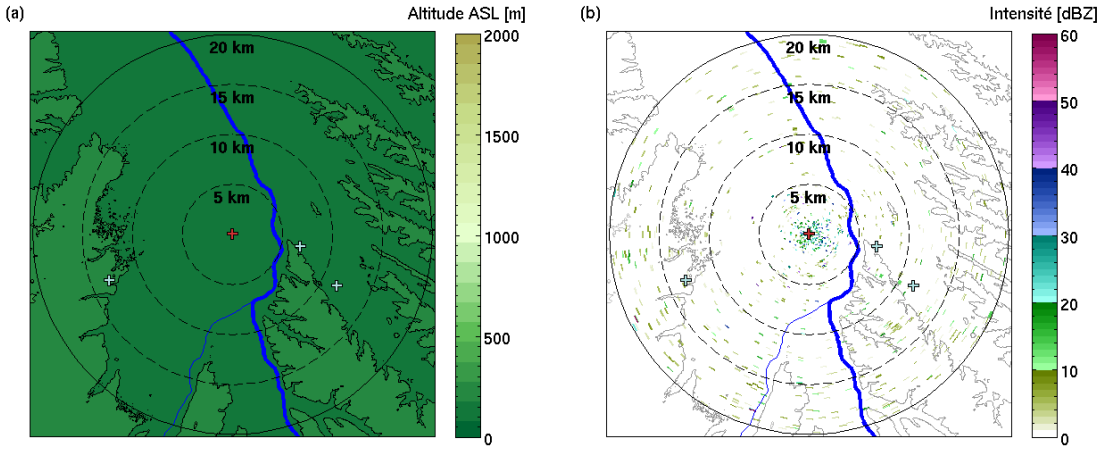

Fig. II.16 – Topographie (a) et échos de sol (b) dans la zone couverte par le radar en bande X pour le site de la campagne CIDEX. La description détaillée de cette Figure est semblable à celle de la Figure II.10 sans les triangles retournés bleus.

Le LaMP a participé à cette campagne en déplaçant ses radars et plusieurs disdromètres. L'ensemble des équipements possédés par le LaMP s'étoffe d'années en années et consistait lors de la campagne CIDEX, du radar en bande X, de deux MRRs et de deux disdromètres Parsivel. Le radar en bande X était situé sur le toit du Météo-Pôle (190 m) dans la banlieue de Toulouse, tandis que les radars MRR et les Parsivels étaient disposés aux alentours, à Fonsorbes (200 m) à 13 km l'Ouest pour le MRR le plus ancien (MRR3) et sur le site universitaire de Rangueil (160 m) à 7 km à l'Est pour le plus récent (MRR5 — le numéro 4 étant réservé pour sa position sur le site

Clermontois) (Figure II.16a). Par ailleurs, le MRR (MRR6) du CNRM (Centre National de la Météorologie) était placé à L'INRA (Institut National de la Recherche Agronomique) à Castanet (150 m) à 11.5 km au Sud-Est et complète ce dispositif. Il faut noter qu'un autre radar en bande X, futur remplaçant du radar en bande X du LaMP à Clermont-Ferrand, avait également été placé à Castanet. Un pluviomètre et deux disdromètres Parsivel ont été colocalisés avec les différents MRR. La Figure II.16a montre que le relief est très faible autour de Toulouse, ainsi, avec l'élévation habituelle de 5°, mis à part les problèmes dus aux bâtiments à proximité du radar en bande X (moins de 3 km), il n'y a aucun écho de sol qui persiste après suppression de la carte d'échos de sol (Figure II.16b).

Le tracé des faisceaux du radar en bande X et des trois MRRs sur les Figures II.17a, b et c montre que l'altitude moyenne de leurs volume commun varie entre 750 m et 1250 m environ, principalement selon la distance des MRRs au radar en bande X. Ces volumes communs ne sont pas particulièrement élevés, mais, comme les mesures ont été faites en hiver, la phase glace peut régulièrement avoir été présente à des altitudes même inférieures. L'interprétation quantitative des mesures des MRRs doivent donc être faites avec précautions. Les miniatures de la Figure II.17 permettent de déterminer les positions théoriques des volumes communs : portes 10 à 14 du MRR3 avec la porte 228 du radar en bande X, portes 6 à 8 du MRR5 avec la porte 119 du radar en bande X et portes 9 à 13 du MRR6 avec la porte 201 du radar en bande X. Ces images montrent que ce volume commun se situe bien à des altitudes au-dessus des MRRs où l'interprétation quantitative des mesures est encore valide mais sont à la limite maximale pour les MRRs 3 et 6.

Comme pour les autres sites de mesure, les positions des différents volumes communs ont été vérifiées en terme de numéro de porte et de direction à l'aide des données mesurées (Figures II.18a, b et c). Cette fois, il faut prendre garde des cas où les mesures ont pu être contaminées par la phase glace. Les portes des MRRs choisies pour les Figure II.18a, b et c sont celles où la corrélation est la meilleure. Ces Figures confirment parfaitement les positions des volumes communs en termes de combinaison porte-azimut du radar en bande X. L'altitude du volume commun pour le MRR5 est bonne, en revanche, elle n'est pas centrée par rapport aux valeurs théoriques pour les MRRs 3 et 6 (elle est même inférieure pour le MRR3).

De plus, on s'aperçoit que plus l'altitude du volume commun augmente, plus la corrélation est faible. Cela peut être dû au fait que quand l'altitude au-dessus des MRRs augmente, l'atténuation est de moins en moins bien évaluée. Mais, comme le relief a peu d'importance autour de Toulouse, lorsque l'altitude du volume commun augmente, cela signifie aussi que la distance au radar en bande X augmente. Ainsi, la détérioration du coefficient de corrélation peut aussi être due à la sous-estimation des mesures du radar en bande X à cause de l'atténuation, mais également à la différence de taille entre les volumes d'échantillonnage des radars qui est croissante avec la distance au radar en bande X. Par exemple, lors de précipitations très hétérogènes, l'observation d'une petite cellule de précipitations intenses avec le MRR3 (qui, pour rappel, est situé à 13 km du radar en bande X) a beaucoup de chance de ne pas remplir de manière homogène le volume d'échantillonnage correspondant du radar en bande X et sera sous-estimée par ce dernier. À l'inverse, une cellule intense mesurée par radar en bande X peut ne pas être contenue dans le volume d'échantillonnage du MRR3, ce qui produira une sous-estimation de la réflectivité par le MRR. Cet effet est évidemment plus faible

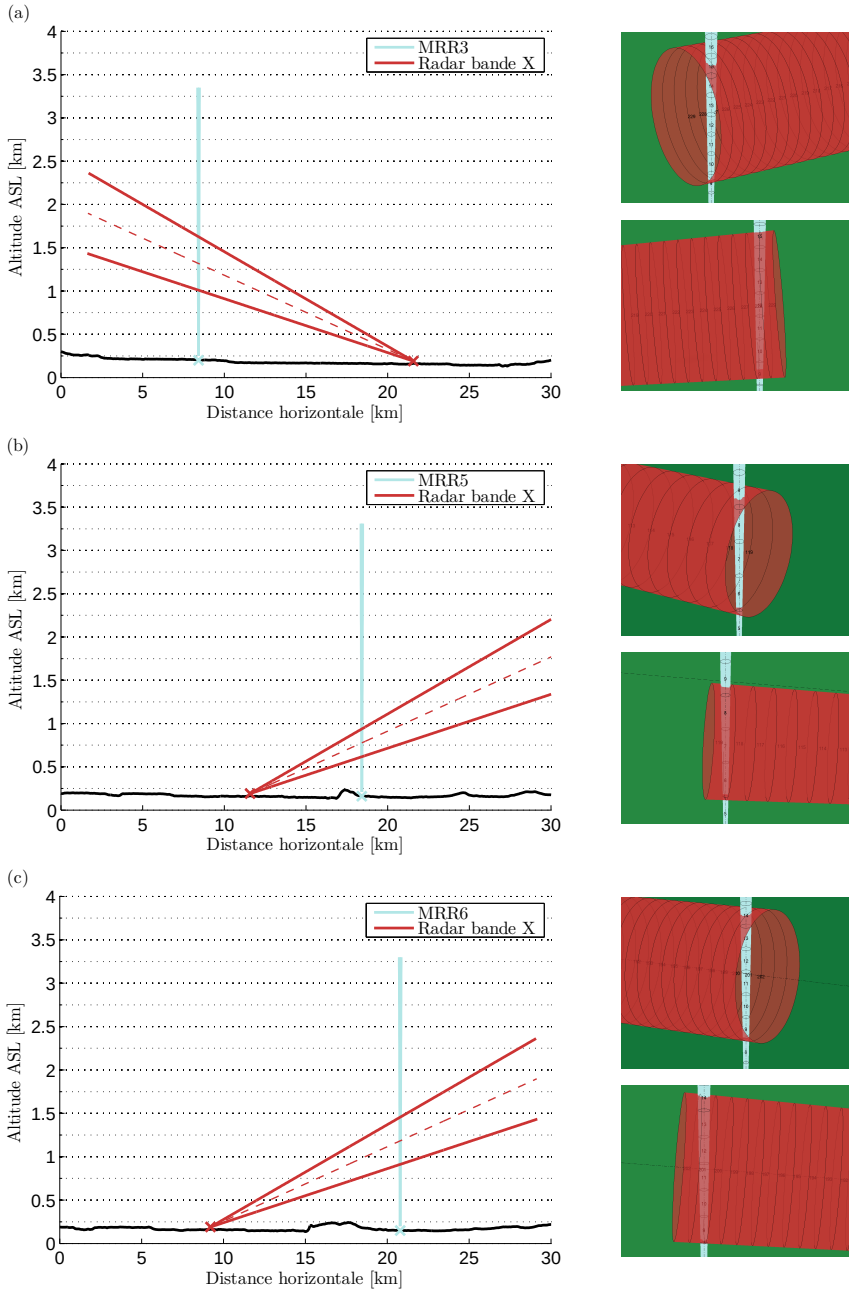

Fig. II.17 – Altitude et forme du volume commun entre le radar en bande X et les MRRs 3 (a), 5 (b) et 6 (c) pour le site de la campagne CIDEX. La description détaillée de cette Figure est semblable à celle de la Figure II.11 à l'exception des miniatures qui présentent des vues rapprochées de face (haut) et de côté (bas) pour chaque MRR.

pour le MRR5 qui n'est qu'à 7 km du radar en bande X. D'ailleurs, l'étude détaillée des coefficients de corrélations pour chaque cas montre que la présence de phase glace dans le volume commun n'altère pas autant la corrélation qu'une forte hétérogénéité des précipitations.

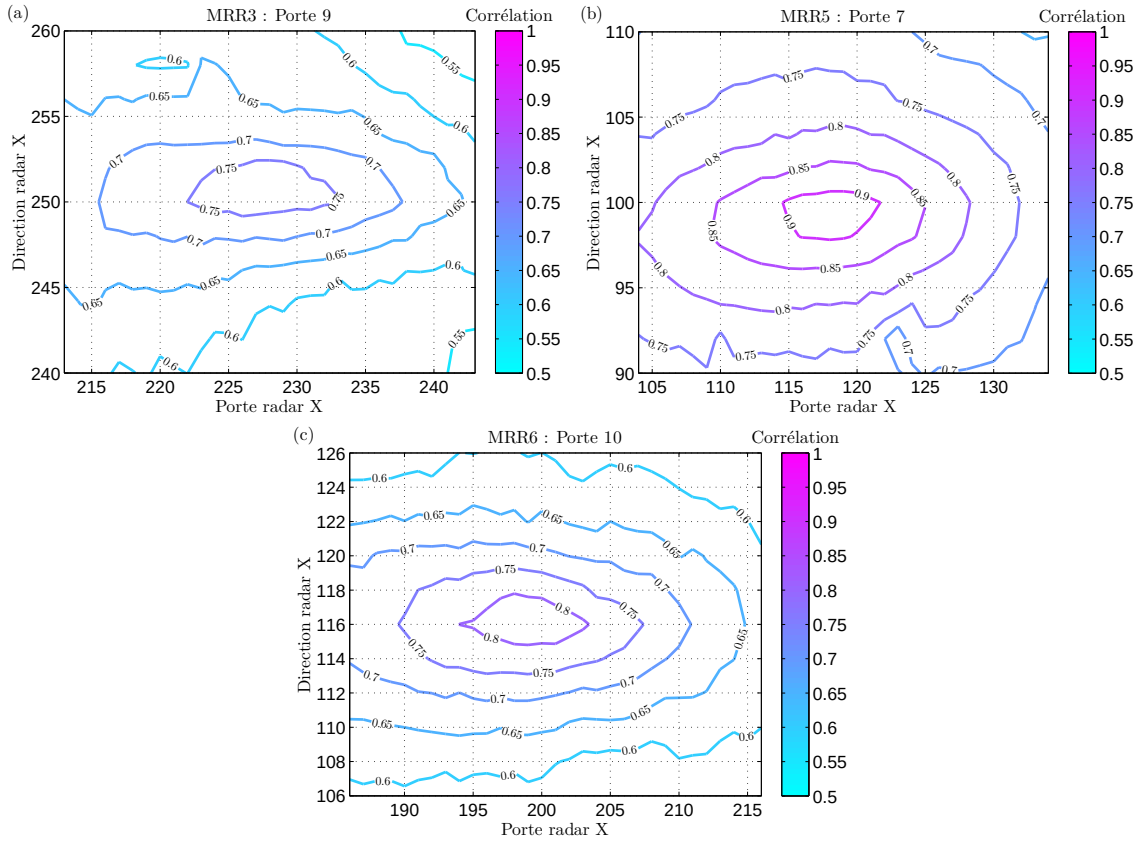

Fig. II.18 – Coefficient de corrélation entre les facteurs de réflectivité mesurés par le radar en bande X et les MRRs 3 (a), 5 (b) et 6 (c) dans leur volume de mesure commun respectif.

5 Conclusion

Pour conclure, on dispose donc d'un ensemble de données important et à fort potentiel. Globalement, les radars ont fonctionné en continu pendant environ trois années et ont enregistré les mesures d'évènements nombreux et variés de précipitations, aussi bien convectives (pendant la campagne COPS et les étés 2008 et 2009 à Clermont-Ferrand) qu'hivernales (pendant la campagne CIDEX et les hivers à Clermont-Ferrand).

Par ailleurs, le calcul du coefficient de corrélation entre les données des radars est suffisant pour l'utilisation que l'on voulait en faire dans cette Partie, à savoir, déterminer les positions des volumes communs entre les radars. Mais c'est une analyse qui reste très préliminaire. En effet, pour des comparaisons plus poussées, les données brutes doivent subir de nombreux traitements : étalonnage, filtrage, calcul de l'atténuation (pour le radar en bande X), etc. Ces différents traitements font l'objet des Chapitres III et IV.

Chapitre III

Traitement des données du Micro Rain Radar

Ainsi qu'on l'a détaillé au Chapitre I, la mesure de la pluie par radar est soumise à de nombreuses incertitudes telles qu'un bon étalonnage du radar et l'atténuation des ondes électromagnétiques dans l'atmosphère (Villarini et Krajewski, 2010), par exemple. On a vu que certaines de ces erreurs peuvent être corrigées plus ou moins facilement. Ainsi, pour tendre vers des estimations quantitatives des précipitations, il est nécessaire de traiter les données de manière précise afin de corriger un maximum de ces erreurs. Dans ce Chapitre, on décrira les différentes méthodes qui ont été abordées pour traiter les données du radar MRR : l'élimination du bruit de la mesure (Section 6), un calcul amélioré de l'atténuation (Section 7), la détection du repliement spectral causé par le vent vertical (Section 8), puis nous mettrons en évidence le problème de la première porte (Section 9) et enfin, nous détaillerons l'étalonnage du MRR (Section 10). Même si certaines de ces étapes du traitement des données du MRR ont déjà été décrites dans la littérature et codées dans le logiciel de traitement fourni par le constructeur, l'ensemble des méthodes décrites ici ont été (re-)codées pour des raisons diverses telles que la détermination de la meilleure méthode pour l'élimination du bruit de la mesure ou parce que l'amélioration du calcul de l'atténuation n'avait pas encore été proposée lorsque le logiciel a été acquis.

6 Élimination du bruit de la mesure

6.1 Motivation

Les spectres Doppler observés par le MRR sont inévitablement contaminés par du bruit qui peut être externe (interférences, bruit cosmique) ou interne au système radar (bruit électronique ou thermique). Si ce bruit est ignoré, un taux de précipitation faible mais persistant sera déduit, provoquant une surestimation significative du cumul de précipitation. De plus, la forme de la distribution des gouttes déduite par le radar peut être fortement perturbée. Prenons par exemple un spectre individuel [(1)] brut,

(1). On a vu qu'en réalité un spectre individuel est issu d'une moyenne incohérente d'environ 150 spectres

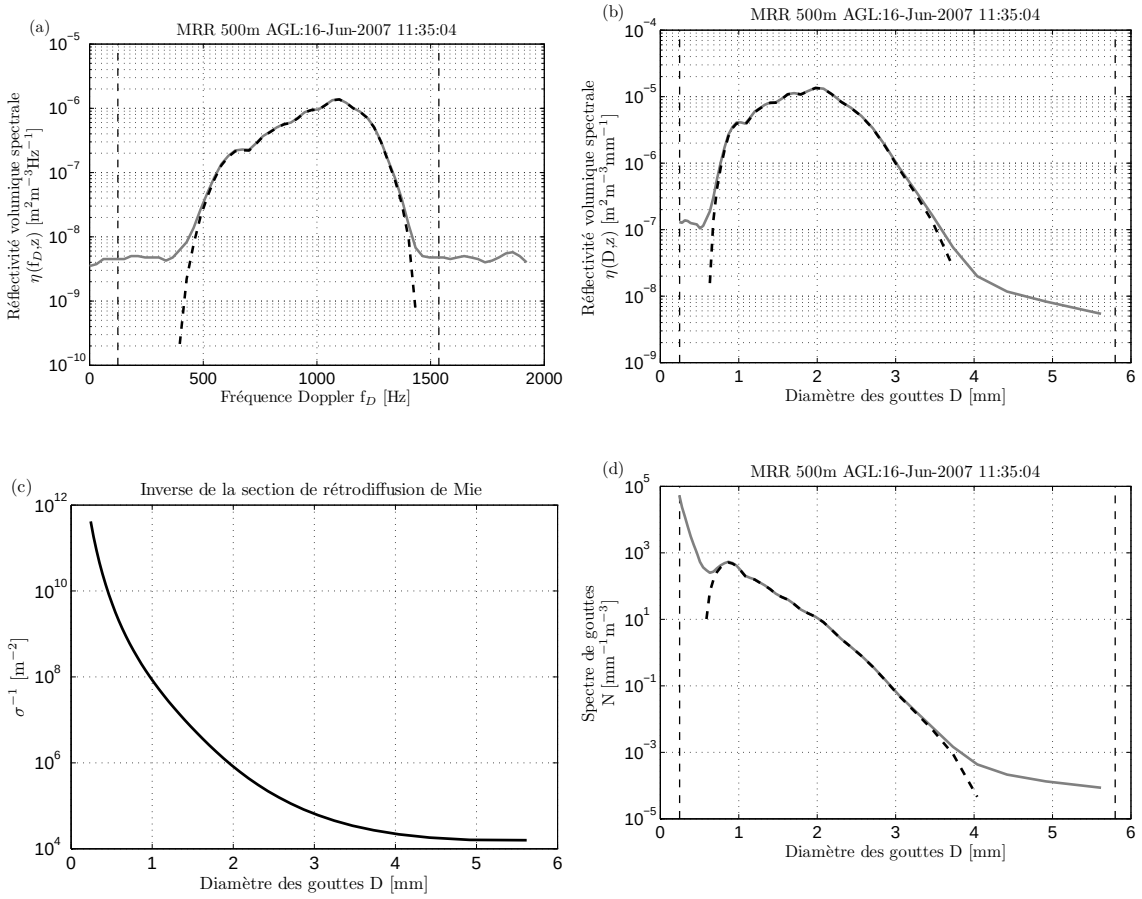

Fig. III.1 – Influence du bruit s'il n'est pas supprimé du spectre en fréquence de la réflectivité radar mesuré par le MRR (a), pour la déduction de la distribution de gouttes (d) en divisant le spectre en diamètre de la réflectivité radar (b) par la section de rétrodiffusion radar (c). Les traits continus gris et les traits pointillés noirs des graphes (a), (b) et (d) représentent le spectre mesuré avant et après l'élimination du bruit, respectivement.

mesuré par le MRR (Figure III.1a, trait continu gris). Le signal correspondant aux précipitations est la forme centrale en "cloche". Il est superposé à un signal (le bruit) de densité spectrale de puissance pratiquement constante à toutes les fréquences : dans ce cas, c'est un bruit blanc mais il peut parfois aussi être coloré (comme sur les autres spectres de le Figure III.4). L'élimination du bruit permet de ne conserver que le spectre correspondant aux précipitations (en trait pointillé noir). On a vu au Chapitre II que l'on peut déduire facilement le spectre en diamètre de la réflectivité radar grâce à la relation entre la fréquence et la vitesse Doppler puis grâce à la relation entre la vitesse et le diamètre des gouttes (Figure III.1b). Ensuite, on déduit directement la distribution de gouttes en divisant le spectre en diamètre de la réflectivité radar par la section efficace de rétrodiffusion des gouttes $\sigma(D)$, d'après l'Équation I.47. La variation de l'inverse de $\sigma(D)$ est tracée sur la Figure III.1c. Cette Figure montre que la section efficace de rétrodiffusion d'une goutte de petit diamètre est très faible et que son inverse est donc très élevée (de l'ordre de 10^{12} m^{-2} pour des diamètres de 0.5 mm). Ainsi, la division des valeurs correspondantes du spectre en diamètre, même si elles sont elles-mêmes aussi faibles que du bruit (de l'ordre de 10^{-7} m^2 m^{-3} mm^{-1}), par la section efficace de rétrodiffusion peut entraîner des fortes valeurs de concentration en gouttes (10^5 mm^{-1} m^{-3}, Figure III.1d). De plus, les extrémités de la distribution de gouttes

auront une forme concave (trait continu gris) dictée par la forme de l'inverse de la section efficace de rétrodiffusion, qui est contraire à la forme naturelle convexe (trait pointillé noir) de la distribution de gouttes produite par les précipitations. Ainsi, le bruit étant souvent inférieur au signal météorologique de plusieurs ordres de grandeur, il peut être négligé dans les classes contenant du signal (sa soustraction est invisible sur les Figures III.1a, b et d), mais il a une influence importante dans les classes entourant le signal. Il est donc primordial d'estimer de la manière la plus correcte possible le niveau de bruit, c'est-à-dire, la puissance en-dessous de laquelle le spectre est dominé par le bruit de l'instrument plutôt que par le signal renvoyé par les cibles.

À cause des nombreuses opérations entre la réception du signal et le spectre final, ce niveau de bruit n'est malheureusement pas constant dans le temps. Certains auteurs comme Sekhon et Srivastava (1971) ont donc proposé d'estimer le niveau de bruit par rapport à la valeur du maximum spectral ou à la moyenne du spectre en entier. Ces méthodes simples ne sont hélas pas satisfaisantes (Atlas et al., 1973; Hildebrand et Sekhon, 1974). Plusieurs méthodes plus complexes ont donc été proposées pour déduire cette valeur. Deux de ces méthodes (méthode de METEK (2005)) et méthode de Urkowitz et al. (1994), décrites dans les paragraphes suivants) sont proposées dans le logiciel de traitement des données du MRR fourni par le constructeur, mais aucune indication n'est donnée sur celle à utiliser préférentiellement. Ainsi, dans les sections suivantes, ces méthodes ont été ré-étudiées en détails et appliquées à plusieurs examples de données afin de faire un comparatif de l'efficacité de chacune d'elles.

Pour cela, on définit un spectre f par sa densité spectrale de puissance s_i aux fréquences x_i pour i allant de 1 à n (pour le MRR, n vaut 64).

6.2 Méthode de Hildebrand et Sekhon (1974)

À une fréquence donnée, les composantes du signal dues aux précipitations et au bruit du système radar sont toutes les deux Gaussiennes. Mais, en partant du principe que seul le spectre du bruit est blanc (c'est-à-dire que sa densité spectrale de puissance est la même pour toutes les fréquences), Hildebrand et Sekhon (1974) proposent une méthode statistique pour déterminer le niveau de bruit : elle consiste à éliminer les valeurs les plus grandes du spectre une par une jusqu'à ce que les valeurs restantes vérifient les propriétés statistiques du bruit. Pour cela, ils utilisent deux tests qui sont décrits dans les paragraphes suivants.

6.2.1 Test R_1 - Variance d'un bruit blanc

Soit $g(x)$ une loi uniforme telle que $g(x) = 1/(b-a)$ pour $x \in [a, b]$ et 0 sinon. Alors l'espérance $E[x]$ et la variance $V[x]$ de $g(x)$ valent :

$$E[x] = \int_{-\infty}^{\infty} x g(x)\, dx = \frac{b+a}{2} \tag{III.1}$$

$$V[x] = E\left[x^2\right] - E[x]^2 = \frac{(b-a)^2}{12}. \tag{III.2}$$

Ainsi, un spectre blanc, discret ou continu, qui s'étend sur un intervalle de fréquence F a une variance égale à $\sigma^2_{unif} = F^2/12$.

La variance d'un spectre discret quelconque dont les valeurs de la densité spectrale de puissance sont s_i, aux fréquences x_i pour i allant de 1 à n, est égale à :

$$\sigma^2 = \frac{\sum x_i^2 s_i}{\sum s_i} - \left(\frac{\sum s_i s_i}{\sum s_i}\right)^2. \tag{III.3}$$

Hildebrand et Sekhon (1974) proposent de calculer le rapport entre ces deux variances : $R_1 = \sigma_{unif}^2/\sigma^2$. Alors, ce rapport peut être utilisé pour déterminer le niveau de bruit : si le spectre contient un signal météorologique, R_1 est supérieur à 1, en revanche, s'il ne reste que du bruit blanc, R_1 doit être égal à 1.

6.2.2 Test R_2

On considère que le bruit est Gaussien et de moyenne nulle, c'est-à-dire qu'il suit une loi Normale centrée (Petitdidier et al., 1997). S'il n'y a pas de signal météorologique, c'est-à-dire que seul du bruit est mesuré, alors, après les transformées de Fourier, les composantes spectrales réelles X et imaginaires Y de chaque classe de fréquence suivent également des distributions Normales centrées. On peut démontrer que la puissance spectrale $Z = X^2 + Y^2$ de chaque classe suit alors une loi Exponentielle, pour laquelle la variance et l'espérance sont reliées par $V[x] = E[x]^2$. De plus, comme on fait une moyenne incohérente sur plusieurs spectres, on obtient une loi Gamma dont la variance est égale à $V[x] = E[x]^2/p$ où p est le nombre de spectres utilisés pour faire la moyenne, c'est-à-dire, le nombre d'intégrations incohérentes.

Par ailleurs, puisque le signal est un bruit blanc, on peut calculer l'espérance et la variance du signal mesuré dans une classe de fréquence à partir d'un spectre unique, en utilisant les valeurs des autres classes de fréquence comme si elles représentaient plusieurs réalisations de cette même mesure.

Hildebrand et Sekhon (1974) proposent alors de calculer le rapport

$$R_2 = \frac{E[x]^2}{p}\frac{1}{V[x]} \tag{III.4}$$

où p est le nombre d'intégration incohérentes, et où l'espérance $E[x]$ et la variance $V[x]$ sont calculées à partir des valeurs du spectre en question. Dans ce cas, leurs expressions sont :

$$E[x] = \frac{\sum s_i}{n} \tag{III.5}$$

$$V[x] = \frac{\sum s_i^2}{n} - \left(\frac{\sum s_i}{n}\right)^2, \tag{III.6}$$

où s_i représente la valeur de la densité spectrale de puissance de chaque classe, i allant de 1 à n. De la même façon, ce rapport peut être utilisé pour déterminer le niveau de bruit : si le spectre contient un signal météorologique, R_2 est inférieur à 1, en revanche, s'il ne reste que du bruit blanc *et Gaussien*, R_2 doit être égal à 1.

6.3 Méthode de METEK (2005)

Cette méthode s'inspire directement des tests de Hildebrand et Sekhon (1974) en partant de l'hypothèse que le bruit est un bruit blanc. De la même façon, les éléments

les plus grands du spectre sont éliminés un par un jusqu'à ce que les éléments restants vérifient les propriétés statistiques du bruit. En revanche, au lieu de faire des tests par rapport à une valeur théorique, les variances des spectres sont comparées l'une par rapport à l'autre à chaque itération : si après l'élimination d'un élément du spectre, la variance devient plus grande que celle de l'itération précédente, on considère que le spectre ne contient alors plus que du bruit. Pour ce test, on calcule donc le rapport R des variances successives.

De plus, si l'on fait l'hypothèse que le bruit est Gaussien, le test peut également être fait sur la valeur moyenne du spectre puisqu'elle est égale à la variance au facteur "nombre d'intégrations incohérentes" près. Cette méthode est plus facile à appréhender de cette façon : si la moyenne augmente après l'élimination de l'élément du spectre le plus grand, cela signifie que cet élément ne se distingue pas du reste du spectre et que ce dernier n'est donc constitué plus que de bruit.

6.4 Méthode de Urkowitz et al. (1994)

6.4.1 Description de la méthode

Urkowitz et al. (1994) affirment que la méthode de Hildebrand et Sekhon (1974) est limitée pour des raisons à la fois pratiques et théoriques. C'est notamment l'hypothèse que le bruit est Gaussien qui n'est pas forcément valide, surtout en cas de bruit non-thermique comme un bruit temporaire dû à un éclair ou un moteur électrique. De plus, les rapports R_1 et R_2 peuvent approcher la valeur 1 sans l'atteindre et le problème devient de savoir de combien ces rapports doivent être proches de 1 pour remplir la condition voulue.

De la même façon que Hildebrand et Sekhon (1974), Urkowitz et al. (1994) proposent d'éliminer les éléments les plus grands du spectre un par un jusqu'à ce que les éléments restants aient les propriétés statistiques du bruit, mais cette fois ci, c'est le test de Kolmogorov-Smirnov (test KS) qui permettra de le vérifier. Celui-ci permet de tester l'hypothèse que les valeurs observées proviennent d'une population décrite par une loi de probabilité théorique choisie. Urkowitz et al. (1994) partent de la seule hypothèse que le bruit des mesures est un bruit blanc et proposent de le vérifier en utilisant le test de Kolmogorov-Smirnov appliqué à une loi de probabilité uniforme.

À chaque itération, les éléments $s_i = f(x_i)$, i allant de 1 à n, du spectre sont rangés de manière croissante et on calcule leur densité de probabilité cumulée $F(x)$ normalisée par la somme de tous ces éléments :

$$F(x_k) = \frac{\sum_{i=1}^{k} s_i}{\sum_{i=1}^{N} s_i}. \tag{III.7}$$

F correspond donc aux probabilités cumulées du spectre f : chaque élément $F(x_k)$ est la probabilité que les éléments du spectre f ont d'être inférieur à x_k, c'est-à-dire que c'est la fonction de répartition discrète du spectre. Cette fonction de répartition a la forme d'une courbe en escalier croissante, dont les valeurs vont de 0 à 1. Si la puissance échantillonnée est celle du bruit uniquement, le spectre aura la forme d'une loi uniforme et les marches de la fonction de répartition auront une hauteur régulière. Si

au contraire, il reste un signal météorologique dans le spectre, la cumulative s'éloignera de cette forme régulière car certaines marches (les dernières) seront plus hautes que les autres.

Le test KS est utilisé pour évaluer à quel point la fonction de répartition F se rapproche de la fonction de répartition uniforme avec l'Équation suivante :

$$T = \max\left|\frac{k}{N} - F\left(x_k\right)\right|, \quad k = 1, \ldots, n \tag{III.8}$$

où k/n est la pente idéale de la fonction de répartition d'une loi uniforme. T est donc la différence entre la pente idéale et la marche k où cette différence est maximum. Si T est supérieur à un seuil $w_{1-\alpha}$ correspondant au niveau de confiance $1-\alpha$, alors on passe à l'itération suivante en supprimant l'élément du spectre le plus grand.

Les itérations continuent jusqu'à ce que la valeur T issue du test statistique soit inférieure ou égale à $w_{1-\alpha}$. À cet instant, on ne peut pas exclure, avec le niveau de confiance $1-\alpha$, que les éléments restants dans le spectre ne soient pas engendrés par une loi uniforme et la moyenne de ces éléments permet de déterminer le niveau de bruit avec cette même confiance.

La limite $w_{1-\alpha}$ est déterminée avec la table du test KS à partir de deux paramètres qui sont le niveau de confiance $1-\alpha$ et le nombre d'éléments restants dans le spectre N. D'après Ferignac (1962), pour un grand nombre d'échantillons ($N > 36$), la valeur $w_{1-\alpha}$ est bien approximée par l'équation :

$$w_{1-\alpha} = K\left(N + 0.12 + 0.11/N\right)^{-\frac{1}{2}} \tag{III.9}$$

où K vaut 1.07, 1.22, 1.36, 1.52 et 1.63 pour $\alpha = 0.2$, 0.1, 0.05 et 0.01, respectivement. Les spectres mesurés par le MRR comportant 64 classes, on peut considérer que l'on a un nombre d'échantillons suffisamment grand pour appliquer l'Équation III.9, mais comme le nombre d'éléments dans le spectre diminue à chaque itération, il faut tout de même que le signal correspondant aux précipitations ne soit pas trop large afin que le bruit soit visible sur suffisamment de classes.

6.4.2 Réflexion sur la méthode

On souhaite déterminer le niveau de bruit avec la meilleure précision possible. *A priori*, il paraît évident qu'il faut pour cela choisir le risque α le plus faible possible. Mais, pour bien faire ce choix il faut faire un rappel du concept des tests statistiques afin de mieux cerner les hypothèses sous-entendues par ce test. Ces hypothèses sont :

H_0 : Tous les éléments restant dans le spectre sont du bruit blanc.

H_1 : Certains des éléments restant dans le spectre sont du signal correspondant aux précipitations.

Lorsque l'on fait le test, une seule de ces deux hypothèses est vraie. Selon l'hypothèse vraie dans la situation considérée, le test peut donc produire quatre résultats différents résumés dans le Tableau III.1. Ce Tableau montre que l'on souhaite non seulement maximiser le niveau de confiance $1-\alpha$ (accepter H_0 lorsqu'elle est vraie) mais également la puissance $1-\beta$ du test (rejeter H_0 lorsqu'elle est fausse). Le problème est que, même si les deux risques ne sont pas directement liés, lorsque l'on minimise le risque α, le

Tab. III.1 – Résultats du test de Kolmogorov-Smirnov et leurs probabilités. La probabilité α est le risque de rejeter H_0 à tort, c'est le risque de première espèce. À l'opposé, la probabilité β est le risque d'accepter H_0 à tord, c'est le risque de deuxième espèce. Par ailleurs, la probabilité $1-\alpha$ est le niveau de confiance et la probabilité $1-\beta$ s'appelle la puissance du test.

	H_0 vraie (probabilité)	H_1 vraie (probabilité)
H_0 acceptée	bonne décision (1-α)	erreur (β)
H_1 rejetée	erreur (α)	bonne décision (1-β)

risque β augmente inévitablement, en particulier lorsque le nombre d'échantillons est faible (Ferignac, 1962). Le problème n'est donc pas aussi simple que ce que l'on pouvait croire *a priori* car, en choisissant un niveau de confiance $1-\alpha$ plus élevé, on est de plus en plus certain de conclure qu'il ne reste plus que du bruit lorsque c'est le cas, mais on a également plus de chances de conclure qu'il ne reste plus que du bruit lorsque qu'il reste encore un signal dû aux précipitations. Donc, pour choisir un niveau de confiance $1-\alpha$ adapté, il faut également prendre en compte la puissance du test $1-\beta$.

À l'aide des travaux de Massey (1951) et (Ferignac, 1962), il est possible de calculer les valeurs de β pour quelques valeurs de α dans nos conditions d'application du test KS. Lorsqu'il reste du signal dû aux précipitations, l'écart maximum T est grand, ce qui implique que la puissance du test $1-\beta$ est très bonne quel que soit le niveau de confiance $1-\alpha$ choisi. En revanche, lorsqu'il ne reste plus que du bruit dans le spectre, l'écart T est très faible et comme on est en présence d'effectifs assez limités (surtout avec des spectres de précipitation larges qui obligent d'éliminer beaucoup d'éléments), quel que soit le niveau de confiance $1-\alpha$ choisi, la puissance du test $1-\beta$ diminue jusqu'à des valeurs aussi faibles que 0.15. La puissance $1-\beta$ diminue tout de même moins vite lorsque le niveau de confiance $1-\alpha$ n'est pas trop contraignant. On porte donc le choix de α sur une valeur intermédiaire égale à 0.01. Néanmoins, cette étude montre que les effectifs en question atteignent la valeur minimale permettant d'appliquer le test de Kolmogorov-Smirnov. Un spectre ayant une meilleure résolution ou étant plus large (avec un plus grand nombre de classes, 128 classes permettant d'effectuer une transformée de Fourier rapide (ou Fast Fourier Transformation en anglais), par exemple) donnerait lieu à un niveau de confiance meilleur tout en gardant une puissance de test élevée, et donc une meilleure précision sur la détection du niveau de bruit. Dans les conditions actuelles avec $\alpha = 0.01$, on est pratiquement certain de conclure qu'il ne reste plus que du bruit dans le spectre lorsque c'est vrai, mais il y a un risque important que l'on tire également cette conclusion alors qu'il reste du signal. Ceci a pour effet de régulièrement surestimer le niveau de bruit, en particulier en cas de spectre intense et large, mais dans ce cas, le niveau de bruit surestimé est toujours inférieur au niveau du signal de plusieurs ordres de grandeur (Peters et al., communications personnelles). On comprend alors qu'une surestimation du niveau de bruit aura peu d'impact, alors qu'une sous-estimation peut produire de fortes concentrations de petites gouttes qui auront un effet rédhibitoire sur le traitement des données (voir Section 6.1). C'est pour cela que la valeur α a été choisie de façon à légèrement surestimer le niveau de bruit.

6.4.3 Exemples de l'application de la méthode

Les Figures III.2 et III.3 montrent des exemples de l'application de la méthode Urkowitz sur des spectres obtenus avec le MRR. Les Figures III.2a et b montrent l'évolution de la valeur T (Équation III.8) issue du test KS en fonction du nombre d'éléments restants dans le spectre, de 64 (le nombre de classes contenues dans le spectre) à 0. Les valeurs de T se lisent donc de droite à gauche. Étudions en détail leur comportement dans la Figure III.2a correspondant au spectre de la Figure III.3a. Elles sont d'abord élevées (environ 5) et sont assez stables jusqu'à ce qu'il ne reste plus que 50 classes dans le spectre. Cette stabilité s'explique par le fait que les classes enlevées en premier correspondent toutes au spectre des précipitations et ont sensiblement les mêmes valeurs. Le retrait de la valeur la plus haute a donc peu d'effet. En revanche, dès qu'il reste peu de classes correspondant au signal des précipitations, le fait d'en enlever une va considérablement faire diminuer la valeur de T : c'est le cas pour les valeurs du nombre de classes allant de 50 à 35 environ. En-dessous de 30 classes, il ne reste plus que des classes correspondant au bruit et qui ont donc des valeurs très proches les unes des autres. Les valeurs de T redeviennent donc très stables jusqu'à ce qu'il n'y ait plus aucune classe dans le spectre. Le niveau de confiance $1 - \alpha$ choisi n'a aucune influence sur le calcul de T, en revanche, c'est lui qui permet de déterminer le seuil $w_{1-\alpha}$ indiquant si on a atteint le niveau de bruit (Équation III.9). Les valeurs de ce seuil pour différentes valeurs de α sont également tracées sur la Figure III.2a. Lorsque la valeur de T devient inférieure au seuil correspondant au niveau de confiance choisi, on considère que les éléments restant dans le spectre correspondent au bruit. On voit donc que, même si cela peut paraître contradictoire, plus on augmente le niveau de confiance (1-α), plus il y a d'éléments inclus dans le bruit : en réalité, comme on l'a vu dans le paragraphe précédent, l'augmentation du niveau de confiance diminue le risque α de conclure qu'il reste encore un signal dû aux précipitations alors qu'il ne reste plus que du bruit mais augmente le risque β de conclure qu'il ne reste plus que du bruit alors qu'il reste encore un signal dû aux précipitations. Par ailleurs, il faut noter que l'Équation III.9 reliant le seuil $w_{1-\alpha}$ au niveau de confiance est valable pour un nombre d'échantillons N élevé ($N > 36$), or on voit bien sur la Figure III.2a que la méthode s'arrêtera à des valeurs proches de 36, et même inférieures. Cela n'aurait que très peu d'importance dans le cas présent, mais dans le cas d'un spectre de précipitations plus large, l'idéal serait d'utiliser la table du test KS pour calculer le seuil $w_{1-\alpha}$ en fonction de N pour des petits effectifs.

La Figure III.3a présente le spectre en fréquence sur lequel la méthode a été appliquée dans la Figure III.2a. On voit que ce spectre a une forme régulière et que notamment, le bruit autour du spectre est bien stable et fluctue peu. Ce spectre est donc adapté pour étudier le comportement de la méthode dans des conditions idéales. Sur cette Figure sont aussi affichés les différents niveaux de bruit, correspondant à la moyenne des éléments restants dans le spectre selon le niveau de confiance choisi. En réalité, le niveau de confiance a peu d'importance dans le cas présent puisque les niveaux de bruit déterminés sont très proches et se distinguent difficilement. Pour ce spectre presque idéal, la méthode de Urkowitz et al. (1994) donne une très bonne estimation du niveau de bruit.

À l'opposé, les Figures III.2b et III.3b montrent l'application de la méthode sur un spectre beaucoup moins commode où le bruit est variable au point que l'on peut se demander si c'est réellement un bruit blanc, et si ce signal n'est pas perturbé par une

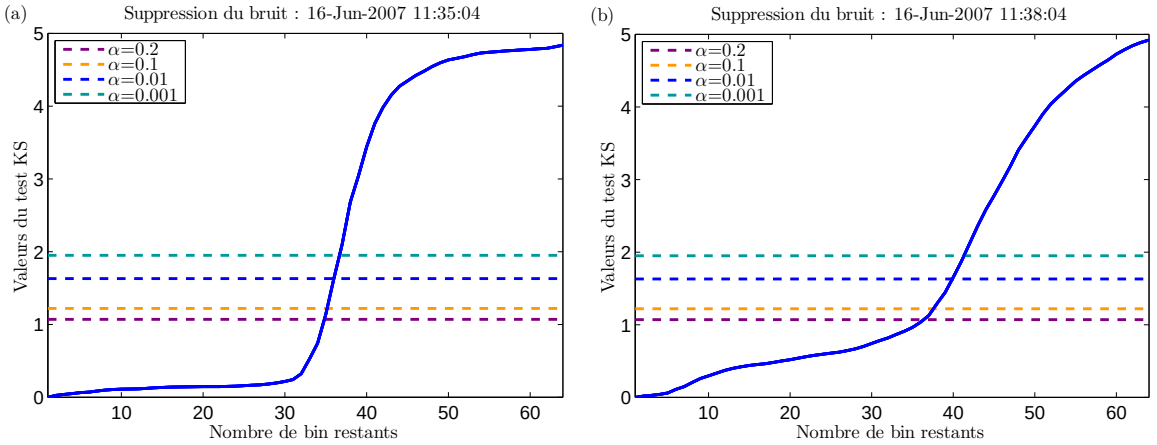

Fig. III.2 – Application de la méthode de Urkowitz et al. (1994) dans le cas où le bruit est plutôt stable (a) ou fluctuant (b) et limites correspondant aux différentes valeurs du niveau de confiance $1 - \alpha$.

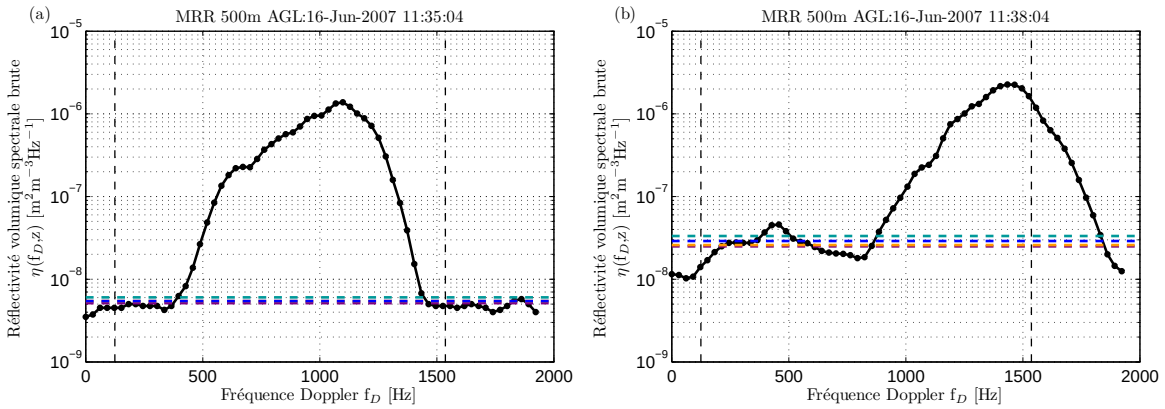

Fig. III.3 – Niveau du bruit détecté avec la méthode de Urkowitz et al. (1994) dans le cas où il est plutôt stable (a) ou fluctuant (b) selon différentes valeurs du niveau de confiance $1 - \alpha$.

source extérieure (un nuage par exemple). Dans ce cas, le comportement de T sur la Figure III.2b est beaucoup moins net et, quel que soit le niveau de confiance choisi, lors de la soustraction du niveau de bruit au spectre, certains éléments du bruit seront conservés (autour de 500 Hz). Néanmoins, l'estimation du bruit moyen est bonne quel que soit le niveau de confiance. Le choix de la valeur intermédiaire $1 - \alpha = 0.99$ est confirmé par ces résultats.

On s'aperçoit sur ce type de spectres qu'il serait plus judicieux de déterminer le niveau de bruit à grande distance, là où le signal n'existe plus, comme cela est fait classiquement. C'est malheureseuement impossible avec le MRR puisque sa portée est relativement courte, et si des précipitations sont observées, c'est généralement le cas jusqu'à la portée maximale du radar.

6.5 Étude comparative des différentes méthodes

Afin de vérifier l'efficacité de ces différentes méthodes et de choisir la meilleure, on a comparé leur comportement sur divers spectres. Les Figures III.4a, c et e illustrent l'application des différentes méthodes sur les spectres représentés dans les Figures III.4b, d et f, respectivement. Les courbes des Figures III.4a, c et e représentent les variations des tests R_1 et R_2 de la méthode de Hildebrand et Sekhon (1974), du rapport R des variances pour la méthode de METEK (2005) et du résultat T du test KS pour la méthode de Urkowitz et al. (1994), en fonction du nombre d'éléments restants dans le spectre. Les lignes en pointillés représentent les seuils correspondant aux méthodes, en bleu (à l'ordonnée 1) pour les rapports R, R_1 et R_2, et en rouge pour le test T de KS avec le risque $\alpha = 0.01$.

Le comportement des quatre méthodes lorsque le nombre de classes restantes diminue est similaire pour les trois spectres étudiés et peut être généralisé :

Méthode de Hildebrand et Sekhon (1974) (R_1) : Le rapport R_1 passe plusieurs fois le seuil 1 dans les deux sens, ce qui n'est pas prévu par la théorie. Une estimation convenable du bruit semble être de détecter quand il passe d'une valeur inférieure à l'unité à une valeur supérieure pour la première fois. Malheureusement, ce test n'est pas fiable et, quand le comportement de R_1 n'est pas simple, il risque de conduire à des erreurs. Par exemple, dans le cas du troisième spectre, le niveau de bruit retrouvé est beaucoup trop élevé parce que R_1 passe à une valeur légèrement inférieure à l'unité autour d'un nombre d'éléments restants dans le spectre égal à 53.

Méthode de Hildebrand et Sekhon (1974) (R_2) : Comme prévu par la théorie, le rapport R_2 commence avec des valeurs inférieures à l'unité et finit avec des valeurs supérieures. Mais, à l'exception du premier spectre, le passage par la valeur 1 est beaucoup trop tardif. Cette méthode sous-estime donc largement le niveau de bruit.

Méthode de METEK (2005) (R) : Le rapport des variances R démarre avec une valeur proche mais inférieure à l'unité. Après la suppression des premiers éléments, R commence par diminuer puis ré-augmente à la suppression des éléments proches du niveau de bruit. Malheureusement, R approche souvent la valeur 1 sans forcément l'atteindre et ainsi, le niveau de bruit est largement sous-estimé pour le deuxième et le troisième spectre. Donc, la difficulté pour ce test réside dans le fait de décider de combien doit approcher R de l'unité pour considérer l'on a atteint le niveau de bruit. Ce test n'est donc pas réellement applicable.

Méthode de Urkowitz et al. (1994) (T) : Le test de KS est la méthode qui donne les variations les plus nettes pour les trois spectres considérés. Son comportement a déjà été décrit dans le paragraphe sur la description du test. L'estimation du niveau de bruit est bonne pour les trois cas considérés.

Pour résumer, le test R_2 de Hildebrand et Sekhon (1974) sous-estime le niveau de bruit (cette méthode étant la seule qui fait l'hypothèse que le bruit doit être Gaussien, sa défaillance montre que cette hypothèse n'est peut-être pas valide) et la méthode de METEK (2005) présente des difficultés techniques, tandis que le test R_1 de Hildebrand et Sekhon (1974) et la méthode de Urkowitz et al. (1994) fournissent pratiquement les même estimations mais la méthode de Urkowitz et al. (1994) est moins sensible aux

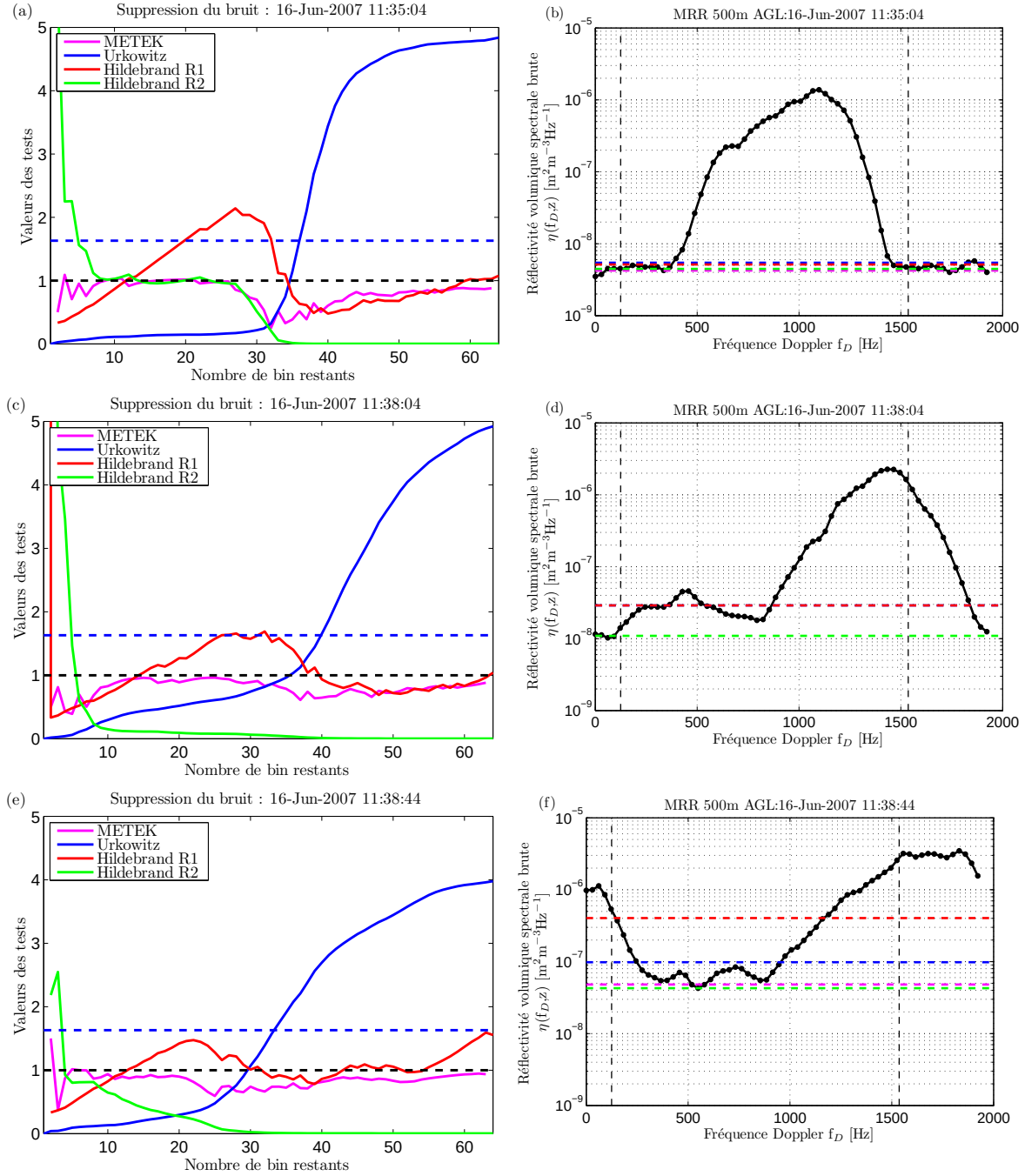

Fig. III.4 – Application des différentes méthodes de détection du bruit ((a), (c) et (e)) et niveaux de bruit correspondant ((b), (d) et (f)) pour différents cas où le bruit est plus ou moins fluctuant.

oscillations et est donc plus régulière. À la vue de ces résultats, il apparaît évident que la méthode de Urkowitz et al. (1994) est la plus adaptée.

Néanmoins, on a montré que lorsque le bruit fluctue beaucoup, même le niveau de bruit déduit avec la méthode de Urkowitz et al. (1994) peut être trop faible pour éliminer tout le bruit autour du spectre de précipitation. Comme la réflectivité correspondante à ce bruit est faible, ce signal n'a que peu d'influence sur la déduction de la distribution de gouttes pour les gros diamètres. En revanche, comme le coefficient de rétrodiffusion d'une petite goutte est très faible, ce signal peut conduire à des concen-

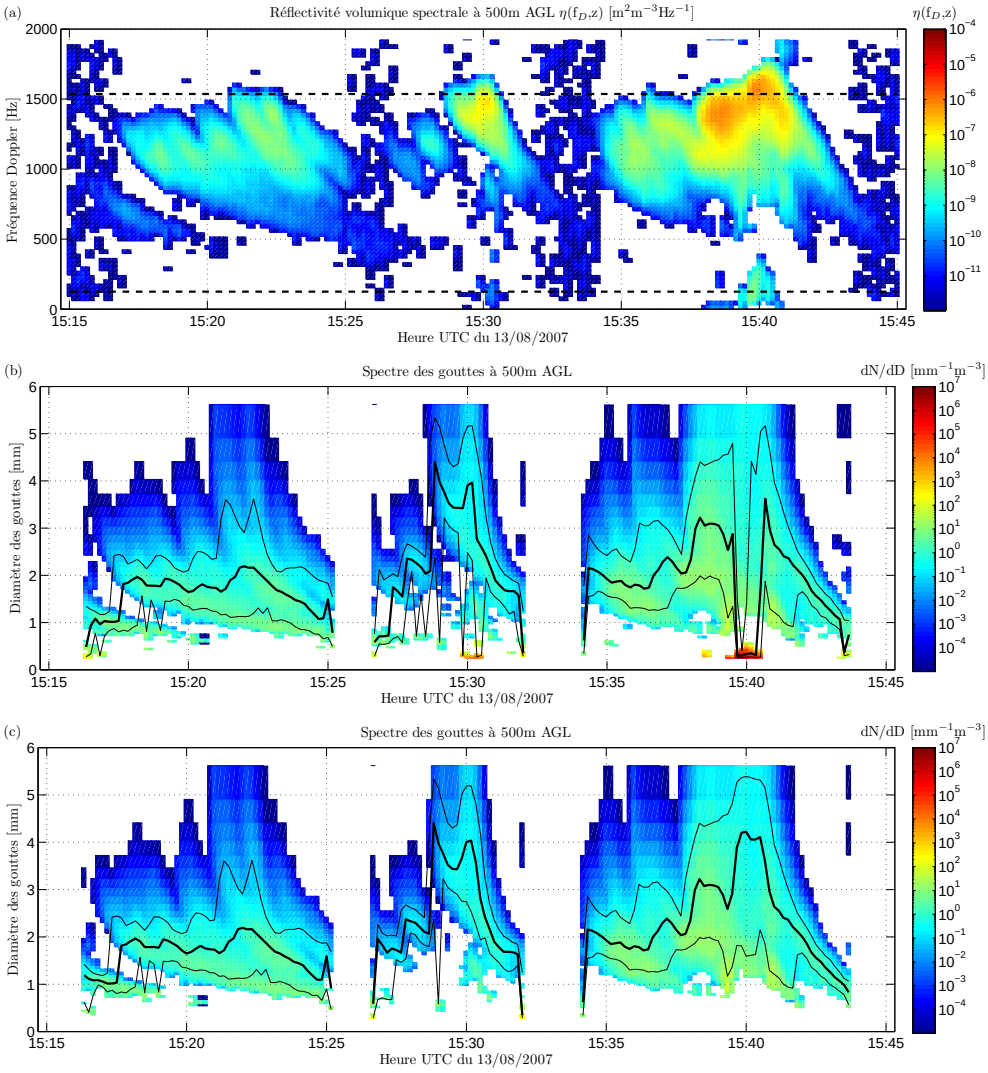

Fig. III.5 – Cas de précipitations présentant des problèmes de la fluctuation du bruit : évolutions de la réflectivité spectrale avant la suppression du bruit (a), de la distribution de gouttes (b), et de la distribution de gouttes où un test a permis de supprimer ces fluctuations (c).

trations très importantes et erronées de petites gouttes qui auront une forte influence sur la déduction des paramètres des précipitations. Un test basé sur le nombre de mesures consécutives supérieures au niveau de bruit et sur la concentration en gouttes correspondante a donc été ajouté afin d'éliminer ces fluctuations du signal.

La Figure III.5 présente l'efficacité de ce test sur un cas où la détection du bruit pose problème. Avant la suppression du bruit, la réflectivité spectrale paraît anormalement élevée en dehors du spectre de précipitation autour de 200 Hz vers 15h30 et 15h40, certainement à cause d'une perturbation extérieure ponctuelle (Figure III.5a). Ce bruit anormal ne peut pas être éliminé par la méthode de Urkowitz et al. (1994) et produit des concentrations irréalistes (jusqu'à 10^6 mm^{-1} m^{-3}) de gouttes de diamètre inférieur à 0.5 mm (Figure III.5b). Ces grandes concentrations perturbent largement le spectre, par exemple, le calcul du diamètre médian D_0 de la distribution est complètement faussé pendant ces périodes là. La plupart de ces perturbations peuvent être éliminées en détectant les zones où des mesures supérieures au bruit conduisent à des concentrations

en gouttes supérieures à 10^8 et 10^6 mm^{-1} m^{-3} sur moins de 15 classes et 12 classes consécutives, respectivement (Figure III.5c). Il reste bien sûr quelques éléments du bruit qui ne peuvent pas être éliminés de cette façon (vers 15h20, 15h27 et 15h29), mais dont la valeur est trop faible pour perturber le spectre de manière significative : le diamètre médian D_0 ne présente plus de fortes discontinuités.

7 Amélioration du calcul de l'atténuation par les précipitations

Comme indiqué dans la Section 3.2.2, c'est la méthode de Hildebrand (1978) qui était initialement utilisée pour corriger les données MRR de l'atténuation due aux précipitations. On a vu dans la Section 2.2.3 que cette méthode a été développée dans le but d'éviter les problèmes d'instabilité de la méthode de Hitschfeld et Bordan (1954) en cas de forte atténuation. Mais, Peters et al. (2010) signalent que ces deux méthodes sont basées sur l'hypothèse non appropriée de l'homogénéité des *mesures*, et qu'ainsi, c'est finalement la méthode de Hildebrand (1978) qui est la plus instable.

En effet, l'intégration utilisée pour la méthode de Hitschfeld et Bordan (1954) (Équation I.38) et reprise dans la méthode de Hildebrand (1978) (Équation I.39) implique que le coefficient d'atténuation est connu avec une résolution en distance infinitésimale. En réalité, les mesures sont des moyennes sur la résolution radiale du radar. Comme l'atténuation effective à l'intérieur de cet intervalle de résolution n'est pas linéaire, la représentativité de cette valeur moyenne dans l'évaluation de l'intégrale I.38 sur l'intervalle n'est pas évidente. Peters et al. (2010) démontrent que le choix habituel de la placer au milieu de cet intervalle (à la manière d'une intégration par la méthode des trapèzes) bien que proche de la valeur exacte, peut produire un biais faible mais qui s'accumule avec la distance au radar. En fait, toute valeur fixe conduit à une correction d'atténuation biaisée : la position exacte dépend de l'atténuation totale dans l'intervalle considéré. De plus, ces deux méthodes supposent que les quantités *mesurées* sont homogènes sur l'intervalle de résolution mais, comme l'atténuation augmente à l'intérieur de cet intervalle, ceci n'est pas compatible avec l'hypothèse généralement admise que le volume de résolution est rempli de manière homogène. Peters et al. (2010) montrent qu'à cause de cette contradiction, la méthode de Hildebrand (1978) provoque une surestimation de l'atténuation qui s'accumule avec la distance au radar et empêche même l'algorithme de converger lorsque l'atténuation est trop forte. Cette méthode peut donc se retrouver inefficace même dans des cas de précipitation modérés. Par ailleurs, pour les mêmes raisons, l'expression de la méthode de Hitschfeld et Bordan (1954) n'est pas valide et même si le biais engendré est faible, Peters et al. (2010) proposent une expression exacte en se basant sur de meilleures hypothèses d'homogénéité. La démonstration est détaillée dans le paragraphe suivant.

On a vu dans la Section 3.2.2 que, pour corriger l'atténuation dans les données du MRR, le coefficient d'atténuation est déduit de la distribution de gouttes. C'est pourquoi Peters et al. (2010) préfèrent appliquer l'expression de Hitschfeld et Bordan (1954) (Équation I.32) à la distribution de gouttes plutôt qu'au facteur de réflectivité radar. En effet, le facteur d'atténuation est indépendant du diamètre et peut donc être ajouté ou retiré de l'intégrale reliant le facteur de réflectivité radar à la distribution de gouttes (Équation I.17). De plus, en partant de l'hypothèse que la distribution

de gouttes réelle $N(D)$ est homogène dans la porte de distance considérée, alors la distribution de gouttes atténuée $N_a(D,x)$ dépend de la distance x et est définie par $N_a(D,x) = N(D)\exp(-2kx)$, où k est le coefficient d'atténuation dans cette porte. La distribution de gouttes mesurée est alors la moyenne (indiquée par les symboles $\langle\rangle$) de $N_a(D,r)$ sur la longueur de la porte. Par exemple, si on considère la première porte qui va de $x = 0$ à $x = \Delta r$:

$$\langle N_a(D)\rangle = \frac{1}{\Delta r}\int_0^{\Delta r} N_a(D,x)\,dx = N(D)\frac{1-\exp(-2k\Delta r)}{2k\Delta r}. \tag{III.10}$$

Alors, l'atténuation moyenne calculée à partir de $\langle N_a(D)\rangle$ est

$$\langle k_a\rangle = \int_0^{\infty} \sigma_e(D)\langle N_a(D)\rangle\,dD = k\frac{1-\exp(-2k\Delta r)}{2k\Delta r}. \tag{III.11}$$

On peut donc retrouver la distribution de gouttes réelle $N(D)$ à partir des observations moyennes en combinant les Équations III.10 et III.11 suivant :

$$N(D) = \langle N_a(D)\rangle\frac{k}{\langle k_a\rangle}. \tag{III.12}$$

De plus, il est possible de déterminer l'expression de k à partir de l'Équation III.11 :

$$k = -\frac{\ln(1-2\langle k_a\rangle\Delta r)}{2\Delta r}. \tag{III.13}$$

Ainsi, en insérant cette expression de k dans l'Équation III.12, on peut déterminer l'expression exacte de $N(D)$ en fonction des variables observées uniquement :

$$N(D) = -\langle N_a(D)\rangle\frac{\ln(1-2\langle k_a\rangle\Delta r)}{2\langle k_a\rangle\Delta r}. \tag{III.14}$$

De manière similaire, si on détermine le coefficient d'atténuation à partir du facteur de réflectivité radar en utilisant une loi de puissance telle que l'Équation I.33 comme c'est le cas avec un radar qui n'est pas à visée verticale, on peut déterminer similairement l'expression exacte du facteur de réflectivité radar en fonction des variables observées : il faut alors utiliser l'Équation classique de Hitschfeld et Bordan (1954), fonction du facteur de réflectivité radar, et on obtient une expression semblable à l'Équation III.14 mais pour le facteur de réflectivité radar, et faisant intervenir l'exposant de la loi $Z-k$.

En appliquant cette expression exacte sur un cas de précipitations stratiformes de plusieurs heures mesuré avec un MRR, Peters et al. (2010) ont trouvé qu'à une altitude de 1000 m au-dessus du radar, la méthode de Hitschfeld et Bordan (1954) peut sous-estimer le taux de précipitation de 3 dB pour des taux de précipitation supérieurs à 10 mm h^{-1}. Il est alors évident que le biais introduit par la méthode de Hitschfeld et Bordan (1954) n'est pas négligeable et que c'est donc ce nouvel algorithme (SIBO) qui doit être utilisé.

8 Effet du vent vertical - Détection du repliement spectral

Dans cette Section, nous étudierons l'effet du vent vertical sur les mesures du MRR, afin d'examiner son influence sur la restitution des paramètres des précipitations, d'une

manière théorique (Section 8.1) et sur une étude de cas où l'on verra que, comme la gamme de vitesses analysées par le MRR est assez étroite (0 a 12 m s^{-1} seulement), dans les cas les plus extrêmes où le vent vertical est important, ceci peut conduire à un repliement du spectre mesuré qui peut être facilement détecté (Section 8.2). Enfin, nous finirons par la description de la fréquence d'apparition de ces cas de repliement spectral (Section 8.3).

8.1 Effet du vent vertical sur les mesures MRR d'un point de vue théorique

Peters et al. (2005) ont montré d'un point de vue à la fois théorique et expérimental, que, tant que le vent vertical n'est pas trop important, les mesures du MRR moyennées sur des intervalles de 1 min fournissent une bonne estimation de la distribution de gouttes et des paramètres des précipitations. Néanmoins, dans cette Section, on décide d'examiner l'effet du vent vertical sur l'exploitation des mesures MRR de manière théorique, mais avec une approche différente. Pour cela, on choisit de reprendre le spectre étudié dans la Section 6 car il est issu d'un cas où le vent vertical peut être considéré comme négligeable.

8.1.1 Effet sur le spectre de réflectivité

La Figure III.6a présente le spectre original en trait continu noir et ce même spectre s'il avait été mesuré en présence de différentes intensités de vent vertical, de -6 à +6 m s^{-1} (voir la légende de la Figure III.6b). Le vent vertical s'ajoute (ou se retranche) de manière uniforme à la vitesse de chute de toutes les gouttes et produit une simple translation du spectre de réflectivité. Pour rester conforme à la convention adoptée pour les vitesses de chute des gouttes, on choisit un vent descendant comme vitesse positive. La Figure III.6a montre qu'un vent même modéré (-3 et +3 m s^{-1}) peut faire sortir une grande partie du spectre de la gamme de vitesses analysées (correspondant à l'altitude de la mesure) délimitée par les lignes pointillées verticales à 0.8 et 9.6 m s^{-1}.

De plus, lorsque le vent devient plus important, la vitesse de chute apparente des gouttes peut se retrouver inférieure ou supérieure aux vitesses minimum ($v_{D_{min}}$=0 m s^{-1}) et maximum ($v_{D_{max}}$=12.3 m s^{-1}) mesurées par le MRR : c'est le cas avec ce spectre, pour des vitesses de vent de -6 et +6 m s^{-1}, respectivement. Dans ces situations, on obtient un repliement spectral. En effet, lors de l'exploitation des mesures du MRR, le spectre produit par la seconde transformée de Fourier (voir Section 3.2.1) est périodique avec une période $v_{D_{max}}$. Ainsi, si le spectre fondamental contient des valeurs à des vitesses supérieures à $v_{D_{max}}$, les valeurs correspondantes de la réplique de ce spectre, comprises entre les fréquences $-v_{D_{max}}$ et 0 m s^{-1}, seront en réalité supérieures à 0 m s^{-1} et mélangées avec la partie inférieure du spectre fondamental. Ce repliement est visible sur la Figure III.6a pour le spectre correspondant à une vitesse de vent de +6 m s^{-1}. De la même manière, si un spectre contient des valeurs à des vitesses inférieures à $v_{D_{min}}$ (c'est-à-dire, si les vitesses de chute apparentes sont positives), comme c'est le cas pour le spectre correspondant à une vitesse de vent de -6 m s^{-1}, alors ces valeurs se replient sur la partie supérieure du spectre. En général, en traitement du signal, il est absolument nécessaire d'éviter un repliement spectral car, on est alors incapable de distinguer la partie repliée des valeurs du spectre original. Dans le cas du

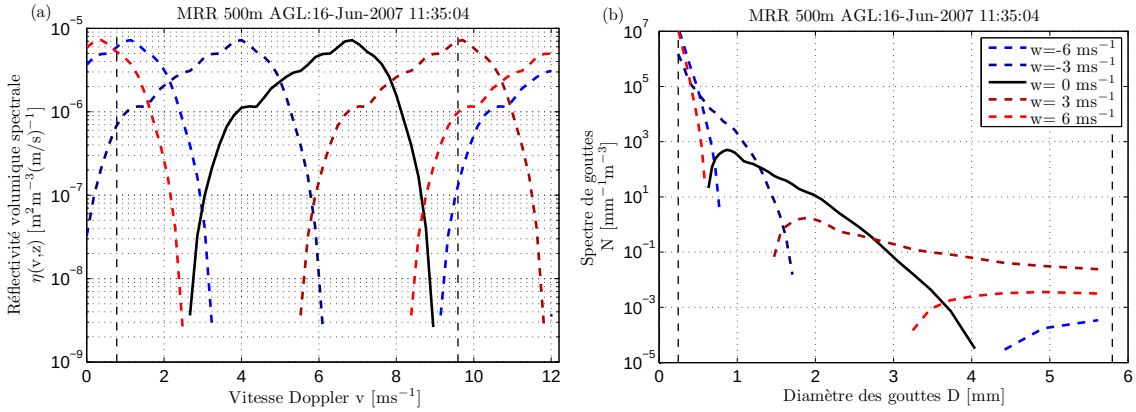

Fig. III.6 – Influence d'un vent vertical ascendant ou descendant sur le spectre de réflectivité radar mesuré (a) et sur la distribution de gouttes déduite (b). Plusieurs intensités de vent (de -6 à +6 m s^{-1}, voir légende dans le graphe (b)) sont appliquées à un spectre de réflectivité radar réel mesuré lors d'un cas de précipitations où le vent vertical est négligeable.

MRR, le spectre de réflectivité ne peut pas être aussi large que la gamme de vitesses mesurées, la partie du spectre qui se replie ne se mélange donc qu'avec du bruit et il est donc possible de retrouver le vrai spectre de précipitation, à condition d'être également capable d'estimer convenablement l'intensité du vent vertical.

8.1.2 Effet sur la distribution de gouttes

Les distributions de gouttes déduites de ces différents spectres sont présentées dans la Figure III.6b avec le même code de couleur. Cette Figure montre que les distributions de gouttes se déplacent le long d'une courbe de la forme de l'inverse de la section de rétrodiffusion radar (Figure III.1c). Ainsi, pour des intensités modérées, comme un vent descendant s'ajoute à la vitesse de chute des gouttes, ceci conduit à une surestimation du diamètre des gouttes combinée à une sous-estimation de leur nombre, et inversement pour un vent ascendant. En particulier, à cause de la valeur très élevée de la section de rétrodiffusion radar des gouttes de diamètres très faibles, un vent ascendant, même modéré (-3 m s^{-1}), peut être très néfaste car il peut conduire à de très fortes concentrations de petites gouttes (jusqu'à 10^7 mm^{-1} m^{-3}). Or, ces concentrations irréalistes ont une forte influence sur la forme d'une distribution de gouttes moyenne, même si cette moyenne est faite sur une longue période. Par ailleurs, lorsqu'un vent descendant est suffisamment fort pour produire un repliement du spectre qui atteint la gamme de vitesse analysée (par exemple +6 m s^{-1} pour le spectre considéré), la partie repliée se retrouve d'abord dans cette même gamme de diamètres et conduit de la même façon a des concentrations de gouttes irréalistes. Enfin, l'observation générale de cette Figure montre que la moyenne des distributions de gouttes obtenues sans corriger un éventuel vent vertical (ascendant ou descendant), risque d'aboutir à une distribution de gouttes de forme globalement concave, de la même façon que si le bruit était sous-estimé (Section 6).

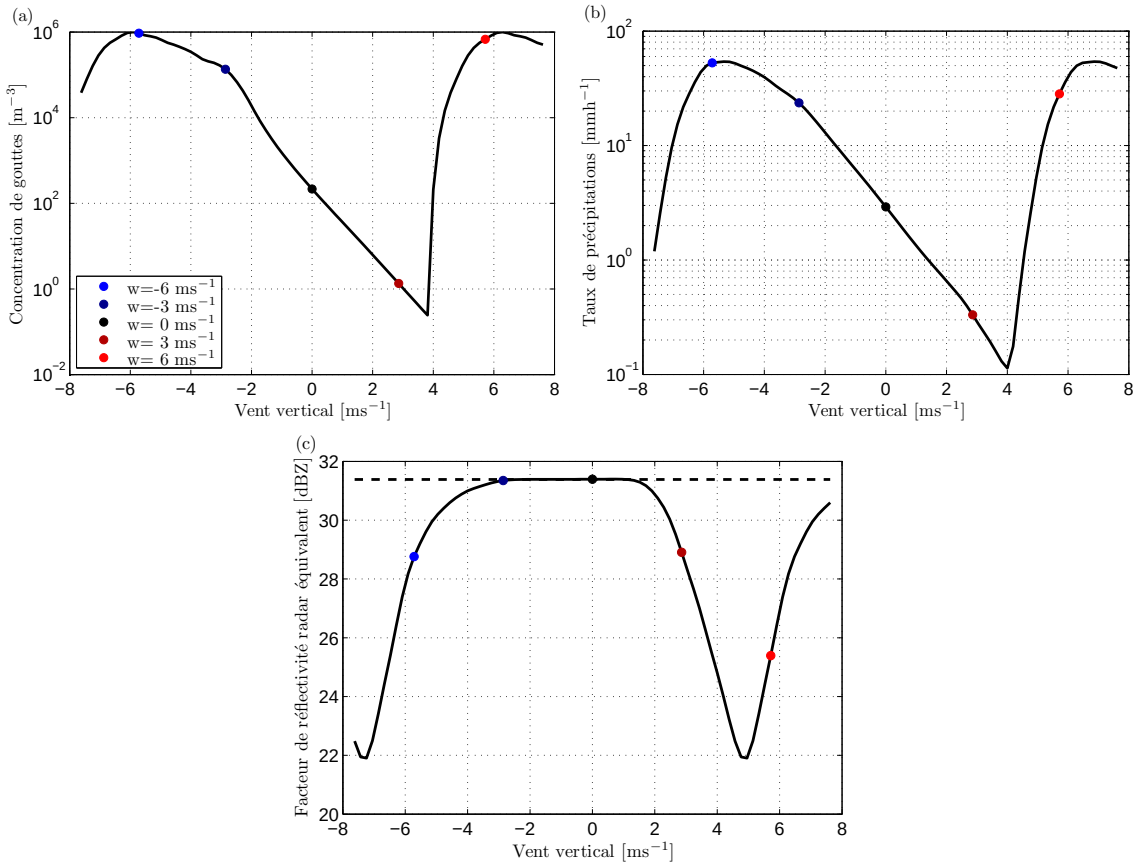

Fig. III.7 – Influence d'un vent vertical ascendant ou descendant sur certains des paramètres restitués par le MRR comme la concentration de gouttes (a), le taux de précipitation (b) et le facteur de réflectivité radar équivalent (c). Les intensités de vent appliquées au spectre de la Figure III.6 sont rappelées en utilisant le même code de couleur (voir légende dans le graphe (a)). La ligne pointillée horizontale (c) représente le facteur de réflectivité directement déduit en intégrant le spectre de réflectivité sur toute la gamme de vitesses mesurées par le MRR.

8.1.3 Effet sur les paramètres des précipitations

La Figure III.7 montre les variations de la concentration de gouttes III.7a, du taux de précipitation III.7b et du facteur de réflectivité radar équivalent III.7c déduits de la distribution de gouttes retrouvée en fonction d'un vent vertical allant de -8 à +8 m s^{-1}. Les valeurs correspondant précisément aux distributions de gouttes dessinées dans la Figure III.6 sont indiquées par les points, en gardant le même code de couleur (légende de la Figure III.7a).

Tout d'abord, il faut noter que ces variations se font sur plusieurs ordres de grandeur aussi bien pour la concentration que pour le taux de précipitation. Ces variations sont un peu plus faibles pour le facteur de réflectivité radar [(2)]. De plus, il est visible que ces variations forment un cycle. En effet, la gamme de vitesses mesurée par le MRR ayant une largeur de 12.3 m s^{-1}, les variations des paramètres pour des valeurs absolues de vitesses supérieures à 6.15 m s^{-1} sont la répétition de la partie centrale. Ainsi, comme

(2). Pour le facteur de réflectivité radar, une variation de 10 dBZ correspond exactement à un ordre de grandeur en mm^6 m^{-3}.

le spectre se replie, un vent extrême d'exactement 12.3 m s^{-1} ne se distinguerait pas du spectre original.

a) Concentration des gouttes

Concentrons-nous tout d'abord sur la Figure III.7a. On s'aperçoit que la concentration en gouttes diminue progressivement lorsque le vent vertical *descendant* augmente. Ceci s'explique grâce à la Figure III.6b : par exemple, pour un vent vertical passant de 0 à +3 m s^{-1}, la partie de spectre qui apparaît à droite du spectre réel montre des concentrations beaucoup plus faibles que la partie du spectre réel qui disparaît à gauche. Or, même si la partie qui apparaît est plus large (à cause de la relation non linéaire entre la vitesse de chute et le diamètre), l'effet global est que la concentration totale diminue. Mais, dès que le vent vertical est assez fort pour que le spectre se replie dans la gamme de vitesse analysée, on obtient une augmentation soudaine du nombre de petites gouttes qui compense largement la diminution du nombre de gouttes plus grosses. Si le vent descendant augmente encore, lorsque le maximum du spectre atteint la limite basse de la gamme de vitesses analysées (pour un vent d'environ +6.2 m s^{-1}), la concentration en gouttes atteint alors sa valeur maximale. Ensuite, la concentration diminue de nouveau jusqu'à la fin du cycle et que l'on retrouve la même valeur que celle correspondant au spectre réel. Il est bien sûr évident qu'une description similaire peut être faite avec un vent ascendant, le cycle étant alors parcouru dans le sens inverse.

b) Taux de précipitation

Une description semblable des variations du taux de précipitation (Figure III.7b) peut être faite. Les seules différences notables sont que la variation globale est beaucoup plus faible (trois ordres de grandeur au lieu de six) et que l'augmentation soudaine du taux de précipitation lorsque le spectre se replie dans la gamme de vitesse analysée intervient pour un vent vertical descendant légèrement plus élevé (4 m s^{-1} au lieu de 3.8 m s^{-1}). Ces différences sont dues au fait que le taux de précipitation est moins sensible au nombre de gouttes que la concentration. En effet, en considérant que la relation entre la vitesse de chute et le diamètre des gouttes est une exponentielle (voir les trois exemples du Tableau I.1), on peut faire l'approximation que le taux de précipitation est approximativement le moment d'ordre 3.6 de la distribution de gouttes (alors que la concentration est le moment d'ordre 0). Ainsi, le taux de précipitation est plus influencé par la partie du spectre où les diamètres sont importants. Les concentrations irréalistes des très petites gouttes ont donc moins d'impact et il faut un plus grand nombre de petites gouttes pour compenser la diminution des gouttes de diamètre plus important.

c) Facteur de réflectivité radar équivalent

La description des variations du facteur de réflectivité radar équivalent (Figure III.7c) est un peu différente : le facteur de réflectivité radar équivalent peut se déduire directement de l'intégrale du spectre de réflectivité mesuré par le MRR. Cette valeur est indépendante du vent vertical et correspond à la ligne horizontale en pointillés affichée sur la Figure. La déduction de la distribution de gouttes à partir de la réflectivité radar et le calcul du facteur de réflectivité radar équivalent à partir de la distribution de gouttes sont deux opérations inverses (à l'intégration sur les diamètres près). Ainsi, le

facteur de réflectivité radar calculé à partir de la distribution de gouttes (ligne continue) devrait être égal à la valeur déduite directement du spectre de réflectivité. Or, ce n'est le cas que pour des valeurs comprises entre -3 et +1 m s^{-1}. En réalité, la différence observée pour des vents d'intensité supérieure est due au fait qu'une partie du spectre sort de la gamme de vitesse analysée.

Ainsi contrairement à ce qu'ont conclu Peters et al. (2005), cette étude montre *de manière théorique* que le vent vertical a une forte influence sur les mesures du MRR : même un vent d'environ 1 m s^{-1} a des effets visibles sur le forme de la distribution de gouttes et les valeurs des paramètres des précipitations. En dehors des précipitations stratiformes pour lesquelles il est connu que le vent vertical est faible, les données du MRR doivent donc être utilisées avec précautions puisque, jusqu'à présent, aucune méthode n'existe pour corriger les données en cas de fort vent vertical. La question qui en découle est de savoir si de tels vents verticaux s'observent fréquemment et s'ils sont présents sur des périodes assez longues pour perturber les données moyennes du MRR. Nous allons donc maintenant décrire les mesures d'un cas de précipitations où un vent vertical important a pu être décelé.

8.2 Effet du vent vertical et du repliement spectral - Étude de cas

Dans cette Section, on reprend les résultats décrits dans Tridon et al. (2011) lors de l'étude d'une petite averse convective qui est passée au-dessus du MRR le 16 juin 2007 entre 11h30 et 11h45 UTC, lors de la campagne COPS. Pendant cette averse, le pluviomètre colocalisé a mesuré un cumul de pluie de 1.5 mm avec un taux de précipitation maximum de 34 mm h^{-1} sur une minute. La Figure III.8a montre l'évolution du profil du facteur de réflectivité radar mesurée par le MRR lors de cette averse. Cette Figure confirme l'intensité de cette averse avec deux zones sans données autour de 11h35 à 2000 m et autour de 11h40 à 500 m, au-dessus de fortes valeurs de réflectivité (jusqu'à 55 dBZ pour la deuxième zone). Les données correspondant à ces zones ont en fait été rejetées à cause d'une correction d'atténuation excessive. En effet, la Figure III.8b, qui sera présentée plus loin montre que du signal a tout de même permis de détecter le repliement dans ces zones jusqu'à ce que le signal soit devenu trop faible à cause de l'atténuation. Pourtant, on va montrer par la suite que c'est la présence de fort vent vertical qui, par l'intermédiaire du repliement, va provoquer une surestimation de l'atténuation, et donc, la suppression de données qui, corrigées du vent vertical, seraient finalement valides.

8.2.1 Repliement spectral

a) Description du repliement spectral

La Figure III.9 présente l'évolution temporelle du facteur de réflectivité radar spectral en fonction de la vitesse Doppler de 100 m à 700 m AGL. À 100 m (Figure III.9a), des échos de sol mesurés par les lobes secondaires sont visibles à une vitesse de 0 m s^{-1} et sont aussi repliés autour de 12 m s^{-1}. Comme ils sont en dehors de la gamme de vitesses analysées, ces échos n'ont aucun impact sur la restitution des paramètres. On note également que la réflectivité spectrale est de plus en plus intense au cours du

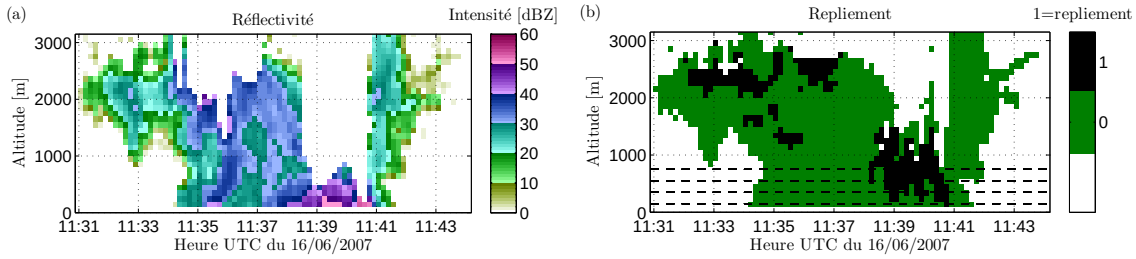

Fig. III.8 – Évolutions des profils du facteur de réflectivité radar (a) et de la détection du repliement spectral (b) en fonction du temps. Les lignes pointillées horizontales montrent l'altitude des mesures présentées dans la Figure III.9.

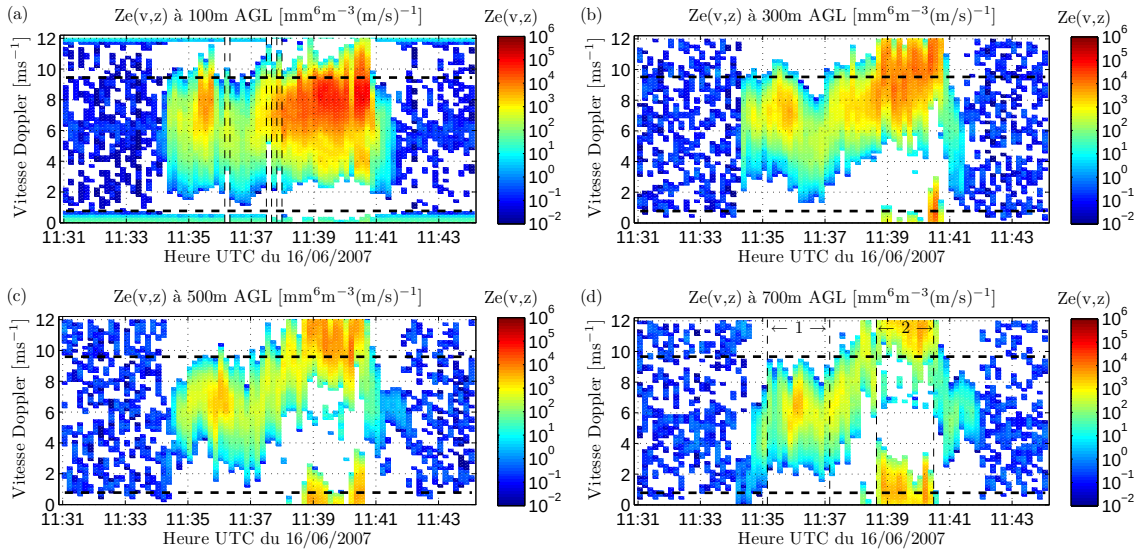

Fig. III.9 – Évolution au cours du temps du facteur de réflectivité spectral en fonction de la vitesse Doppler à 100 m (a), 300 m (b), 500 m (c) et 700 m AGL (d). Les lignes pointillées horizontales montrent les limites de la gamme de vitesse analysée.

temps, ce qui est en accord avec l'intensification des précipitations décelée dans l'évolution du facteur de réflectivité radar de la Figure III.8a pour les premières portes. Par ailleurs, trois spectres (mis en valeur par les lignes verticales pointillées) sont très différents des autres parce qu'un niveau de bruit anormalement haut a conduit à la suppression d'une partie du signal malgré l'utilisation de la méthode de Urkowitz et al. (1994) (Section 6). Mis à part ces trois spectres, la limite inférieure de tous les spectres est assez stable. Ces variations sont faibles et peuvent donc être dues aussi bien à des variations de la distribution de gouttes qu'au vent vertical.

En regardant l'altitude suivante (300 m, Figure III.9b), les spectres montrent une évolution temporelle réellement différente de celle à 100 m. Le plus frappant est que, autour de 11h40, la partie supérieure du spectre de réflectivité devient supérieure à 12 m s^{-1} et se replie sur les faibles vitesses, ce qui indique des vitesses de chute qui vont jusqu'à environ 13 m s^{-1}. De telles vitesses de chute sont bien entendu impossibles pour des gouttes. De plus, la vitesse de la limite inférieure des spectres augmente également, ce qui montre que le spectre de vitesse a été entièrement décalé vers des valeurs plus grandes, comme si un vent vertical descendant s'était ajouté. De plus, une variation si

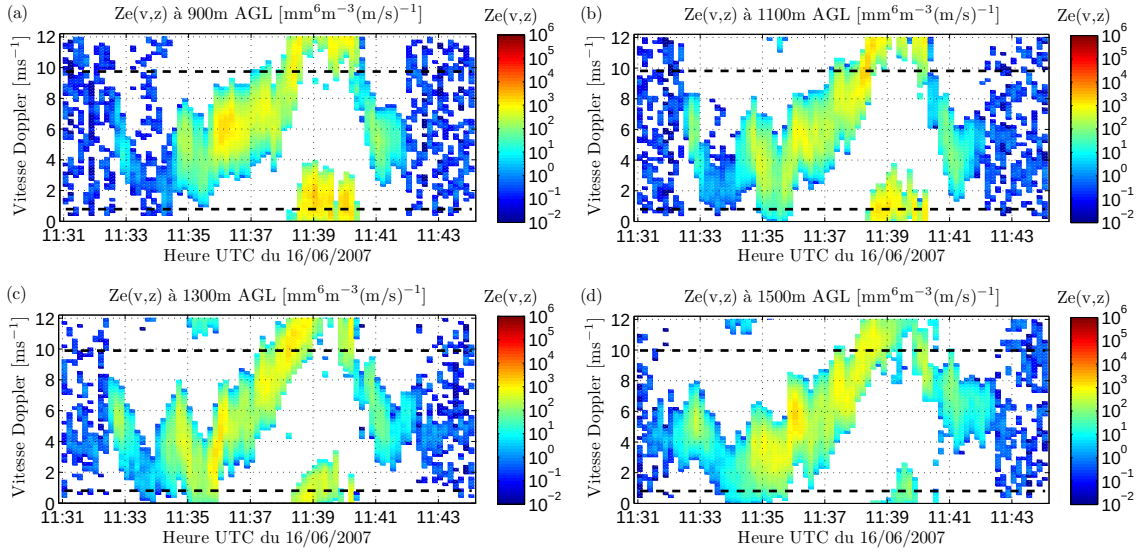

Fig. III.10 – Évolution au cours du temps du facteur de réflectivité spectral en fonction de la vitesse Doppler à 900 m (a), 1100 m (b), 1300 m (c) et 1500 m AGL (d). Les lignes pointillées horizontales montrent les limites de la gamme de vitesse analysée.

soudaine ne peut pas être entièrement expliquée par la variabilité de la distribution de gouttes.

Des commentaires similaires peuvent être faits pour les altitudes de 500 m et 700 m (Figure III.9c et Figure III.9d) où le repliement est même encore plus marqué, avec des vents verticaux atteignant environ 6 m s^{-1}.

La Figure III.10 présente également l'évolution temporelle du facteur de réflectivité radar spectral en fonction de la vitesse Doppler mais à des altitudes supérieures : de 900 m à 1500 m AGL. Ces Figures confirment la présence d'un vent vertical descendant autour de 11h40 pour ces différentes altitudes et montrent qu'à cause de la forte atténuation dans cette zone, le signal de ces spectres devient de plus en plus faible, notamment dans la Figure III.10d. En revanche, à ces altitudes, on distingue un comportement nouveau dans la première partie de l'évènement, où l'évolution du spectre est beaucoup plus variable. De la même façon, que pour la Figure III.9, il semble que le spectre de vitesse se décale entièrement, mais vers des valeurs de vitesses plus faibles, ce qui montre, cette fois-ci, la présence d'un vent vertical ascendant, qui amène également à un léger repliement spectral autour de 11h35. Ce comportement est cohérent avec la dynamique d'une pluie convective, à savoir un mouvement ascendant précédant, ou au début de l'averse, suivi d'une descendance au moment le plus intense des précipitations.

b) Détection automatique du repliement spectral

Un simple test de détection automatique du repliement a été implémenté : il marque les spectres traversant les limites spectrales et se déployant sur au moins 8 classes. Ce test sur la largeur du spectre permet d'éviter une fausse détection causée par les échos de sol dans les premières portes. Le résultat de ce schéma pour ce cas d'étude est présenté dans la Figure III.8b. On reconnait la présence de repliement spectral aux altitudes correspondant aux graphes de la Figure III.9 et de la Figure III.10. Un tel schéma peut être utilisé pour identifier des vents verticaux forts. Par exemple, pour une distribution de gouttes standard dont les diamètres sont compris entre 0.5 mm et 4 mm

environ, le spectre de réflectivité doit s'étaler sur des vitesses allant de 2 à 9 m s^{-1}. Alors, comme les vitesses mesurées par le MRR sont comprises entre 0 et 12 m s^{-1}, le repliement d'un tel spectre doit être produit par vent descendant de 3 m s^{-1} ou par un vent ascendant de 2 m s^{-1}.

8.2.2 Effet du repliement spectral sur les mesures MRR

Afin d'étudier l'impact du repliement spectral, on a sélectionné deux périodes d'environ 2 min où le spectre de réflectivité à 700 m semble assez stable mais pour lesquelles les conditions sont fortement contrastées. Ces deux périodes sont délimitées par les traits pointillés verticaux de la Figure III.9d. La première période va de 11h35 à 11h37 et la seconde va de 11h39 à 11h41 environ.

a) Sur la réflectivité spectrale

Comme on l'a vu lors de la description de la Figure III.9, la variation des spectres en fonction de l'altitude est assez faible pendant la première période, et on peut donc faire l'hypothèse que les variations verticales du vent et de la distribution de gouttes pour cette période sont négligeables. Au contraire, le supposé fort vent descendant pendant la seconde période décale les spectres vers des vitesses plus élevées, en provoquant leur repliement. Les spectres moyens des ces deux périodes sont tracés dans la Figure III.11a. Il est important de noter que la valeur maximale du spectre replié est proche de la limite inférieure de la gamme de vitesses analysées. Sur cette Figure est également tracé le spectre de la seconde période corrigé d'un vent vertical de 6.3 m s^{-1} estimé de façon à ce que sa réflectivité spectrale corresponde le mieux à celle mesurée à 100 m. Le spectre corrigé a une largeur de spectre et des valeurs légèrement plus grandes que le spectre de la première période. Cette observation est consistante avec l'intensification des précipitations avec le temps. Par ailleurs, la forme très similaire de ces deux spectres est frappante, ce qui semble confirmer la validité de cette correction.

b) Sur la distribution de gouttes

Afin d'étudier l'effet du repliement spectral sur la distribution de gouttes, on fait l'hypothèse que seule la phase liquide est présente à l'altitude des mesures (700 m). Les trois spectres de réflectivité moyens de la Figure III.11a sont utilisés pour déduire les distributions de gouttes correspondantes (Figure III.11b). À cause du repliement, la forme de la distribution de la seconde période n'est pas réaliste pour plusieurs raisons : d'abord, elle est en deux parties distinctes, ensuite, pour atteindre les fortes réflectivités à proximité de la limite inférieure de la gamme de vitesses analysées, la partie gauche doit avoir une très forte concentration de petites gouttes (plus de 10^5 mm^{-1} m^{-3}), enfin, la partie droite possède une pente presque nulle, contrastant avec la décroissance exponentielle habituelle (Marshall et Palmer, 1948). Au contraire, la distribution de gouttes dérivée du spectre de réflectivité corrigé est très similaire à celle de la première période avec des concentrations légèrement plus élevées pour toutes les tailles de gouttes.

c) Sur les paramètres des précipitations

Comme le spectre replié a un excès de gouttes de petite et de grande taille, et un déficit de gouttes de moyenne taille, l'impact du repliement sur les paramètres

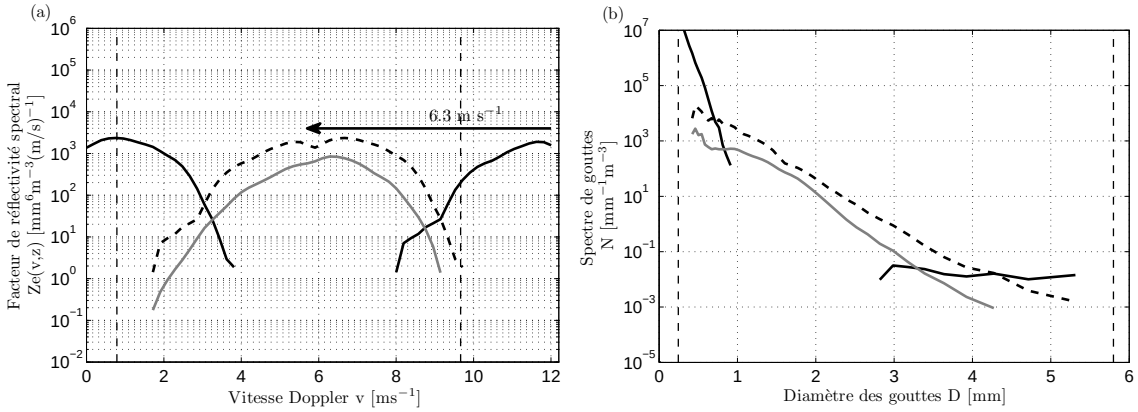

Fig. III.11 – (a) Facteur de réflectivité spectral en fonction de la vitesse Doppler à 700 m AGL, moyenné sur les périodes délimitées sur la Figure III.9d en gris et en noir pour la première et la deuxième période, respectivement. Le spectre de la deuxième période, corrigé du vent vertical est affiché en pointillés noirs. Les lignes verticales pointillées montrent les limites de la gamme de vitesse analysée. (b) Comme pour la Figure III.11a, mais pour la distribution de gouttes.

Tab. III.2 – Facteur de réflectivité radar Z, taux de précipitation R et coefficient d'atténuation k calculés à partir des distributions de gouttes repliées et corrigées de la Figure III.11b.

	Z (mm^6 m^{-3})	R (mm h^{-1})	k (dB km^{-1})
"DSD repliée"	34.7	205.9	22.5
DSD corrigée	37.2	18.8	1.7

de précipitations n'est pas trivial. Ces paramètres ont donc été calculés à partir des distributions de gouttes repliées et corrigées de la Figure III.11b et sont listés dans le Tableau III.2. En observant les valeurs de ce Tableau, on s'aperçoit que l'on retrouve bien les différences prédites de manière théorique dans la Section 8.1 (voir Figure III.7 en prenant un vent vertical descendant d'environ 6 m s^{-1}) :

- Le facteur de réflectivité radar est sous-estimé d'environ 3 dBZ parce qu'une partie du spectre se retrouve en dehors de la gamme de vitesses analysées.
- Le taux de précipitation est surestimé d'un peu plus d'un ordre de grandeur à cause de la présence d'un très grand nombre de petites gouttes de diamètre inférieur à 0.5 mm.
- Dans l'approximation de Rayleigh, le facteur d'atténuation peut être considéré comme le moment d'ordre trois de la distribution de gouttes (Testud et al., 2001). Son comportement est donc entre ceux du taux de précipitation et de la concentration des gouttes. Il en résulte une forte surestimation de plus d'un ordre de grandeur.

8.3 Fréquence d'apparition du repliement spectral

Afin d'avoir une meilleure impression de l'influence globale du repliement sur les mesures des MRRs, on a étudié les trois mois de données de la campagne COPS. La

correction du vent vertical effectuée dans cette Section ne peut pas être généralisée, on a donc recherché la fréquence d'apparition du repliement en fonction du taux de précipitation moyen mesuré par le pluviomètre colocalisé en appliquant le schéma de détection du repliement spectral à tous les cas de précipitations. Trois cas ont des taux de précipitation moyens assez importants (supérieurs à 4 mm h^{-1}). Ils correspondent à des averses intenses et possèdent donc un assez grand nombre de spectre repliés (entre 10 et 50%). Dans les quarante cas restants, six averses faibles ont une proportion de spectres repliés significative (entre 5 et 20%) mais avec un faible taux de précipitation moyen (environ 1 mm h^{-1}). De plus, quatre évènements longs et modérés (environ 3 mm h^{-1}) de précipitations stratiformes avec de la convection imbriquée ont un nombre de spectres repliés relativement faible même si ce repliement est un réel problème dans les zones convectives. Finalement, cette étude statistique montre que pratiquement un tiers des trois mois de données de précipitations estivales de la campagne COPS sont concernés par le problème du repliement spectral.

9 Identification du problème de la première porte du MRR

On vu dans la Section 3.2.2 que, comme le préviennent Peters et al. (2005), les deux premières portes du MRR ne sont pas exploitables de manière quantitative. En effet, la visualisation d'un profil de réflectivité montre que les mesures sont régulièrement surestimées, en particulier, en cas de précipitations assez intenses. Cette surestimation est due au fait que, lorsque la réflectivité spectrale devient significative, un spectre image apparaît (voir Figure III.12a). Ce spectre semble être le symétrique du spectre réellement mesuré par rapport à la valeur centrale de la gamme de fréquences mesurées par le MRR. Dans la première porte, il est plus faible que le spectre réel d'environ 15 dB. Plus l'altitude augmente (Figures III.12b à d) et plus ce phénomène s'estompe, jusqu'à devenir indiscernable pour des altitudes supérieures à 200 m.

Ce phénomène a déjà été observé avec des radars météorologiques à visée verticale et à impulsion : Gossard et al. (1997) et Kollias et al. (2007) présentent les spectres de réflectivité de gouttelettes nuageuses mesurés par des radars à nuages pour des vitesses Doppler allant de -5 m s^{-1} à +5 m s^{-1}. Ils observent les images des spectres mesurés à des vitesses de signe opposé. Gossard et al. (1997) rappellent que ces images peuvent être inférieures au spectre mesuré de 30 à 40 dB pour des systèmes de très haute qualité mais ne l'est que de 10 dB dans leur propre cas. Par ailleurs, Kollias et al. (2007) attribuent la présence de cette image spectrale à un déséquilibre du gain ou de la phase dans les composantes en phase ou en quadrature de phase du signal à la sortie du démodulateur, ou bien à des effets de filtre non linéaires à l'intérieur du récepteur. De plus, comme les spectres de gouttelettes nuageuses qu'ils mesurent sont assez étroits, Kollias et al. (2007) parviennent à détecter et à supprimer ces spectres images.

Une spécificité du MRR est d'utiliser la méthode FM-CW (Section 3.2.1). Ainsi, comme avec cette méthode, l'altitude de la mesure est également déduite de l'analyse de la fréquence du signal mesuré, ce phénomène se manifeste différemment selon l'altitude. En effet, ce problème intervient surtout lorsque les fréquences mesurées sont inférieures à la fréquence de résolution de la transformée de Fourier (Peters, 2010, communications

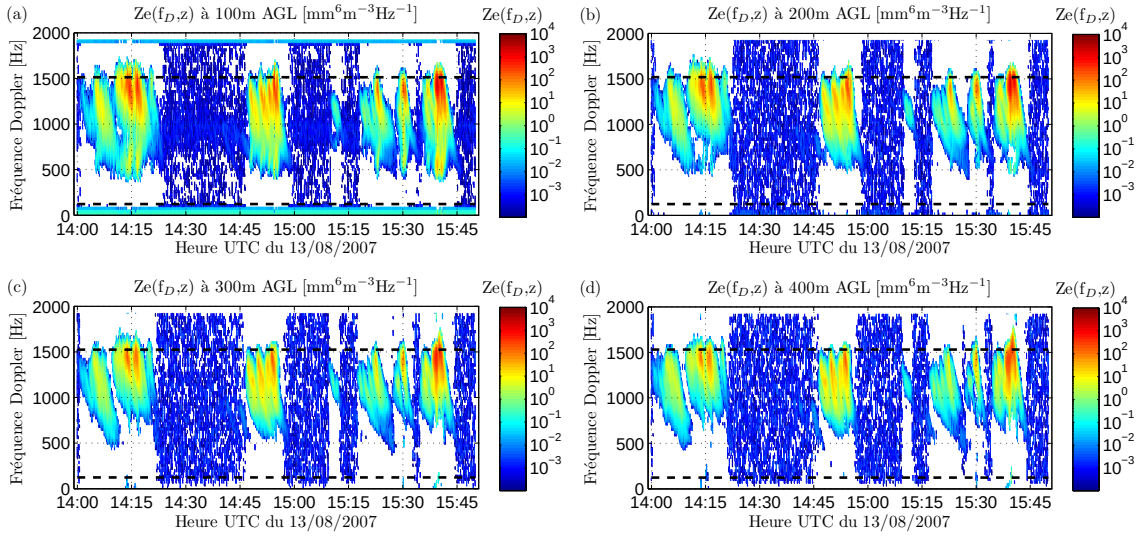

Fig. III.12 – Évolution dans le temps du facteur de réflectivité radar spectral à (a) 100 m, (b) 200 m, (c) 300 m, (d) 400 m sur le cas de précipitations du 13/08/2007 où la présence d'un spectre image, symétrique du spectre mesuré par rapport à la fréquence moyenne de 1000 Hz, lorsque ce dernier atteint de fortes valeurs, est particulièrement mise en évidence. Ce spectre image est particulièrement visible à 100 m, discernable à 200 m et pratiquement noyé dans le bruit pour les altitudes supérieures.

personnelles). Or, tous les signaux de la première porte d'altitude ont des fréquences inférieures à la résolution de la première transformée de Fourier. Ceci explique que ce problème concerne plus particulièrement les premières portes, l'effet étant même déjà très faible pour la deuxième porte. La deuxième spécificité du MRR est que seules les vitesses descendantes sont mesurées. L'image des spectres devrait donc se former à des fréquences qui ne sont pas mesurées par le MRR, mais elles se retrouvent dans la gamme de fréquences analysée à cause du phénomène de repliement décrit dans la Section 8.

La Figure III.13a présente la forme des spectres et de leur images à 100 m d'altitude pour le même cas entre 15h35 et 15h45. Elle confirme les propriétés des images des spectres observées lors de la description de la Figure III.12 pour des fréquences proches de 500 Hz et de 15h38 à 15h42. En particulier, ces spectres images sont particulièrement visibles autour de 15h40. À cause du repliement et comme les spectres de précipitations sont particulièrement larges, les spectres images se mélangent avec les spectres réels et peuvent même donner l'illusion de spectres bimodaux. Dès lors, il est évident que la distribution de gouttes déduite de ces spectres aura une forme très perturbée par cette image avec notamment de très fortes concentrations de petites gouttes, et ceci entraîne donc une surestimation de tous les paramètres calculés à partir de ces distributions de gouttes.

À 200 m d'altitude, (Figure III.13b), malgré des spectres mesurés d'intensité aussi importante, les spectres images sont beaucoup plus faibles mais toujours visibles et on devine qu'ils seront devenus totalement invisibles à partir de 300 m.

On confirme donc le conseil de Peters et al. (2005) de ne pas utiliser les données des premières portes de manière quantitative. Mais, le calcul de l'atténuation pour les portes supérieures faisant intervenir le coefficient d'atténuation déduit des premières

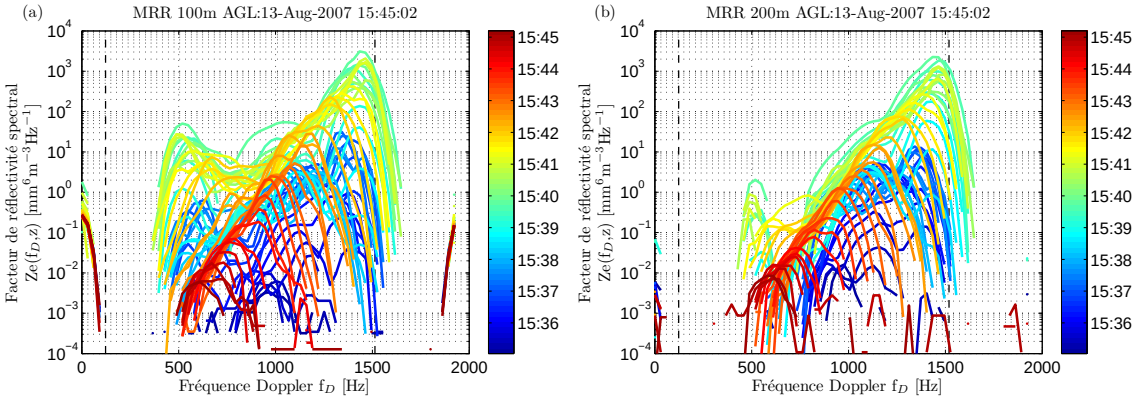

Fig. III.13 – Évolution dans le temps de la forme du spectre du facteur de réflectivité radar spectral à (a) 100 m et (b) 200 m sur une partie du cas de précipitations du 13/08/2007 pour montrer l'importance du spectre image dans la première porte.

portes, ce défaut doit également avoir des conséquences aux altitudes supérieures. Malheureusement, ce problème de spectres images n'est pas corrigeable de manière aisée et, par la suite, on fera l'hypothèse que cet effet est négligeable à partir de la troisième porte.

10 Étalonnage

Afin de réaliser des mesures quantitatives des précipitations, l'étalonnage des radars est primordial : une erreur d'étalonnage de quelques dB peut provoquer un biais systématique important sur les estimations des précipitations. Ce thème a même fait l'objet, à lui seul, d'un groupe de travail lors de la 81ème réunion annuelle de l'AMS (American Meteorological Society), en 2001. Étant donné que l'on peut difficilement intervenir sur le volume sondé, cet étalonnage n'est pas aisé.

Ce que l'on appelle étalonnage n'est pas seulement la mesure de la fonction de transfert du récepteur d'un radar mais aussi la capacité à déterminer des mesures précises que l'on pourra interpréter de manière quantitative. Il existe de nombreuses et diverses méthodes d'étalonnage : de l'utilisation de balles tirées verticalement avec un pistolet au jeté de balles de ping-pong métallisées d'un avion léger. Les plus "simples" d'entre elles sont présentées dans l'article de Atlas (2002). En réalité, comme le rappelle Sauvageot (1982), il existe deux catégories d'étalonnage : la première qui fait appel à des mesures séparées des performances des différents composants du radar pour ensuite calculer les performances globales, la seconde qui évalue directement ces performances globales par la mesure de l'écho d'une cible connue. La première catégorie permet le suivi de l'évolution des composants du radar et la localisation des défaillances (par exemple pour un radar à impulsions, la puissance de l'émetteur dépend du vieillissement de l'oscillateur) mais elle n'est possible que si l'on dispose d'un équipement de test adéquat. La méthode d'étalonnage sur une cible connue est quant à elle difficilement réalisable car elle consiste à maintenir une sphère métallique dans l'axe du faisceau en la suspendant d'un ballon par exemple. Mais, cette méthode peut aussi être appliquée à une "cible" connue de manière plus ou moins directe : pour l'étude des précipita-

tions, la méthode d'étalonnage la plus fréquente est de comparer les mesures radar aux mesures simultanées de capteurs au sol tels que des pluviomètres ou des disdromètres (voir Partie 1). Cette méthode doit être utilisée avec beaucoup d'attention parce que son efficacité peut être altérée par de nombreuses erreurs : les mesures sont faites à des altitudes différentes (en altitude avec un radar, au niveau de sol pour un pluviomètre ou un disdromètre), la taille du volume échantillonné est très différente, les paramètres mesurés ne sont pas les mêmes et nécessitent une conversion (par exemple de la réflectivité en taux de précipitation pour une comparaison avec un pluviomètre), etc. Afin de minimiser les erreurs, il est nécessaire d'effectuer cet étalonnage sur un grand nombre de mesures.

Comme le MRR est un radar à visée verticale, un certain nombre de ces méthodes n'est pas applicable mais l'étalonnage des profileurs est facilement réalisable en utilisant les mesures d'un disdromètre colocalisé. Nous allons donc effectuer des comparaisons entre les mesures du MRR et des disdromètres (Section 10.1) afin de vérifier qu'il est possible d'utiliser une méthode de ce type (Section 10.2).

10.1 Comparaisons MRR-disdromètre

Cette thèse a surtout porté sur l'étude des précipitations lors de la campagne COPS. Ainsi qu'il a été indiqué dans la Section 4.2.2, un disdromètre JW a été installé à proximité du MRR lors de cette campagne. Ce dernier n'a malheureusement pas pu servir à l'étalonnage du MRR parce qu'il montre un dysfonctionnement depuis ce déplacement et sous-estime largement les précipitations. On a donc choisi d'étalonner le MRR avec le disdromètre Parsivel en utilisant les données des mesures clermontoises. Une réflexion sera faite par la suite pour savoir si l'on pourra considérer que cet étalonnage est également valide pour les données de la campagne COPS.

Comme on l'a vu dans la partie 1, le disdromètre Parsivel (nommé PSV par la suite) est un disdromètre optique qui mesure à la fois le diamètre et la vitesse de chute des gouttes, et permet ainsi la déduction de la distribution des gouttes. De nombreuses études ont validé les performances de ce disdromètre et le taux de précipitation déduit de la distribution de gouttes qu'il mesure, montre un bon accord avec les mesures des pluviomètres sur une vingtaine de cas de précipitations intenses répartis sur les années 2008 et 2009, lorsque les instruments étaient tous présents sur le site clermontois. On considère donc ces mesures comme une référence que l'on peut utiliser pour vérifier les performances du MRR.

10.1.1 Comparaison des distributions de gouttes

La Figure III.14 présente l'évolution de la distribution de gouttes mesurée par le MRR et le PSV sur le cas de précipitations du 11/04/2008. Pour faciliter la comparaison, les données des deux instruments ont été synchronisées en les moyennant sur des périodes de 5 min. Les variations du diamètre médian sont assez semblables entre les deux instruments pendant la première partie de l'évènement, jusqu'à 7h30 environ (Figure III.14a et c). Ensuite, la distribution de gouttes déduite des mesures du MRR montre une variation soudaine et prend une forme surprenante, avec un diamètre maximum faible et donc une distribution plus étroite, et une forte concentration de petites gouttes. Ce comportement est anormal et s'explique par la présence d'un vent vertical

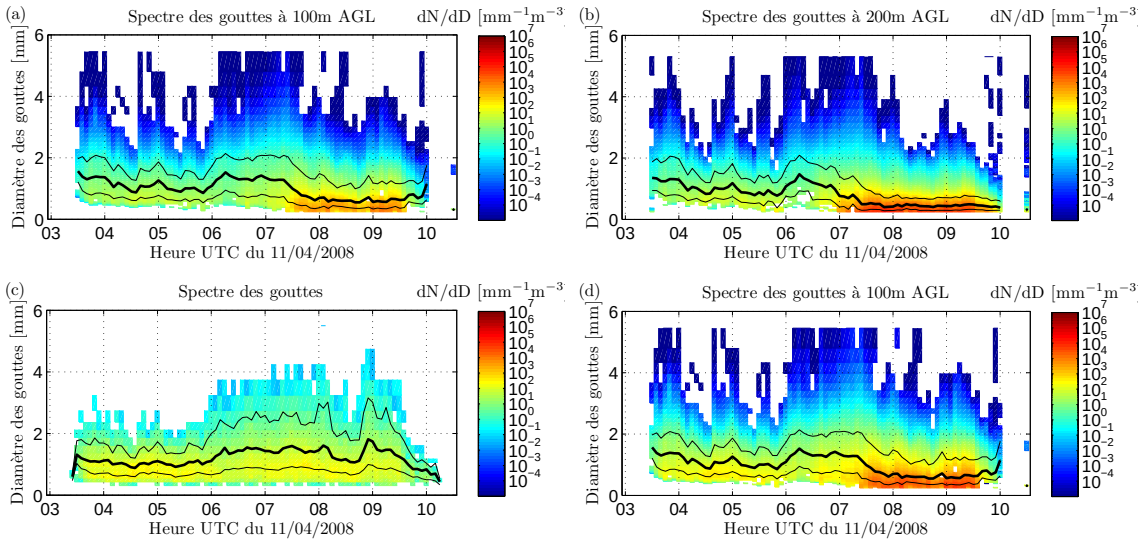

Fig. III.14 – Évolution de la distribution de gouttes déduite des mesures du MRR à 100 m (a), à 200 m (b), du PSV (c) et du MRR à 100 m après étalonnage (d).

ascendant qui diminue donc la vitesse de chute apparente des gouttes de pluie. L'intensité de ce vent est difficile à estimer. Il est assez important pour fortement perturber la distribution de gouttes retrouvée mais il est forcément inférieur à 6 m s^{-1} puisqu'il ne provoque pas de repliement spectral (Section 8.1). Cette hypothèse est confirmée par les mesures à 200 m (Figure III.14b), où la perturbation est encore plus visible, indiquant un renforcement du vent vertical avec l'altitude, alors que la distribution de gouttes de la première période est très semblable à celle déduite des mesures à 100 m. La présence de ce vent vertical est la raison pour laquelle on a décidé d'utiliser les données du MRR mesurées dans la première porte pour cette comparaison, malgré la possibilité d'apparitions d'images de spectre à ces altitudes (Section 9). Néanmoins, l'intensité de ce cas semble trop faible pour que ces images aient un effet important et perturbent la comparaison des distributions de gouttes.

Par ailleurs, comme le MRR possède un volume d'échantillonnage important, il est capable de détecter des gouttes en faible concentration : le MRR mesure des concentrations de gouttes aussi faibles que 10^{-3} mm^{-1} m^{-3} alors que les valeurs les plus faibles enregistrées par le PSV sont d'environ 10^{0} mm^{-1} m^{-3}. Cela a un effet perturbant, puisqu'on a l'impression que la distribution de gouttes mesurée par le MRR est plus large que celle mesurée par le PSV. Pourtant, l'écart entre lignes représentant les 10ème et 90ème pourcentiles des distributions de gouttes mesurées par le MRR et le PSV est semblable, ce qui indique une largeur de spectre similaire. En revanche, l'échelle de couleur montre que le MRR sous-estime la concentration de gouttes dans chaque classe de manière importante : environ un ordre de grandeur, même dans la première partie de l'évènement.

10.1.2 Comparaison des paramètres des précipitations

Pour aller plus loin, on compare également le comportement des paramètres déduits de ces distributions de gouttes : la concentration des gouttes, le taux de précipitation et le facteur de réflectivité radar équivalent (Figures III.15a, b et c). Cette comparai-

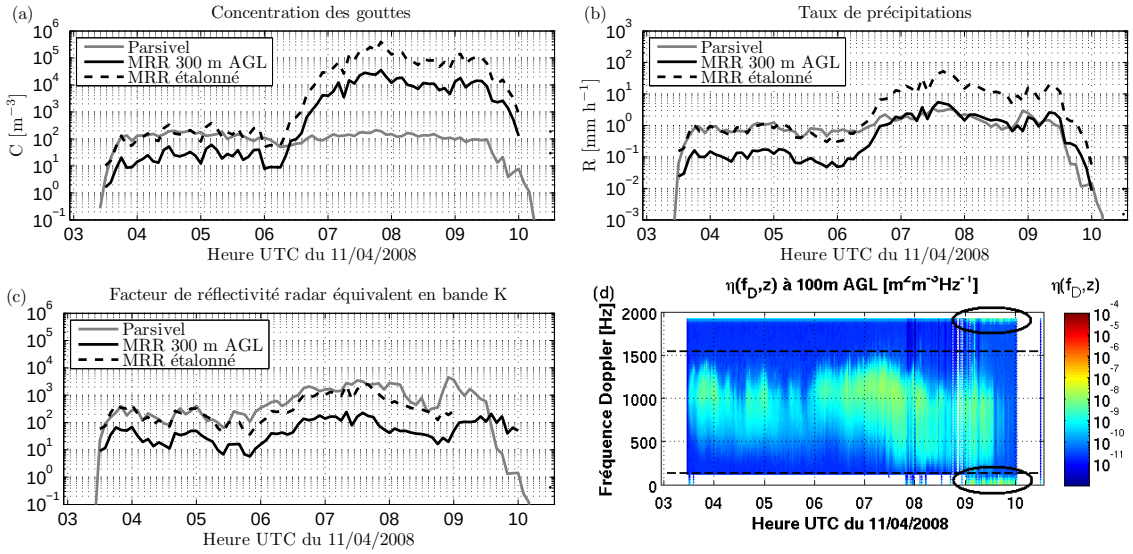

Fig. III.15 – Comparaison des variations des paramètres déduits des données du PSV : concentration des gouttes (a), taux de précipitation (b) et facteur de réflectivité radar équivalent (c) avec ceux déduits du spectre de réflectivité en fréquence mesuré par le MRR avant et après étalonnage, et du spectre de réflectivité en fréquence du MRR à 100 m (d).

son va ensuite être généralisée sur l'ensemble des cas de précipitations mesurés. Alors, afin d'éviter toute perturbation due aux spectres images dans les deux premières portes (Section 9), cette comparaison quantitative est faite avec les données du MRR à 300 m. La Figure III.15a confirme que les mesures MRR sur cet évènement montrent deux périodes distinctes : la première où la concentration des gouttes est sous-estimée, la deuxième, où cette concentration est largement surestimée, à cause du vent vertical. On observe sensiblement le même comportement pour le taux de précipitation (Figure III.15b), mais à un degré moindre puisque le vent vertical a moins d'effet sur les moments de la distribution d'ordre plus élevé (Section 8.2).

La comparaison du facteur de réflectivité radar (Figure III.15c) demande plus d'attention. Il faut minimiser les étapes de calcul afin de comparer une variable qui est au plus proche de la mesure. Pour le MRR, on préfère donc utiliser le facteur de réflectivité radar équivalent calculé en faisant l'intégrale de la réflectivité spectrale (Figure III.15d) qui est directement mesurée, plutôt que de passer par l'étape de la déduction de la distribution de gouttes pour ensuite calculer le facteur de réflectivité radar. Pour le Parsivel, on calcule le facteur de réflectivité radar équivalent en bande K à partir de la distribution de gouttes mesurée par le disdromètre, en utilisant la théorie de Mie pour calculer la section de rétrodiffusion radar en bande K.

Du point de vue des données MRR, le principal avantage d'utiliser le facteur de réflectivité radar équivalent est qu'on ne perd pas de données lorsque le vent vertical décale le spectre de réflectivité hors de la gamme de fréquence analysée (même si ce n'est pas le cas pour l'évènement de précipitations en question (Figure III.15d), mais on a vu que cela pouvait arriver fréquemment (Section 8.2)). Pour cela, il est nécessaire de faire l'intégrale sur l'ensemble du spectre mesuré, et il faut donc faire attention à ce qu'il n'y ait aucune perturbation aux fréquences qui sont habituellement rejetées. On a vu que dans les premières portes, les lobes secondaires peuvent capter des échos de sol, qui vont donc se situer à des fréquences proches de 0 m s^{-1}, et de 12 m s^{-1} par

repliement (Section 8.2) mais cet effet devient négligeable dès la deuxième porte. En revanche, il arrive régulièrement que le MRR ait un dysfonctionnement qui ramène sa résolution temporelle à 20 s au lieu de 10 s et créé de forts échos artificiels autour de 0 m s^{-1} pour toutes les portes d'altitude. Ce dysfonctionnement étant d'importance secondaire, il n'a pas fait l'objet d'une section dans le Chapitre III sur le traitement des données du MRR et est donc décrit dans le paragraphe suivant.

Ce dysfonctionnement est rare et vient probablement d'un problème d'acquisition des données puisqu'il débute toujours lors de la création d'un nouveau fichier et s'arrête lors de la création du fichier suivant. La durée du dysfonctionnement correspond donc à la durée d'un fichier d'acquisition, soit une heure. Un exemple de ce dysfonctionnement est visible sur la Figure III.15d entre 9 h et 10 h [(3)], ce qui explique le comportement abhérent du facteur de réflectivité radar équivalent mesuré par le MRR en comparaison avec celui déduit des données du PSV, sur la Figure III.15c, après 9 h. Pour ne pas perturber la comparaison, ces périodes de dysfonctionnement doivent être détectées afin de les éliminer de l'analyse. Grâce à leurs propriétés temporelles bien particulières, une simple technique de seuillage sur la réflectivité mesurée dans des bins de vitesses proches de 0 m s−1 permet de les détecter sans éliminer les cas où des données de spectres réels sont décalées à ces vitesses par un vent vertical. Ce traitement supprime une dizaine d'heures de précipitations sur les 19 cas étudiés.

La Figure III.15c montre que, à l'exception de la période de dysfonctionnement du MRR, les facteurs de réflectivité radar équivalents mesurés par le MRR et le PSV ont des variations tout à fait similaires. Contrairement au taux de précipitation et à la concentration, le vent vertical de la deuxième période ne perturbe pas le facteur de réflectivité radar mesuré par le MRR. En revanche, cette Figure montre que le MRR a clairement un problème d'étalonnage, avec un biais d'environ 8 dB. Cette différence est très importante et n'a probablement pas été détectée plus tôt à cause de la forte surestimation du taux de précipitation en cas de vent ascendant, même modéré. En effet, comme on sait d'après les mesures du PSV et la Figure III.14c que la distribution de gouttes varie peu entre 7 h et 8 h, la Figure III.15d permet d'estimer de façon approximative le décalage en fréquence dû au vent vertical à 200 à 300 Hz, ce qui correspond à une vitesse d'environ 1.5 m s^{-1}.

Pour finir, cette comparaison montre que l'utilisation des données MRR nécessite que ce dernier soit étalonné et que le facteur de réflectivité radar équivalent soit adapté pour effectuer cet étalonnage de manière précise, en se basant sur les mesures du PSV.

10.2 Étalonnage du MRR

Williams et al. (2005) ont étalonné des radars profileurs en bande S et UHF à l'aide d'un disdromètre JW colocalisé. Pour cela, ils comparent les densités de probabilité globales et par classes du facteur de réflectivité radar mesuré par les deux radars et déduit des distributions de gouttes mesurées par le disdromètre. Aux longueurs d'onde de ces radars, il faut sélectionner des réflectivités assez importantes (supérieures à 10 dBZ) pour éliminer la composante de la réflectivité due à la diffusion de Bragg

(3). Les mesure à 300 m ne sont pas très lisibles parce que le vent vertical de la deuxième période décale le spectre mesuré qui se mélange avec les échos dus au dysfonctionnement, on préfère donc afficher les données à 100 m.

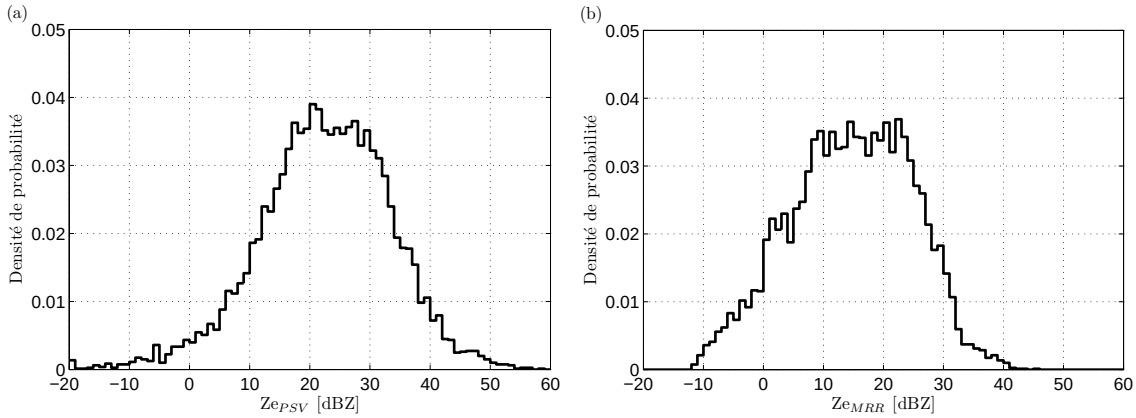

Fig. III.16 – Densités de probabilité du facteur de réflectivité radar équivalent déduit des mesures du PSV (a), et du MRR (b) sur les 19 cas de précipitations étudiés.

(Section 2.1.3) mais, les gouttes de pluie sont suffisamment petites pour pouvoir utiliser le facteur de réflectivité radar pour effectuer un étalonnage précis.

10.2.1 Biais global entre les mesures du MRR et du PSV

De la même façon, on se propose d'étalonner le MRR en comparant les réflectivités mesurées par le MRR et le PSV. Mais dans notre cas, il est impératif d'utiliser le facteur de réflectivité radar équivalent en bande K. Ce dernier est calculé de la même façon que celle décrite dans la section précédente. Les 19 cas étudiés fournissent une base de données d'environ 7600 valeurs simultanées qui sont elles-mêmes des moyennes de 1 min de données. Les Figures III.16a et b présentent la densité de probabilité (PDF) du facteur de réflectivité radar en dBZ mesuré par le PSV et le MRR pour l'ensemble de cette base de données. Ces PDFs ont des formes similaires proches d'une distribution Gaussienne. Les valeurs du MRR sont globalement inférieures à celle du PSV : la PDF du MRR semble décalée d'un peu moins de 10 dB, ce qui concorde avec les 8 dB de la comparaison ci-dessus (Section 10.1.2).

Cette forme de distribution indique que ces PDFs suivent pratiquement une loi normale sur l'échelle des dBZ, ce qui permet d'estimer le biais entre ces deux distributions et son intervalle de confiance, à partir des valeurs en dBZ. Ce biais B s'écrit comme

$$B = \frac{1}{n} \sum_{n} (Z_{e_{PSV}} - Z_{e_{MRR}}) \tag{III.15}$$

où n est le nombre d'observations. Le calcul de l'intervalle de confiance de ce biais nécessite une estimation de l'écart-type σ de la PDF des différences de toutes les observations des deux instruments. Cette estimation est faite en utilisant

$$\sigma = \sqrt{\frac{1}{n-1} \sum_{n} \left[(Z_{e_{PSV}} - Z_{e_{MRR}})^2 \right] - B^2}. \tag{III.16}$$

Alors, la distribution des différences des observations centrée par le biais B et normalisée par son écart-type σ suit une loi de Student à $n-1$ degrés de liberté. L'intervalle de confiance du biais B peut donc être calculé à partir de la distribution de Student selon

$$I_{95\%} = \pm t_{95\%} \frac{\sigma}{\sqrt{n}} \tag{III.17}$$

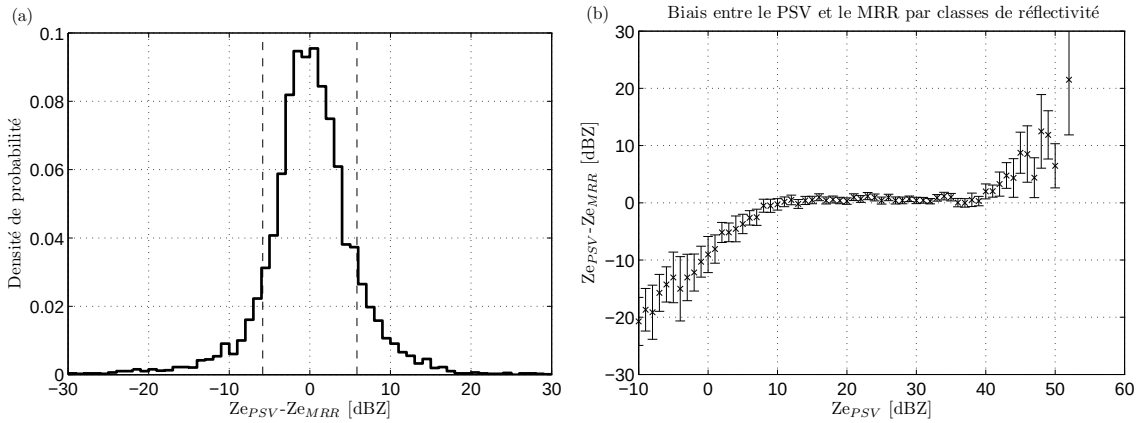

Fig. III.17 – Statistiques de la différence entre les facteurs de réflectivité radar équivalent déduits des mesures du MRR étalonné et du PSV pour les 19 cas de précipitations étudiés : densité de probabilité (a) et biais par classes de réflectivité (b). Sur le graphe (a), les lignes pointillées verticales indiquent les valeurs de $\pm\sigma$. Sur le graphe (b), les valeurs du biais sont indiquées par les croix tandis que les lignes verticales représentent l'intervalle de confiance du biais.

où $t_{95\%}$ est le 95ème pourcentile de la distribution de Student à $n-1$ degrés de liberté. Néanmoins, pour des valeurs de n qui tendent vers l'infini, la distribution de Student est équivalente à la loi normale centrée réduite.

On trouve un biais de 8.03 dB avec une confiance de ± 0.26 dB et un écart-type de 5.85 dB. Ce biais important confirme donc bien la valeur trouvée pour le cas présenté dans la section précédente et la nécessité d'étalonner le MRR. La valeur également élevée de l'écart-type de la distribution est due à la différence entre les technologies utilisées et à la grande différence entre les volumes d'échantillonnage, aussi bien en taille qu'en position. Cet écart-type est tout de même deux fois plus élevé que celui que trouvent Williams et al. (2005) en comparant les réflectivités du profileur en bande S et du disdromètre JW. Pourtant, ils utilisent également les mesures du profileur dans une porte centrée sur une altitude de 300 m. Cette plus grande variabilité dans nos données est certainement due au fait que l'on a gardé les valeurs de réflectivité allant jusqu'à -10 dBZ. Néanmoins, la faible valeur de $I_{95\%}$ permet d'étalonner le radar MRR en utilisant la valeur du biais entre les distributions avec une bonne confiance. La distribution des différences entre les observations des deux instruments est affichée dans la Figure III.17a après l'étalonnage du MRR.

10.2.2 Comportement du bais en fonction de la réflectivité

Afin de mieux visualiser le comportement des deux instruments en fonction de la réflectivité, on calcule le biais et son intervalle de confiance pour chaque intervalle de réflectivité de 1 dBZ. Les résultats sont présentés dans la Figure III.17b. Cette Figure montre que les deux instruments fournissent des observations très comparables entre 10 et 40 dBZ (après l'étalonnage du MRR) avec un biais très stable autour de 0 dB et des intervalles de confiance allant de 1 à 2 dB. Ce comportement est bien meilleur que celui retrouvé par Williams et al. (2005), avec une confiance du même ordre mais un biais dépendant de la réflectivité. En revanche, ces observations diffèrent fortement en dehors de cet intervalle. Au-delà de 40 dBZ, le MRR sous-estime la réflectivité,

Tab. III.3 – Statistiques de chaque évènement utilisé pour le calcul des statistiques moyennes permettant l'étalonnage du MRR.

Date	Heure UTC	Nb obs.	Biais [dB]	σ [dB]	$I_{95\%}$ [dB]
11 Avril 2008	03h00-10h30	385	9.28	6.82	1.36
20 Avril 2008	06h15-20h15	476	7.52	5.13	0.92
26-27 Mai 2008	23h25-10h30	301	8.70	6.12	1.38
28-29 Mai 2008	18h00-08h30	384	6.40	7.68	1.54
01-02 Juin 2008	10h45-02h10	677	8.10	5.11	0.77
02-03 Juillet 2008	13h20-09h45	625	8.33	7.03	1.10
06 Juillet 2008	01h30-14h00	414	7.75	5.92	1.14
04 Septembre 2008	03h40-20h00	285	7.45	8.28	1.92
11-12 Septembre 2008	11h40-03h20	226	8.22	7.05	1.84
07 Avril 2009	02h50-21h20	872	8.03	3.68	0.49
25-26 Avril 2009	10h25-23h00	1365	8.14	4.61	0.49
13-14 Mai 2009	23h25-23h00	634	7.95	5.41	0.84
05 Juin 2009	13h20-22h45	280	9.06	5.45	1.28
21 Août 2009	02h00-06h40	141	9.48	9.24	3.05
24 Août 2009	21h40-19h30	724	6.84	7.19	1.05
01 Septembre 2009	09h30-19h10	142	9.03	10.25	3.37

sans doute à cause d'une sous-estimation de l'atténuation dans les deux premières portes. À l'opposé, des valeurs de réflectivité inférieures à 10 dBZ correspondent à des précipitations très faibles, et peut-être même à des brumes ou brouillards et sont donc difficilement échantillonnées par le PSV. Ce dernier sous-estime donc les réflectivités inférieures à 10 dBZ.

10.2.3 Variation du biais dans le temps

Pour vérifier la stabilité de cet étalonnage dans le temps, nous avons calculé le biais et son intervalle de confiance pour tous les cas pris individuellement. Les résultats sont présentés dans le Tableau III.3. Ce tableau montre que le biais retrouvé au cas par cas est cohérent mais varie tout de même de 6.40 dB à 9.48 dB. Néanmoins, lorsque cette valeur est loin du biais moyen retrouvé avec l'ensemble des évènements (8.04 dB), on constate que la confiance est moins bonne, ce qui semble indiquer que les cas en question ont des problèmes additionnels qui faussent la comparaison entre les mesures du MRR et du PSV. Enfin, ce Tableau ne montre pas de tendance précise qui indiquerait une variation de l'étalonnage du MRR dans le temps.

10.2.4 Validation de l'étalonnage

Afin de valider l'étalonnage du MRR, on reprend le cas de précipitations décrit dans la Section 10.1 : les Figures III.14 et III.15 présentent également les paramètres dérivés du MRR après son étalonnage en utilisant la valeur du biais trouvée pour l'ensemble des évènements sélectionnés.

La Figure III.14d représente la distribution de gouttes mesurée par le MRR dans la première porte. Cette fois, on remarque un bon accord des concentrations de gouttes avec le PSV (échelle de couleur) pour la première partie de l'évènement. En revanche, comme le vent vertical provoquait déjà une surestimation de la concentration de gouttes de petit diamètre dans la deuxième partie de l'évènement, l'étalonnage accentue cet effet.

De la même manière, les Figures III.15a et b montrent un très bon accord entre la concentration des gouttes et le taux de précipitation mesurés par le PSV et le MRR après étalonnage, seulement dans la première partie de l'évènement, ces deux paramètres étant surestimés à cause du vent vertical dans la deuxième partie de l'évènement. En revanche, l'accord est bon pendant l'évènement entier pour le facteur de réflectivité radar équivalent (Figure III.15c), puisque ce dernier est insensible au vent vertical. Ces Figures permettent donc de valider l'étalonnage effectué.

11 Conclusion

Ce chapitre montre que le MRR est un radar de bonne qualité. Les produits qu'il fournit sont issus d'un traitement complexe, qui permet de détecter ou même de prendre en compte, de nombreux problèmes comme l'atténuation et le repliement spectral en cas de fort vent vertical. Des comparaisons avec un disdromètre Parsivel colocalisé ont montré que le facteur de réflectivité radar équivalent déduit du spectre de réflectivité mesuré par le MRR est en très bon accord avec le facteur de réflectivité radar équivalent calculé à partir de la distribution de gouttes mesurée par le disdromètre. Cette bonne correspondance a permis d'étalonner le MRR à partir du disdromètre avec une bonne confiance.

Malheureusement, deux perturbations de la mesure du MRR ne sont pas prises en compte : la turbulence et le vent vertical. Or, on a montré que le vent vertical a un effet certain sur la distribution de gouttes et les paramètres qu'on en déduit (erreur potentielle de plus d'un ordre de grandeur pour le taux de précipitation et d'une dizaine de dB pour le facteur de réflectivité radar pour de forts vents verticaux), même pour des valeurs faibles de 1 m s^{-1}. De nombreuses méthodes ont été développées pour prendre en compte ces phénomènes, mais elles sont complexes et sont basées sur des hypothèses réductrices. Peters et al. (2005) ont donc décidé de ne pas corriger ces effets, en justifiant qu'une mauvaise correction pourrait même amener à une détérioration des résultats. Le dispositif expérimental actuel ne permettant pas cette correction, et le but de cette thèse n'étant pas de corriger les données du MRR du vent vertical, nous opterons pour le même choix, tout en étant conscient du problème. Mais, à long terme, c'est un paramètre qui se doit d'être pris en compte en utilisant par exemple les données d'un disdromètre colocalisé, mais avec la délicate contrainte de ne pas négliger la variabilité verticale de la DSD.

Chapitre IV

Traitement des données du radar en bande X

Comme on l'a vu dans le Chapitre III pour le traitement des données MRR, la mesure de tout radar peut-être perturbée par de nombreux facteurs. Ceci est encore plus vrai pour le radar en bande X qui était encore à l'état de prototype lors de cette thèse. Dans cette partie, nous décrirons les méthodes utilisées pour filtrer les données du radar en bande X (Section 12), son étalonnage en parallèle au calcul de l'atténuation par la pluie (Sections 13 et 14) et la dérive de cet étalonnage (Section 15).

12 Filtrage des données

Certains échos mesurés par les radars ne correspondent pas à des cibles météorologiques. S'ils ne sont pas supprimés, ces échos peuvent mener à des biais significatifs lors de l'estimation des précipitations. C'est pourquoi, de nombreux travaux ont porté sur l'identification de ces échos, en particulier des échos de sol. Mais, la plupart des techniques développées sont basées sur des méthodes complexes de logique floue (Berenguer et al., 2006; Cho et al., 2006; Gourley et al., 2007a; Hubbert et al., 2009) ou de réseaux de neurones (Grecu et Krajewski, 2000; Krajewski et Vignal, 2001) qui nécessitent des mesures radar variées telles que la vitesse Doppler et la polarimétrie et, qui sont le plus souvent volumiques. Steiner et Smith (2002) listent un certain nombre de techniques basées sur les mesures de radars non-cohérents, qui ont été présentées à des conférences variées mais qui n'ont jamais donné lieu à des publications. Il apparaît donc qu'aucune méthode existante ne peut être appliqué au radar en bande X du LaMP. On mettra donc au point une méthode basée sur un simple filtrage des données. Le risque d'une méthode trop basique est qu'elle manque de discernement et qu'elle entraîne la suppression d'une partie des échos correspondant aux précipitations amenant alors à une sous-estimation des précipitations. Malheureusement, les échos parasites mesurés par le radar en bande X sont beaucoup trop fréquents pour espérer atteindre une estimation quantitative des précipitations sans effectuer de filtrage : on distinguera deux types de filtrage : le filtrage des échos parasites en ciel clair (Section 12.1) et des échos superposés aux précipitations (Section 12.2).

12.1 Filtrage des échos parasites en air clair

Lors de l'analyse des images radars de la campagne COPS, différentes sortes d'échos parasites en air clair ont été détectées. Bien sûr, ces échos peuvent également être superposés à des échos de précipitations, mais leur filtrage est alors plus complexe et sera décrit dans la Section 12.2. Trois types d'échos parasites ont été identifiés : les échos dus à des interférences (Section 12.1.1), les échos dus à une mesure directe d'échos très intenses (Section 12.1.2) et les échos ambigus en distance (Section 12.1.3).

De manière très simplifiée, on a vu dans la Section 3.1 que les valeurs de réflectivité inférieures à 15 dBZ correspondent au bruit de radar. En réalité, ces valeurs peuvent également correspondre à de très faibles taux de précipitation. Il s'avère donc nécessaire de considérer cette gamme de réflectivité afin de ne pas éliminer ce type de données. Le bruit restant pourra être éliminé par les méthodes de filtrage présentées dans les sections suivantes grâce à sa morphologie particulière, très hétérogène. Compte-tenu du niveau de bruit du radar allant de valeurs inférieures à 0 dBZ jusqu'à environ 15 dBZ, il est inutile de considérer des réflectivités inférieures à 0 dBZ puisqu'il sera très difficile de distinguer les petites cellules de précipitation du bruit. La toute première étape du filtrage est donc d'appliquer aux mesures un seuil minimal de 0 dBZ. Les zones de précipitation potentiellement éliminées par ce seuil correspondent à un taux de précipitation extrêmement faible et ont un impact négligeable sur le cumul de précipitations mesuré par le radar.

12.1.1 Interférences

Le signal mesuré par le récepteur du radar peut-être contaminé par de nombreuses ondes électromagnétiques provenant de sources variées. L'effet sur les données est très visible puisque cela produit des zones de réflectivité très variable (de 10 à 60 dBZ) dont la taille et la position semblent aléatoires, pendant plusieurs minutes. Ces perturbations ont donc une texture très hétérogène qui se distingue très facilement des zones précipitantes. Elles sont le plus souvent regroupées par petits "paquets" de pixels et peuvent être éparpillées sur toute l'image radar (Figure IV.1) ou avoir une direction privilégiée (Figure IV.2). Plus rarement, ces perturbations peuvent s'étendre de façon continue sur toute la distance mesurée par le radar, dans une direction donnée (Figure IV.3). De telles intensités de réflectivité mèneront à de très fortes valeurs de taux de précipitation qui auront des conséquences très importantes sur le calcul du cumul de précipitation dans les zones concernées. Ces perturbations doivent donc absolument être éliminées.

Les données brutes du radar sont décrites dans un système de coordonnées polaires. Chaque volume d'échantillonnage est donc représenté sur l'image par un pixel ayant la forme d'une surface élémentaire en coordonnées polaires. Chaque "paquet" de forte réflectivité des Figures IV.1 et IV.2 a une taille de 10 à 15 pixels en distance mais est toujours dans une direction précise, c'est-à-dire, que sa largeur ne dépasse jamais un pixel en azimut. Ces éléments peuvent donc être supprimés en cherchant les pics de réflectivité étant entourés en azimut par des valeurs inférieures à 0 dBZ, on dit que l'on supprime les pics de réflectivité en azimut. Dans les cas les plus graves (Figure IV.1), plusieurs "paquets" de réflectivité peuvent être accolés et ne sont donc pas supprimés par ce filtrage. On décide donc de supprimer également les pics de réflectivité en

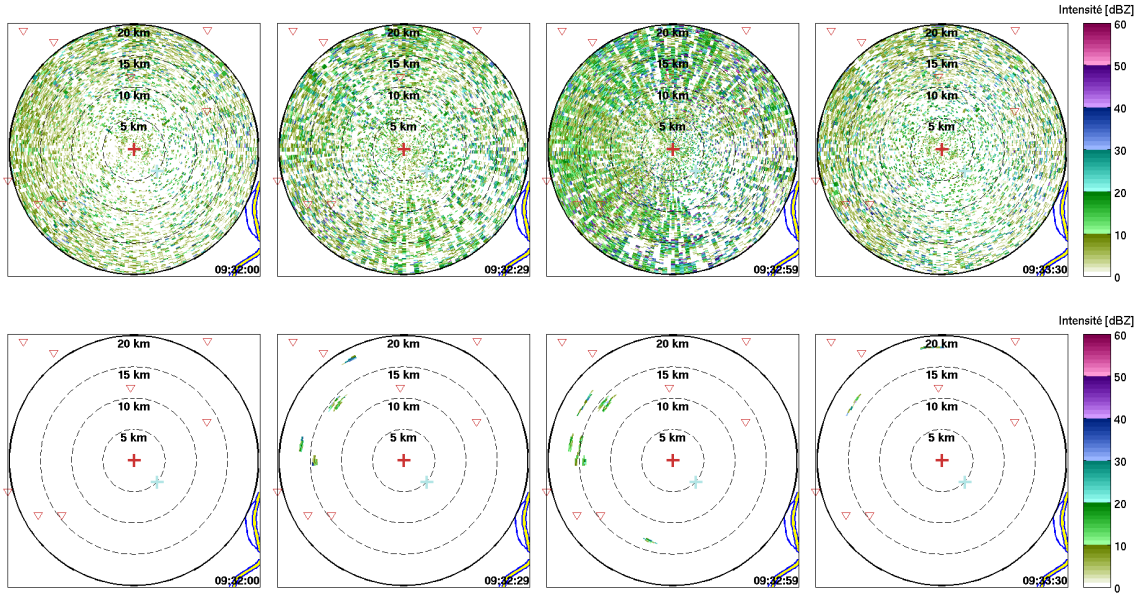

Fig. IV.1 – Séries du champ de réflectivité mesuré par le radar en bande X pendant 2 min, toutes les 30 s, et montrant les perturbations provoquées par des interférences dans toutes les directions, avant (haut) et après (bas) le premier filtrage. Le filtrage parvient à éliminer la plupart des échos créés par ces interférences à l'exception des zones où ces échos sont très denses : dans le quart Nord-Ouest, à 9:32:29 et 9:32:59 UTC.

distance et les pics de réflectivité temporels. Ce filtrage dans les trois dimensions des données radar est itéré jusqu'à ce qu'il n'y ait plus de pixels à supprimer.

Les résultats de ce filtrage sont présentés dans les parties basses des Figures IV.1, IV.2 et IV.3. Ce filtrage est efficace puisqu'il supprime toutes les perturbations à l'exception de quelques zones où les perturbations sont très denses (quart Nord-Ouest de la Figure IV.1 à 9:32:29 et 9:32:59 UTC) mais également le bruit du radar puisque les fluctuations de celui-ci lui donnent une texture proche de celle des perturbations avec des pixels isolés [(1)].

En revanche, ce filtrage ne peut pas supprimer les perturbations lorsqu'elles se superposent à des zones de précipitations comme c'est le cas sur la Figure IV.2. Il faut alors effectuer un second filtrage qui sera décrit dans la Section 12.2. De plus, ce premier filtrage est inefficace pour supprimer les perturbations qui s'étendent sur toute la distance de mesure du radar et sur quelques azimuts consécutifs (Figure IV.3). Heureusement, ces perturbations restent très rares.

12.1.2 Mesure d'échos directs fantôme très intenses

Plusieurs cas de la campagne COPS ont montré la présence d'un second type d'échos parasites qui ont une faible intensité et se déplacent de façon contraire au mouvement général des précipitations (Figure IV.4).

Les mesures de la Figure IV.4 sont issues d'un cas de précipitations sous forme de petites cellules convectives lors de la campagne COPS. Une cellule de précipitations

(1). Pour que le filtrage supprime l'ensemble du bruit, il est nécessaire d'éliminer tous les pixels dont la réflectivité radar est inférieure à 3 dBZ.

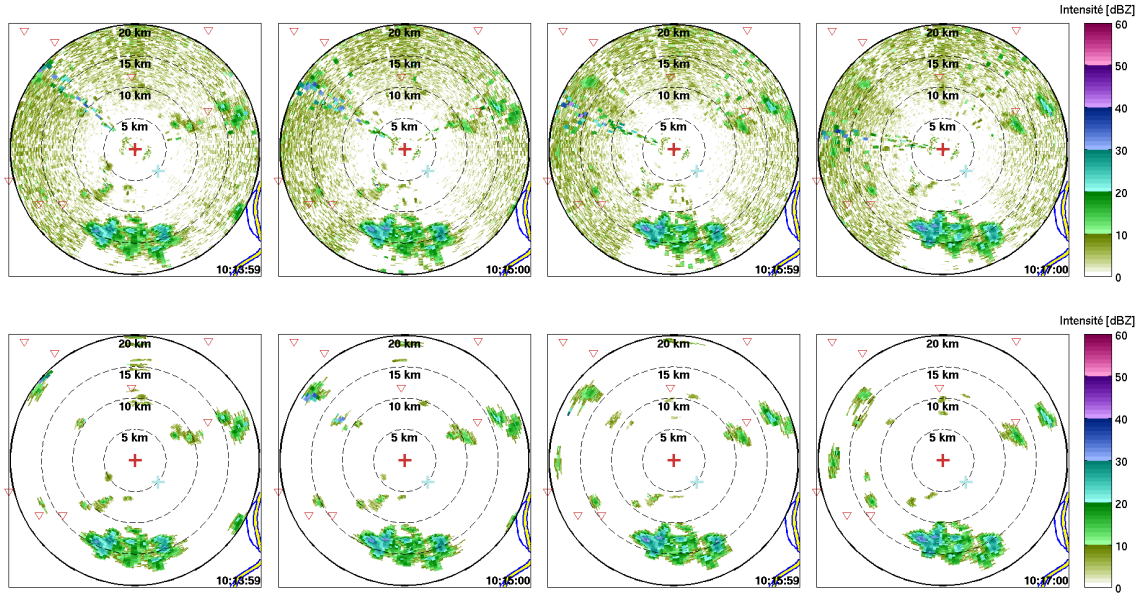

Fig. IV.2 – Séries du champ de réflectivité mesuré par le radar en bande X pendant 4 min, toutes les minutes, et montrant les perturbations provoquées par des interférences dans une direction donnée, avant (haut) et après (bas) le premier filtrage. Pendant les quatre minutes affichées, la direction des perturbations passe du Nord-Ouest à l'Ouest ce qui semble indiquer que la source des interférences se déplace vers le Sud. Le filtrage parvient à éliminer les échos provoqués par les interférences sauf lorsque ces derniers sont confondus avec une cellule de précipitations (exemple visible particulièrement à 10:15:00 sur les cellules situées à 12 et 18 km du radar, dans la direction du Nord-Ouest).

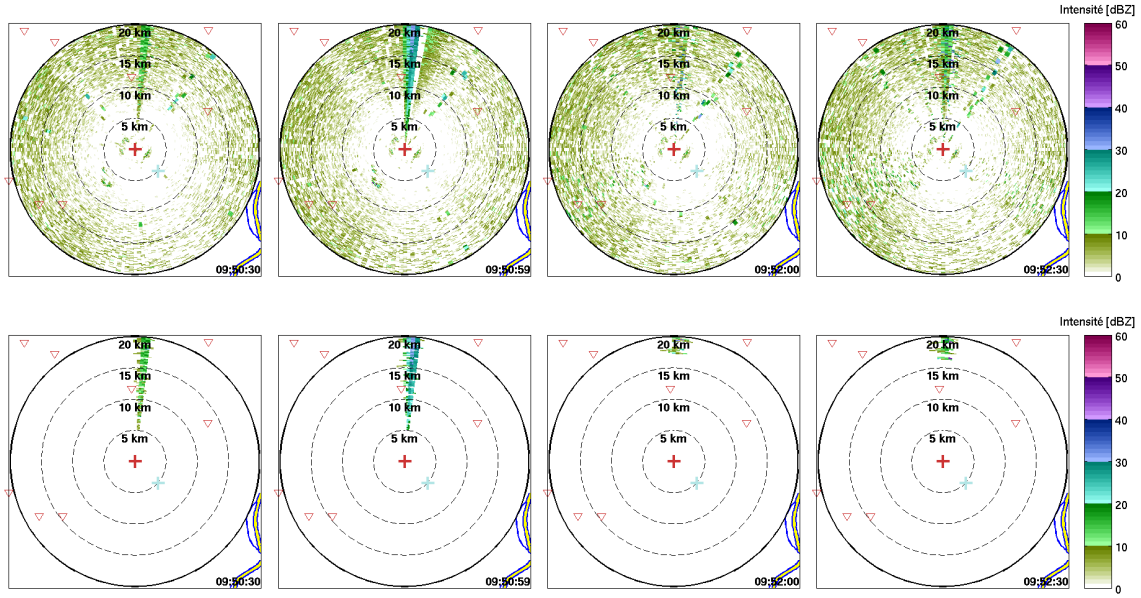

Fig. IV.3 – Séries du champ de réflectivité mesuré par le radar en bande X pendant 2 min, toutes les 30 s, et montrant les perturbations sur toute la gamme de distances mesurées par le radar et provoquées par des interférences dans une direction donnée, avant (haut) et après (bas) le premier filtrage. Le filtrage ne parvient pas à supprimer totalement les perturbations parce qu'elles forment des zones contigües de plus de un pixel.

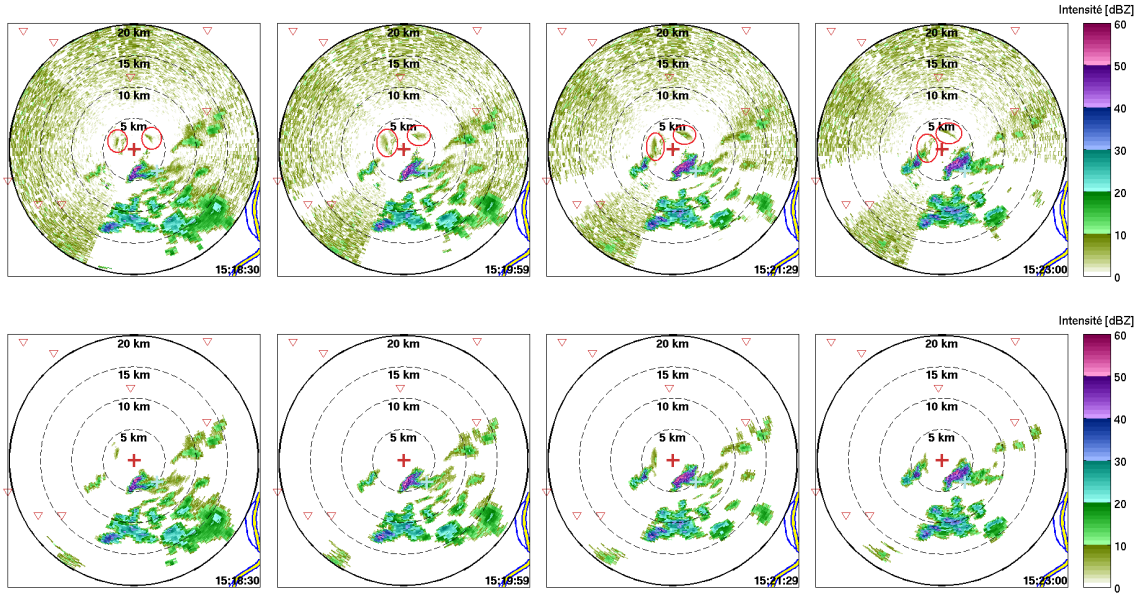

Fig. IV.4 – Séries du champ de réflectivité mesuré par le radar en bande X pendant 5 min, toutes les 90 s, au cours d'un cas de petites cellules convectives lors de la campagne COPS et montrant des échos directs, avant (haut) et après (bas) le premier filtrage. Le filtrage ne doit pas supprimer ces échos directs, lorsqu'ils se superposent à des "vraies" cellules de précipitations, comme à 15:21:29 et à 15:23:00 UTC.

très intenses de réflectivité supérieure à 50 dBZ à 3 km au Sud-Est du radar se déplace dans la direction du Nord-Est. Cette cellule produit des échos directs fantômes d'environ 10 dBZ qui se déplacent donc de manière symétrique dans le sens opposé du déplacement des cellules de précipitations.

Ces échos apparaissent toujours par deux et seulement en cas de cellules de précipitations très intenses. Ils ont une forme symétrique aux zones de réflectivité les plus intenses, par rapport à la position du radar à $\pm 120°$. Ces échos parasites ne sont pas liés à la localisation du radar (lors de la campagne COPS, le radar était placé à proximité de paraboles satellites qui auraient pu interférer avec les mesures) parce qu'ils apparaissent également sur les données de précipitations mesurées sur le site Clermontois (Figure IV.5).

La Figure IV.5 présente l'initiation d'une cellule orageuse lors de mesures sur le site Clermontois. Cette cellule se forme à proximité du radar et se déplace ensuite rapidement dans la direction Nord-Nord-Ouest pour se retrouver à une quinzaine de kilomètres du radar après 15 min. De la même manière, des échos directs fantômes d'environ 10 dBZ se déplacent dans des directions opposées et sont visibles jusqu'à environ 15 km du radar.

Ce type d'échos parasites est en réalité dû à la mesure directe par le cornet d'échos de précipitations très intenses. En effet, l'ajout d'un radôme de forme cylindrique sur le radar en bande X a nécessité la découpe des côtés de la parabole sur quelques centimètres. Il peut alors arriver que le cornet capte directement des échos de précipitations lorsque l'axe de l'antenne est orienté à $\pm 120°$ de la direction des précipitations (entre ces deux angles, les cellules de précipitations sont cachées par l'antenne). On a vu dans la Section 2.1.1, que la puissance reçue par le radar est proportionnelle à la surface de

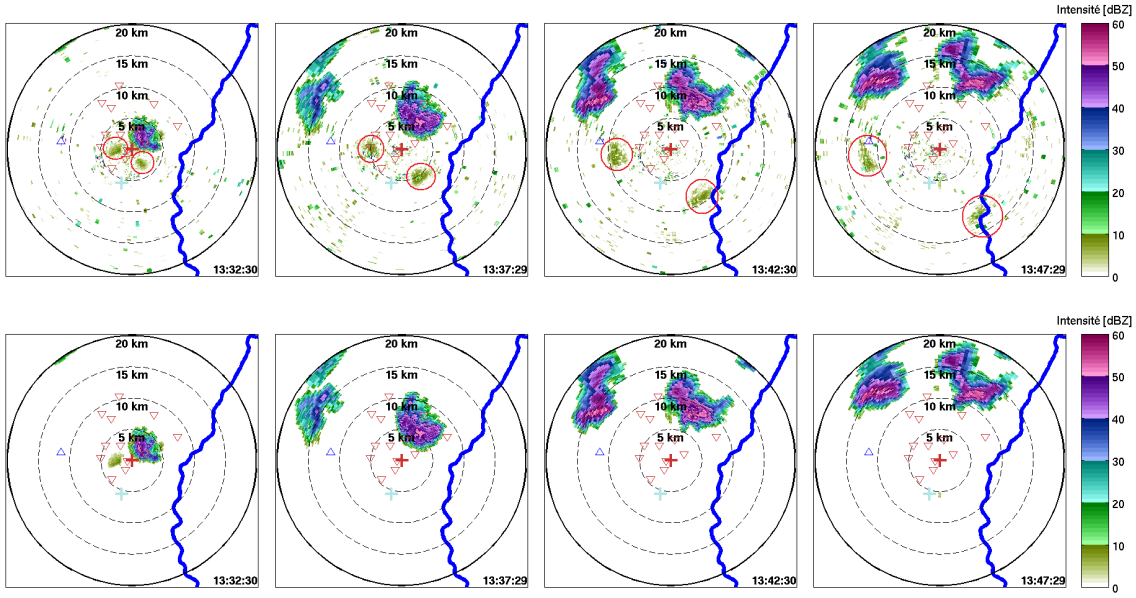

Fig. IV.5 – Séries du champ de réflectivité mesuré par le radar en bande X pendant 15 min, toutes les 5 min, au cours de l'initiation d'une cellule orageuse et montrant des échos directs, avant (haut) et après (bas) le premier filtrage. Dans certains cas rarissimes, comme à 13:32:30 UTC, le filtrage ne permet pas de supprimer l'écho direct.

l'antenne. Par définition, la mesure directe des précipitations se fait directement par le cornet et de manière latérale, donc les échos obtenus ont une intensité beaucoup plus faible. L'expérience montre qu'ils sont inférieurs d'environ 40 dBZ. Ces échos n'apparaissent donc qu'en présence de cellules très intenses supérieures à 40 dBZ.

Ces échos directs fantômes ont pu être supprimés en comparant la position de chaque cellule de précipitations par rapport à celle des zones de réflectivité intenses. Pour cela, on identifie chaque zone de l'image radar où la réflectivité dépasse un certain seuil sur plusieurs pixels contigus. Le seuil choisi est 0 dBZ pour identifier les cellules de précipitations et de 35 dBZ pour les zones de réflectivité intenses. On créé les images des zones de réflectivité intenses par rotation de ±120° par rapport au radar. Les échos directs fantômes doivent se situer à l'intérieur de ces images. Cette méthode est illustrée sur la Figure IV.6. Chaque cellule identifiée est caractérisée par son pourtour (en trait fin noir) et son centre de gravité (marqueur coloré). Les zones de réflectivité intenses sont caractérisées par un trait fin rouge et leurs images, symétriques par rapport au radar à ±120°, par un trait fin rose. Si des cellules sont identifiées comme étant des échos directs fantômes, leur marqueur est colorié en rose.

Pour éviter la suppression de cellules de précipitations valides qui se trouveraient dans ces zones, on effectue plusieurs tests pour vérifier que la cellule en question est bien un écho direct fantôme : la réflectivité maximale à l'intérieur de la cellule ne doit pas dépasser 20 dBZ et plus de 70% de ses pixels doivent se trouver à l'intérieur des images des échos directs fantômes. Le choix de ces paramètres est basé sur l'analyse des données de la campagne COPS. C'est pourquoi dans la Figure IV.6, l'écho direct fantôme droit (au Nord du radar) a bien été identifié (marqueur rose) alors que l'écho direct fantôme gauche (à l'Ouest du radar) ne l'est pas. En effet, ce dernier est mélangé avec une cellule précipitante dont la réflectivité atteint environ 35 dBZ.

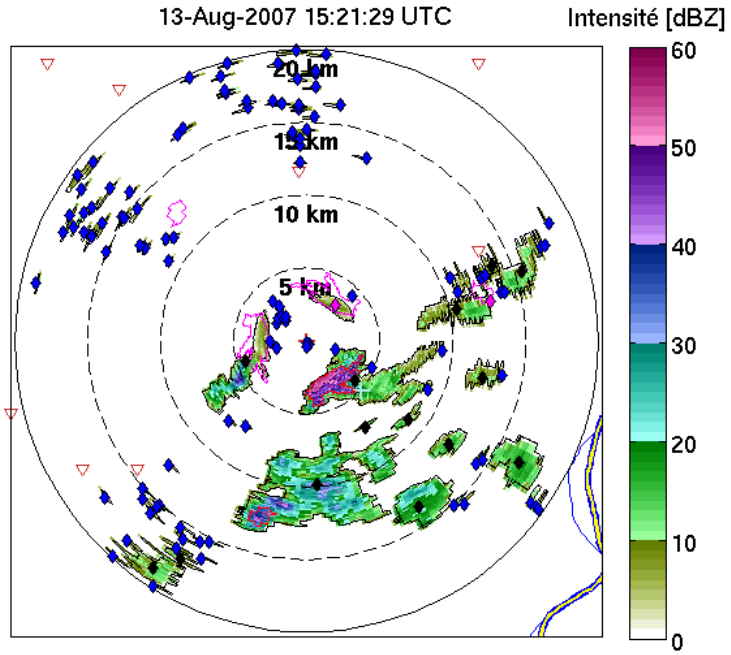

Fig. IV.6 – Illustration du filtrage des cellules de précipitations par leur taille et leur position par rapport aux zones de réflectivité intenses. Chaque cellule individuelle est identifiée par son pourtour en trait fin noir et par la position de son centre de gravité avec un marqueur noir. Les zones de précipitations intenses et leurs images par rotation autour de la position du radar de ±120° sont identifiées par leur pourtour en trait fin rouge et rose, respectivement. Le marqueur des cellules filtrées est colorié : en rose pour les cellules identifiées comme étant des échos directs et en bleu pour les cellules dont la taille est jugée trop faible.

Les tests sont volontairement stricts parce que l'on préfère conserver un écho direct fantôme, qui n'aura que peu d'influence sur le cumul de précipitation puisque sa réflectivité est toujours assez faible, plutôt que de supprimer une cellule de précipitations bien réelle. Ainsi, certains échos directs fantômes peuvent ne pas être supprimés comme c'est le cas sur certaines images des Figures IV.4 et IV.5.

Par ailleurs, cette identification des cellules permet également de supprimer les derniers pixels de réflectivité correspondant au bruit ou aux interférences en autorisant une taille de cellule minimale en nombre de pixels (20 pixels) à proximité du radar et en volume échantillonné (2.5×10^7 m^3) loin du radar. Les marqueurs de ces zones sont coloriés en bleu sur la Figure IV.6. Avec ce filtrage, il y a un risque de supprimer des très petites cellules précipitantes en cours de formation ou de dissipation. Néanmoins, des cellules de cette taille auront une très faible réflectivité et leur suppression n'aura que de faibles conséquences sur l'estimation des précipitations. Il faut tout de même noter que cette remarque pourrait ne pas être valide pour un radar classique. En effet, c'est la très haute résolution du radar qui rend possible ce genre de filtrage simple.

12.1.3 Échos ambigus en distance

Une dernière sorte d'échos parasites en air clair a été observée, mais de manière très rare : il s'agit des échos ambigus en distance, c'est-à-dire, des échos renvoyés par des cibles situées au delà de la portée non ambiguë du radar (Équation I.9). En général,

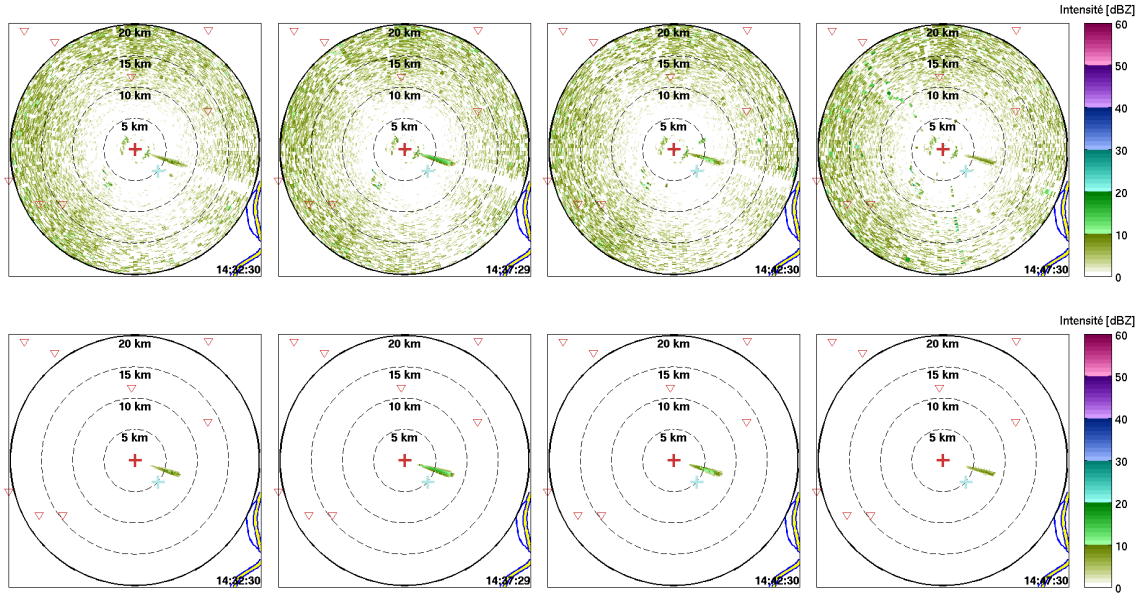

Fig. IV.7 – Séries du champ de réflectivité mesuré par le radar en bande X pendant 15 min, toutes les 5 min, et montrant des échos ambigus en distance provenant d'un cellule intense lointaine, avant (haut) et après (bas) le premier filtrage. Ce filtrage n'est pas capable d'éliminer un tel écho parasite.

les échos issus de ces cibles sont trop faibles pour être détectés par le récepteur. Mais lorsque la réflectivité de ces cibles est forte, le récepteur les détecte et les associe à l'impulsion la plus récente. Alors, le temps que met l'onde électromagnétique pour parcourir en aller et retour la distance entre le radar et la cible est sous-estimé de la valeur de la période de répétition entre les impulsions. Par voie de conséquence, la distance de la cible est sous-estimée de la valeur de la portée non ambiguë du radar.

D'après le Tableau II.1, le radar en bande X a une portée non ambiguë d'environ 70 km. De plus, on a vu que seules les données correspondant aux 20 premiers kilomètres sont échantillonnées (Section 3.1). Alors, seules les cibles comprises entre 70 et 90 km du radar peuvent produire des échos ambigus en distance. La Figure IV.7 montre un exemple d'échos ambigus en distance mesuré le 15 juillet 2007 lors de la campagne COPS. Ce cas a suscité un certain intérêt puisqu'il a donné lieu à la formation d'un système convectif isolé sur la Forêt Noire et dont la prévision s'est avérée compliquée (Richard et al., 2011). Aucune pluie n'a été enregistrée sur le massif des Vosges et dans la Vallée du Rhin, mais le radar en bande X a bien mesuré une cellule de précipitations à environ 5 km dans la direction Est-Sud-Est avec des réflectivités de plus de 20 dBZ pendant environ 20 min. Cette cellule correspond en fait au système convectif qui s'est formé sur la Forêt Noire, et qui a également été détecté par le radar POLDIRAD à une distance d'environ 75 km du radar en bande X et avec des réflectivités dépassant 56 dBZ au moment le plus intense, vers 14h40 UTC (voir Figure IV.8). Pourtant, la forme de la cellule mesurée par le radar en bande X paraît différente de celle mesurée par POLDIRAD. Ceci est dû à la mauvaise estimation de sa distance par le radar en bande X, à cause de l'ambiguïté en distance. En effet, la dimension radiale de la cellule est correctement conservée tandis que sa dimension orthogonale ne l'est pas. Cette dernière, égale à $r \tan \theta$ où r est la distance de la cible et θ l'angle sous lequel elle est interceptée, est sous-estimée d'une quantité égale au rapport entre la distance

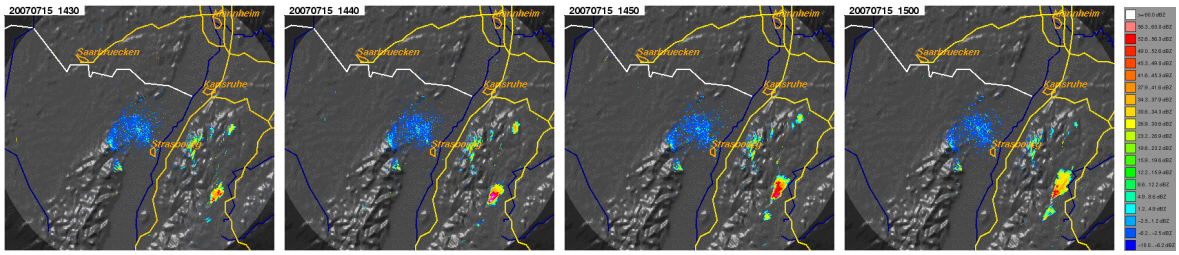

Fig. IV.8 – Séries du champ de réflectivité mesuré par le radar POLDIRAD pendant 40 min, toutes les 10 min, et montrant la formation, sur la Forêt Noire, du système orageux détecté par le radar en bande X comme le montre la Figure IV.7. Sur cette Figure, le fond grisé montre la topographie, avec les Vosges, à l'Ouest et la Forêt Noire à l'Est. Le radar en bande X était localisé à 30 km au Sud-Ouest de Poldirad au pied des Vosges. Cette Figure confirme la direction Est-Sud-Est du système convectif par rapport au radar en bande X.

réelle et la distance supposée par le radar. Ainsi, la cellule a une dimension orthogonale d'environ 7.8 km à 75 km du radar qui devient environ 500 m sur l'image, à 5 km du radar. Ceci explique la forme allongée retrouvée par le radar en bande X.

Le problème des échos ambigus en distance est que, mis à part sa forme, la cellule ainsi détectée possède toutes les propriétés d'une cellule de précipitations normale et est difficilement identifiable de manière automatique. La Figure IV.7 montre qu'elle n'est pas éliminée par le filtrage. Néanmoins, ce phénomène a peu d'incidence sur l'estimation des précipitations parce qu'il est relativement rare que les réflectivités induites dépassent 30 dBZ à cause de la mauvaise normalisation en inverse du carré de la distance. Néanmoins, il faut être conscient de ce problème, car lorsqu'une cellule de précipitations provoquant un tel phénomène se déplace peu, le cumul des précipitations obtenu peut devenir relativement important.

12.2 Filtrage des échos parasites superposés aux échos de précipitations

On a vu dans la section précédente que certains types d'échos aberrants peuvent se superposer à des zones de précipitations. De plus, un autre type d'échos parasites semble perturber le signal de manière encore plus importante. Dans cette Section, nous décrirons ces nouveaux échos parasites ainsi que la nouvelle méthode de filtrage utilisée pour les éliminer (Section 12.2.1). Pour éviter toute confusion, on appellera "filtrage du bruit" le filtrage décrit précédemment et "filtrage des pics" ce nouveau filtrage, dans la suite de ce document. Ensuite, nous justifierons le filtrage des pics par une comparaison statistique avec les données de POLDIRAD (Section 12.2.2), enfin, nous vérifierons la validité de ce filtrage en montrant l'effet qu'avaient de tels échos parasites sur la densité de probabilité de la réflectivité et sur l'estimation des précipitations (Section 12.2.3). Pour cela, nous prendrons comme exemple le cas de précipitations du 12 août 2007 pour lequel de petites cellules convectives se formaient au niveau des crêtes des Vosges et étaient ensuite advectées par le vent en direction du Nord-Est, au dessus de la Vallée du Rhin, tout en diminuant rapidement en intensité. Les conditions favorables à ce type d'initiation de la convection ont été décrites en détails dans Hagen et al. (2011).

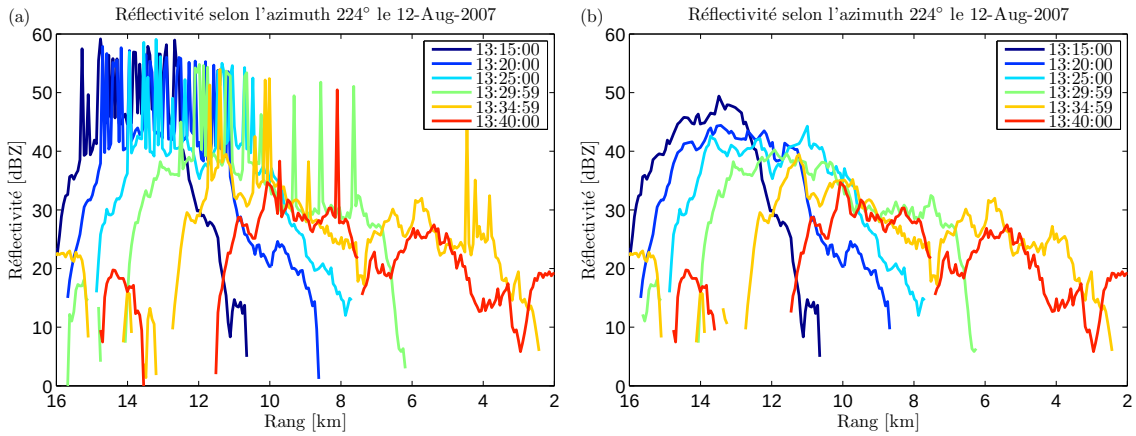

Fig. IV.9 – Réflectivité mesurée par le radar en bande X en fonction de la distance au radar le long d'un azimut donné pour plusieurs instants de mesure successifs et montrant la présence de pics de réflectivité (a) qui sont supprimés par le filtrage des pics (b). Ces courbes montrent qu'entre 13h15 et 13h40 (courbes allant du bleu au rouge) une cellule de précipitations intenses (supérieures à 40 dBZ) se rapproche du radar tout en diminuant en intensité.

12.2.1 Pics de réflectivité aberrants

Dans les zones de précipitations intenses, la réflectivité du radar en bande X semble anormalement hétérogène. La représentation graphique classique des données radar sous forme d'un champ de réflectivité en deux dimensions où l'intensité de la réflectivité radar est indiquée par une échelle de couleur ne permet pas de visualiser clairement cette variabilité. Par contre, un graphe représentant la réflectivité en fonction de la distance au radar le long d'un azimut est plus lisible et peut s'apparenter à une section verticale à travers une cellule de précipitations le long d'une direction donnée.

Cette représentation a été choisie dans la Figure IV.9a à plusieurs instants de mesure du radar en bande X en sélectionnant un azimut parallèle à la direction de propagation des précipitations afin de décrire l'évolution et le déplacement d'une cellule convective le 12 août 2007. On rappelle que lors de ce cas de précipitations, les cellules se formaient au niveau des crêtes des Vosges et se déplaçaient ensuite en direction du Nord-Est. La cellule étudiée sur la Figure IV.9a s'est formée peu avant 13h15 à environ 15 km du radar et s'est rapprochée progressivement jusqu'à environ 8 km du radar en 30 min. La section de la cellule a une forme globale assez lisse mais surmontée de pics de réflectivité de 10 à 20 dBZ. De telles variations ponctuelles de réflectivité sont absurdes et leur origine n'est pas clairement identifiée. Ces artefacts sont certainement dus à un défaut interne au radar dans le traitement de la puissance mesurée, qui entrainerait une surestimation de la puissance reçue, d'une valeur fixe et avec une fréquence aléatoire. En réalité, la fréquence de ce phénomène semble liée à l'intensité de la puissance reçue, avec des pics très nombreux pour des réflectivités supérieures à 40 dBZ et pratiquement inexistants lorsque la réflectivité est inférieure à 30 dBZ.

Un tel défaut dans les données a des conséquences désastreuses sur l'estimation des précipitations puisque, par définition, une surestimation de 20 dBZ correspond à une surestimation de deux ordres de grandeur de la réflectivité. Une bonne estimation des précipitations à partir des données de ce radar nécessite donc un nouveau filtrage, en particulier parce qu'on s'intéresse en priorité à des précipitations intenses, pour

lesquelles ce défaut est le plus fréquent. On a donc décidé de mettre au point un second filtrage (le “filtrage des pics”) basé sur les variations locales du facteur de réflectivité radar. La principale difficulté pour effectuer ce filtrage est que des pics de réflectivité peuvent apparaître sur plusieurs portes de suite. Il consiste à rechercher des pics ou “plateaux” de réflectivité supérieurs de plus de 6 dBZ à l'enveloppe générale de la réflectivité mesurée pour chaque azimut. De plus, afin d'éliminer les interférences décrites dans la Section 12.1.1 qui se seraient superposées à un signal météorologique, il faut que le filtrage puisse détecter des plateaux de réflectivité d'une taille allant jusqu'à 12 portes, c'est-à-dire, environ 720 m. Un tel filtrage peut évidemment niveler des petites cellules convectives en formation. C'est une conséquence normale d'un filtrage aussi simpliste, mais qu'on ne peut pas éviter. Néanmoins, ceci reste assez rare et le filtrage fonctionne en général de manière très correcte. Après le filtrage des pics, les sections de la cellule du 12 août 2007 à 13h sont présentées dans la Figure IV.9b. Tous les pics ont bien été supprimés sans détériorer la forme générale des courbes. Néanmoins, dans la section suivante, nous allons vérifier la validité du filtrage des pics de manière statistique, avec des comparaisons avec le radar POLDIRAD.

12.2.2 Comparaisons avec le radar POLDIRAD

Afin de vérifier la qualité des données du radar en bande X et du filtrage des pics, on décide de comparer la réflectivité mesurée par les deux radars, d'abord de manière qualitative, puis de manière statistique.

a) Comparaison qualitative

Le radar POLDIRAD ne fonctionne généralement pas de manière continue et automatique. Ainsi, pendant la campagne COPS, la stratégie de scan dépendait des conditions météorologiques observées. En fonctionnement normal, POLDIRAD effectue des balayages volumiques en 10 min en mesurant une série de PPI avec des élévations allant de 0.5° à 25°. Pour le cas du 12 août 2007 auquel on s'intéresse ici, le nombre d'élévations était variable. Les seules qui ont été effectuées régulièrement sont 1° et 2°. À 1°, les mesures sont fortement contaminées par des échos de sol dans la direction du radar en bande X, à cause de masques partiels provoqués par les contreforts des Vosges. Pour effectuer les comparaisons, on a donc choisi d'utiliser les mesures faites à 2°. La zone couverte par le radar en bande X est échantillonnée en une dizaine de secondes par POLDIRAD avec des angles de visée compris entre 158° et 240° par rapport au Nord (dans le sens des aiguilles d'une montre). Les mesures du radar en bande X ont donc été choisies de façon à ce qu'elles se rapprochent au maximum de la valeur moyenne des temps de mesure de POLDIRAD dans ces directions.

La Figure IV.10a montre la réflectivité mesurée pendant une révolution de POLDIRAD dans la zone couverte par le radar en bande X (les points de repères correspondant au radar en bande X ont été ajoutés pour faciliter la comparaison). La Figure IV.10b présente la réflectivité du radar en bande X correspondante, après filtrage, au temps de mesure le plus proche. Par ailleurs, les données du radar en bande X ont été moyennées sur la grille de données de POLDIRAD, éliminant ainsi toute différence d'échelle, dans le but de faciliter la comparaison. Les résultats de cette moyenne sont présentés dans la Figure IV.10c.

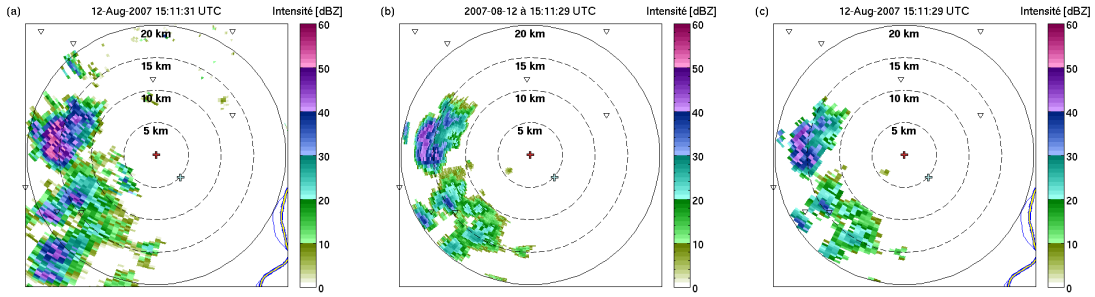

Fig. IV.10 – Réflectivité mesurée le 12 août 2007 à 15:11:30 dans le champ de vision du radar en bande X, par le radar POLDIRAD (a), par le radar en bande X (b) et issue de la moyenne des mesures du radar en bande X sur la grille de données de Poldirad (c).

Les champs de réflectivité des deux radars sont tout à fait comparables, avec plusieurs cellules d'intensités différentes détectées à l'Ouest du radar en bande X. Les zones de réflectivité que le radar en bande X n'a pas détectées sont en réalité des échos de sol provoqués par certains sommets des Vosges sur les données de POLDIRAD, et qui sont également visibles sur la Figure IV.8 au Sud-Ouest de Strasbourg où était implanté le radar en bande X. Comme les deux radars n'opèrent pas à la même longueur d'onde, cette comparaison ne peut être que qualitative. Néanmoins, on observe une sous-estimation de la réflectivité par le radar en bande X de plus de 5 dB, en particulier pour les fortes réflectivités. Une telle différence ne pouvant être complètement expliquée par la différence de longueur d'onde, ceci pourrait indiquer une forte atténuation des réflectivités observées par le radar en bande X et/ou un mauvais étalonnage du radar en bande X, ce que l'on vérifiera dans les Sections 13 et 14.

b) Comparaison statistique

Afin d'effectuer une comparaison plus précise, on étudie la densité de probabilité de la réflectivité mesurée par les deux radars. La densité de probabilité est la probabilité d'apparition d'une valeur ayant une certaine réflectivité par classe de réflectivité. Leur différence de longueur d'onde ne permet pas une correspondance exacte, mais la forme de leur densité de probabilité doit être semblable. La Figure IV.11 présente les densités de probabilité de la réflectivité mesurée par POLDIRAD et par le radar en bande X pendant les 5 heures que dure le cas du 12 août 2007 (de 12 h à 17 h UTC). Le temps mis par POLDIRAD pour effectuer un balayage complet étant de 10 min, ce dernier fournit des mesures de la zone couverte par le radar en bande X à une élévation de 2° toutes les 10 min. Les données utilisées pour créer la densité de probabilité de POLDIRAD (courbe bleue) proviennent donc de 28 balayages pour lesquels on a sélectionné les pixels qui sont exactement inclus dans le cercle correspondant à la portée du radar en bande X (voir Figure IV.10). Pour une comparaison avec exactement les mêmes observations, on sélectionne également les 28 PPI complets du radar en bande X correspondant aux temps de mesure de POLDIRAD. La densité de probabilité obtenue est représentée par la courbe verte. On calcule également la densité de probabilité (courbe rouge) des données du radar en bande X obtenues après moyenne sur la grille de POLDIRAD, comme cela a été fait dans la Figure IV.10. Par ailleurs, on utilise des données supérieures à 10 dBZ de façon à ne pas perturber la forme de la densité de probabilité du radar en bande X pour lequel le bruit est très présent à des réflectivités

inférieures à 10 dBZ. On distingue d'ailleurs, la contribution croissante de ce bruit pour les réflectivités allant de 12 à 10 dBZ sur la Figure IV.11a.

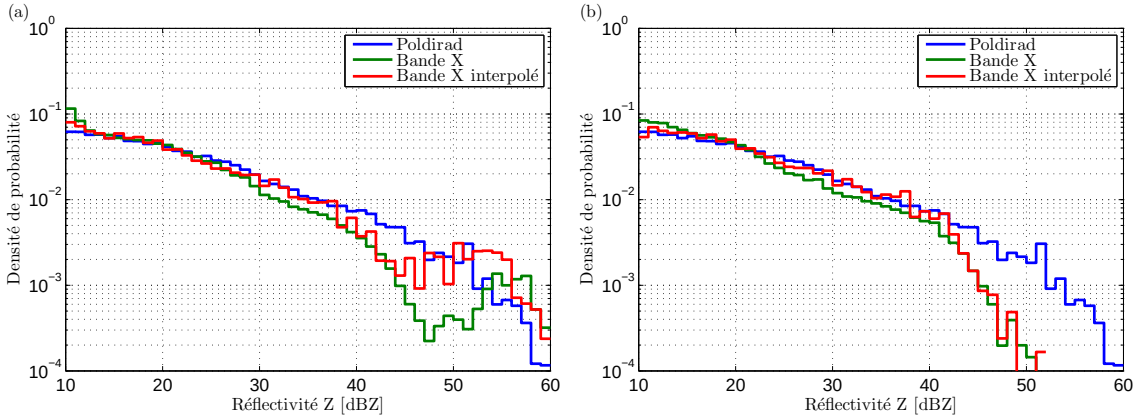

Fig. IV.11 – Comparaison des densités de probabilité de la réflectivité mesurée par POLDIRAD, par le radar en bande X et issue de la moyenne des mesures du radar en bande X sur la grille de POLDIRAD pour l'évènement de précipitations du 12 août 2007 en entier, avant (a) et après le filtrage des pics (b).

La Figure IV.11 permet de comparer la densité de probabilité du radar X à celle de POLDIRAD avant (Figure IV.11a) et après le filtrage des pics de réflectivité anormaux (Figure IV.11b). La densité de probabilité de POLDIRAD possède une forme assez classique, avec une diminution régulière jusqu'à 45 dBZ puis une diminution plus forte au-delà, mais avec une forme un peu chaotique, à cause de la rareté des pixels ayant de telles réflectivités. En revanche, la densité de probabilité de la réflectivité du radar en bande X a une forme plus particulière avec un comportement similaire jusqu'à 40 dBZ mais une diminution rapide jusqu'à environ 48 dBZ, puis une augmentation de la probabilité créant une bosse centrée autour de 55 dBZ. Ce comportement pourrait être lié à une spécificité de l'initiation des cellules convectives lors du 12 août, à une échelle fine qui n'est pas résolue par POLDIRAD. Malheureusement, cette hypothèse doit être rejetée parce que même si cet effet est effectivement moins visible sur la densité de probabilité des mesures du radar en bande X moyennées à l'échelle de POLDIRAD, il est toujours bien présent. En revanche, la Figure IV.11b montre que le filtrage des pics de réflectivité dans les données du radar en bande X élimine totalement la bosse de hautes réflectivités dans la densité de probabilité. La moyenne des données du radar en bande X à l'échelle des données de POLDIRAD n'a alors pratiquement plus aucun effet, et on n'observe plus que des différences minimes entre les différentes densités de probabilités à l'exception que la forte diminution due à la rareté des pixels intervient à 40 dBZ pour le radar en bande X au lieu de 45 dBZ pour POLDIRAD, ce qui peut être expliqué par un biais dû à un mauvais étalonnage ou l'atténuation subie par le radar en bande X. On conclut donc que cette bosse dans la densité de probabilité est bien provoquée par les pics de réflectivité aberrants décrits dans la Section 12.2.1. D'un autre côté, la Figure IV.11b permet de valider le filtrage effectué. En effet, puisque la bosse dans la densité de probabilité a disparu, cela induit que la totalité des pics aberrants a bien été supprimée, alors que le comportement du reste de la densité de probabilité semble inchangé.

12.2.3 Vérification de la validité du filtrage des pics

Dans cette section, on poursuit la vérification de la validité du filtrage des pics en observant ses effets sur l'évolution de la densité de probabilité de la réflectivité du radar en bande X et sur l'estimation des précipitations.

a) Effet sur la densité de probabilité de la réflectivité

La Figure IV.12a présente l'évolution de densité de probabilité des données du radar en bande X en fonction du temps : chaque ligne verticale présente la densité de probabilité du champ de réflectivité du radar en bande X mesuré pendant 30 s et dont la probabilité est représentée par l'échelle de couleur en niveau de gris. Ce genre de représentation ne donne pas d'information sur la localisation mais permet de visualiser l'évolution au cours du temps de la réflectivité mesurée sur l'ensemble de la surface couverte par le radar en bande X en une unique figure (Duroure, 2009, communications personnelles).

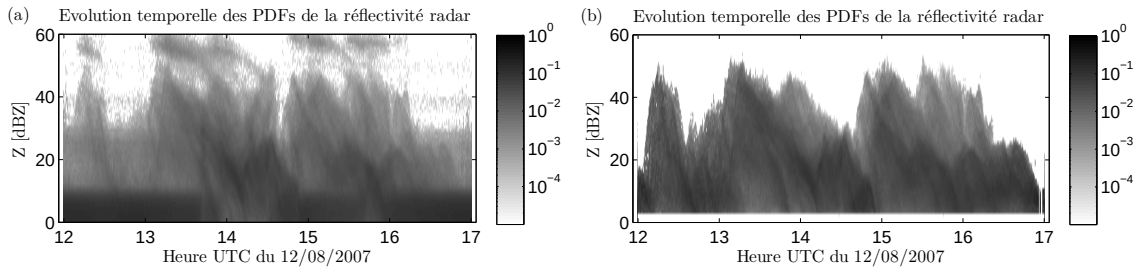

Fig. IV.12 – Évolution au cours du temps de la densité de probabilité de la réflectivité radar mesurée par le radar en bande X lors de l'évènement de précipitations du 12 août 2007 en entier, avant (a) et après le second filtrage (b).

Ainsi, on distingue nettement l'apparition brusque de nouvelles cellules convectives (avec des réflectivités de près de 50 dBZ) par leur advection ou leur initiation dans le champ de réflectivité du radar en bande X à différents instants (12h20, 13h15, 13h50, 15h00, etc.) puis leur lente diminution en intensité. On distingue même des variations secondaires de la densité de probabilité (14h00, 14h30, 15h30, etc.) qui sont certainement provoquées par des cellules convectives d'intensité moindre (autour de 30 dBZ). Aux cellules présentant les plus fortes réflectivités est associée une "bosse de probabilité" similaire à celle de la Figure IV.11a qui est due à la présence de pics de réflectivité aberrants tels que ceux de la Figure IV.9a, et qui semble diminuer en intensité de la même manière que la cellule correspondante. Il faut noter ici que les cellules les plus intenses ont toutes des réflectivités qui culminent à environ 50 dBZ. Les pics de réflectivité qui leur correspondent sont donc tous centrés autour de 55 dBZ. Ceci explique pourquoi la bosse dans la densité de probabilité moyenne est visible exclusivement sur le cas du 12 août, mais pas sur les autres cas où des intensités de cellules variées mènent à un mélange des pics aberrants et des vraies mesures, dans la densité de probabilité. Enfin, la bande plus foncée aux valeurs inférieures à 12 dBZ est due au bruit du radar. Cette bande disparaît lorsqu'une cellule, passant au-dessus du radar, provoque la disparition des fluctuations du bruit dans toutes les directions (de 13h45 à 15h et autour de 15h50) à cause de l'amplification non linéaire du signal dans le récepteur (voir Section 3.1).

La Figure IV.12b présente l'évolution de la densité de probabilité pour les mêmes données mais après avoir appliqué les deux filtrages. Leur effet est net, avec la suppression de la bande sombre correspondant au bruit du radar en-dessous de 12 dBZ, par le filtrage du bruit, et la suppression des bosses aux réflectivités élevées correspondant aux pics de réflectivité aberrants, par le filtrage des pics. De plus, ce filtrages sont particulièrement bénéfiques car ils font ressortir certains détails dans les variations secondaires de la densité de probabilité. Malheureusement, la Figure IV.12b montre également que les différents filtrages ne sont pas parfait : le filtrage du bruit a nécessité la suppression de toutes les réflectivités inférieures à 3 dBZ, tandis que la forme dentelée de la densité de probabilité aux fortes réflectivités, notamment entre 12h et 13h, montre que le filtrage des pics lisse de temps en temps des zones de réflectivité pourtant valides.

b) Effet sur l'estimation des précipitations

On décide d'étudier l'effet des pics de réflectivité aberrants sur l'estimation des précipitations en calculant les taux de précipitation correspondant à chaque champ de réflectivité en utilisant la relation puissance communément admise entre le facteur de réflectivité radar Z et le taux de précipitation R : la relation de Marshall et al. (1955) [(2)]

$$Z = 200R^{1.6}. \tag{IV.1}$$

Le cumul de précipitation sur l'ensemble de l'évènement est ensuite calculé et présenté dans la Figure IV.13a. Le cumul est représenté de la même manière que le champ de réflectivité, avec les points de repère du radar en bande X et la topographie en courbes de niveaux, avec la valeur du cumul indiquée par une échelle de couleur. Afin de garder la même échelle de couleur quel que soit l'évènement de précipitations considéré, cette échelle est logarithmique avec des valeurs allant de 0.1 mm à 1000 mm. L'utilité d'une échelle de couleur allant jusqu'à des valeurs de 0.1 mm se justifie par la texture physiquement raisonnable des précipitations entre 0 et 1 mm, même si elles n'ont qu'un faible impact.

La Figure IV.13a montre que les précipitations ont été plus importantes sur le relief. Ceci s'explique par le fait que la formation des cellules convectives a été forcée par le relief et que leur durée de vie est assez courte pour qu'elles se dissipent avant d'atteindre les plaines de la vallée du Rhin (Hagen et al., 2011). Par ailleurs, on observe une forte hétérogénéité du cumul de précipitation qui s'explique de deux façons différentes selon leur localisation. Les pixels isolés dans les zones où le cumul est presque nul, notamment à l'Est, sont provoqués par les pics de réflectivité dus aux interférences (Section 12.1.1). La grande variabilité dans les zones où le cumul est important, avec des pixels montrant jusqu'à 20 ou 30 mm de précipitation très localement, notamment à l'Ouest, est due aux pics de réflectivité dans les zones de forte intensité (Section 12.2.1). Enfin, on reconnaît la portion du disque du Nord au Nord-Ouest où le masque partiel, dû aux arbres à proximité du radar (section 4.2.2), entraîne une sous-estimation du cumul des précipitations.

La Figure IV.13b présente l'estimation du cumul de précipitation à partir des données de réflectivité filtrées et confirme la qualité des filtrages avec des estimations qui,

(2). Comme l'a très justement noté Uijlenhoet (1999), cette relation est très souvent attribuée par erreur à Marshall et Palmer (1948).

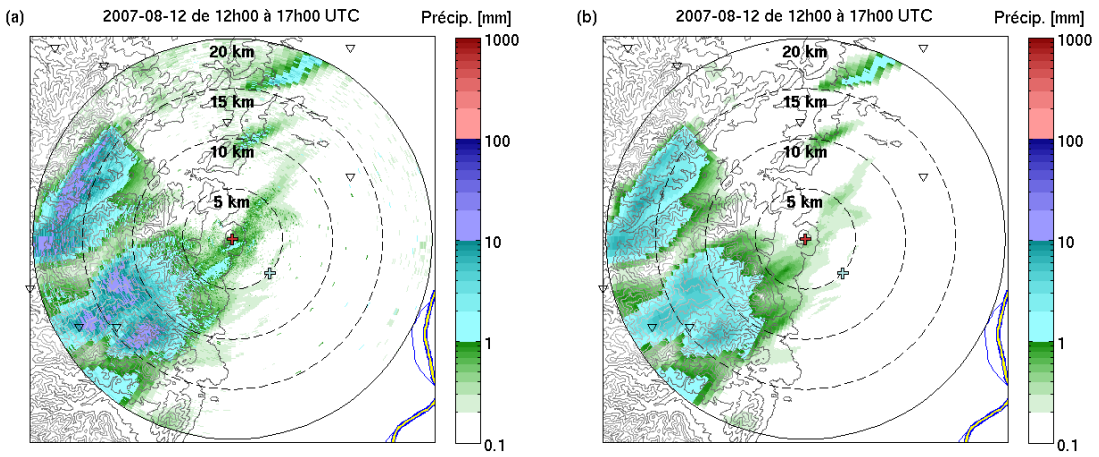

Fig. IV.13 – Estimation du cumul de précipitation lors de l'évènement de précipitations du 12 août 2007 sans (a) et avec filtrage (b).

dans leur globalité sont très proches de celles de la Figure IV.13a mais beaucoup plus lisses. En revanche, la comparaison détaillée de ces Figures met en évidence le fort impact des pics de réflectivité aberrants avec des valeurs maximum passant de 30 à 8 mm. De plus, les zones sans précipitation sont maintenant exemptées de toute valeur isolée.

Dans cette section, on a vu que les données du radar en bande X étaient contaminées par de nombreux échos parasites. Ces échos ont un fort impact sur les estimations des précipitations et doivent donc être éliminés. Les méthodes de filtrage utilisées en ce sens fournissent de bons résultats mais mettent en évidence un mauvais étalonnage du radar en bande X. Dans les sections suivantes, nous tenterons donc d'étalonner correctement le radar en bande X après avoir corrigé les données de l'atténuation par les précipitations.

13 Calcul de l'atténuation par les précipitations

Ainsi qu'il a été montré dans la Partie 2, l'atténuation des ondes électromagnétiques est importante pour un radar en bande X et doit être prise en compte. Même, si de nombreux travaux ont porté sur son estimation, la meilleure méthode de correction applicable au radar en bande X du LaMP est celle de Hitschfeld et Bordan (1954), qui date pourtant de plusieurs décennies. En effet, la méthode de Hildebrand (1978) ne fournit pas de meilleurs résultats (Section 7), tandis que la méthode de Marzoug et Amayenc (1991) ne permet la correction que jusqu'à une distance où le PIA peut être estimé directement. Cette méthode pourrait donc être appliquée à la manière de Delrieu et al. (1999b) mais seulement dans les directions où le faisceau du radar rencontre des obstacles (comme des montagnes où l'antenne du puy de Dôme, par exemple). Malheureusement, d'un autre côté, l'élévation du radar en bande X étant fixe, cette dernière doit être suffisamment grande pour que la portée du radar ne soit pas limitée par les obstacles rencontrés, amenant à un nombre minimal de directions où la correction peut-être appliquée.

On est donc obligé d'appliquer la méthode de Hitschfeld et Bordan (1954) en limitant la correction à un PIA de 10 dB comme le conseillent Delrieu et al. (1999a) afin d'éviter l'instabilité de cet algorithme pour les fortes atténuations. Pour cela, on utilise l'Équation I.38 et la relation I.33 entre le facteur de réflectivité radar et le coefficient d'atténuation, avec les coefficients $\alpha = 112000$ et $\beta = 1.32$ déterminés par Berne et Uijlenhoet (2006) pour la bande X.

Les Figures IV.14 et IV.15 présentent deux exemples de l'application de cette correction à des champs de réflectivité mesurés par le radar en bande X. L'atténuation provoque une réduction du signal mesuré et la correction consiste simplement à estimer cette atténuation et à la multiplier par la réflectivité radar mesurée (ou à l'additionner quand on travaille directement en dB). C'est pourquoi la réflectivité corrigée (Figures IV.14c et IV.15c) est supérieure à la réflectivité brute (Figures IV.14a et IV.15a). L'atténuation est estimée de manière itérative à partir du facteur de réflectivité radar de la première jusqu'à la dernière porte, dans chacune des directions. L'atténuation estimée dans chaque porte s'accumule et augmente avec la distance, comme le montrent les Figures IV.15b et IV.15b.

La Figure IV.14 reprend le cas mesuré pendant la campagne COPS pour lequel on a comparé la réflectivité du radar en bande X avec celle de POLDIRAD (Section 12.2.2). On avait vu que le radar en bande X sous-estime la réflectivité de plus de 5 dBZ et on avait évoqué l'atténuation pour expliquer cette sous-estimation. Or, on s'aperçoit, que pour les réflectivités modérées de cet exemple (moins de 45 dBZ) (Figure IV.14a), l'atténuation résultante est faible, avec environ 2 dB (Figure IV.14b). Ainsi, cette exemple montre que l'atténuation seule, ne suffit pas pour expliquer les différences observées entre les mesures des deux radars : la réflectivité maximum de la Figure IV.14c (environ 48 dBZ) est toujours très inférieures à celle mesurée par POLDIRAD de la Figure IV.10a (environ 54 dBZ). Le radar en bande X présente donc un problème d'étalonnage qui entraîne une sous-estimation de la réflectivité.

La Figure IV.15 présente des valeurs de réflectivité beaucoup plus élevées et donc une plus forte atténuation [(3)]. Ainsi, cette Figure met en valeur la valeur maximale de 10 dB autorisée pour la correction grâce à l'échelle de couleur et montre que, sur le cas présenté, le PIA atteint des valeurs bien supérieures à 10 dB. Par exemple, le PIA à l'Ouest du radar atteint très rapidement des valeurs supérieures à 20 dB. En

(3). En réalité, pour cet exemple, le radar en bande X a été préalablement étalonné avec la méthode décrite dans la Section 14.1

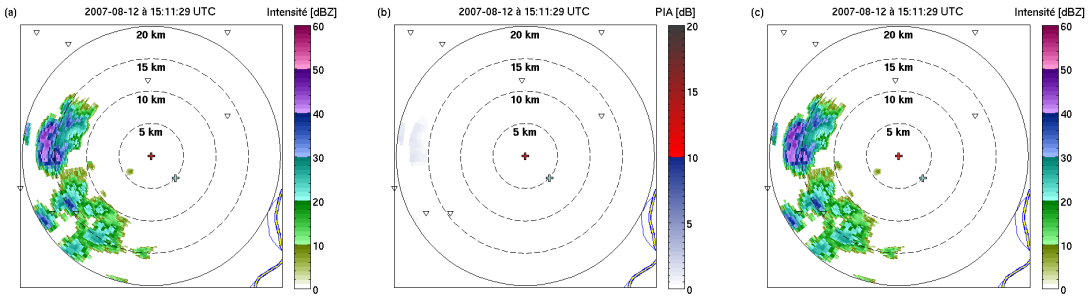

Fig. IV.14 – Réflectivité mesurée à COPS le 12 août 2078 à 15:11:29 par le radar en bande X avant (a) et après (c) correction de l'atténuation estimée avec la méthode de Hitschfeld et Bordan (1954) (b).

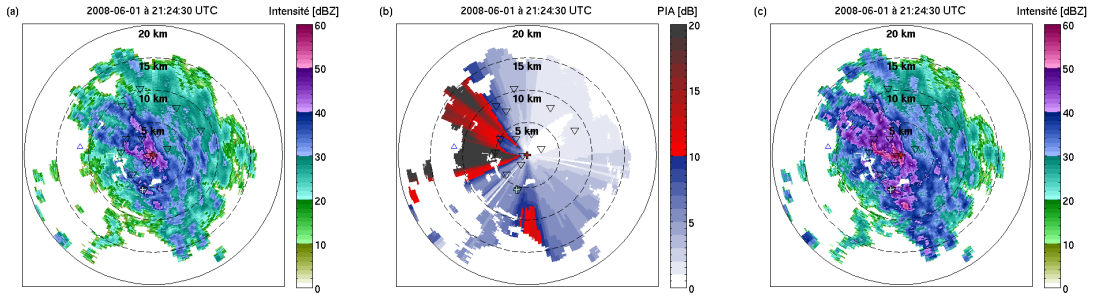

Fig. IV.15 – Réflectivité mesurée à CLERMONT le 01 juin 2008 à 21:24:30 par le radar en bande X avant (a) et après (c) correction de l'atténuation estimée avec la méthode de Hitschfeld et Bordan (1954) (b). L'échelle de couleur de l'atténuation intégrée qui passe du bleu au rouge met en avant la limite de correction de l'atténuation à 10 dB.

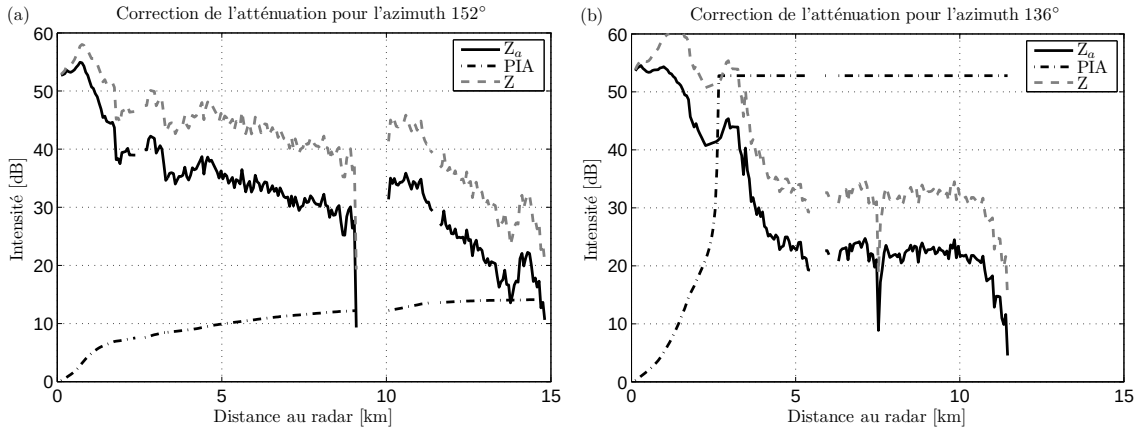

Fig. IV.16 – Exemples de correction de l'atténuation avec la méthode de Hitschfeld et Bordan (1954) sur le cas du 01 juin 2008 à 21:24:30 dans la direction 152° (a) et 136° (b). Les courbes en trait continu noir, en trait pointillé gris et en trait point-pointillé noir représentent respectivement la réflectivité atténuée Z_a, la réflectivité corrigée de l'atténuation Z, et l'atténuation intégrée PIA.

réalité, le PIA est calculé sans aucune limite, mais la correction appliquée se limite à 10 dB. Néanmoins, cette méthode de correction présente une limite numérique (le dénominateur de l'Équation I.38 ne doit pas être négatif) qui implique, qu'avec les coefficients α et β utilisés, la valeur maximale que le PIA peut atteindre est d'environ 54 dB.

La Figure IV.16 présente cette correction pour le même temps de mesure que la Figure IV.15 mais pour deux exemples d'azimuts pour lesquels l'atténuation atteint des valeurs importantes, le premier en direction du Nord-Ouest (Figure IV.16a), le second, en direction de l'Ouest (Figure IV.16b). Puisqu'une cellule de précipitations se situe juste au-dessus du radar, la réflectivité mesurée atteint de très fortes valeurs à proximité du radar dans les deux directions (jusqu'à 55 dBZ). Une telle réflectivité est synonyme de fortes précipitations qui provoquent forcément une forte atténuation du signal. Dans la Figure IV.16a, la réflectivité diminue rapidement à partir de 1 km de distance, et après avoir augmenté rapidement dans le premier kilomètre, le PIA se stabilise à des valeurs raisonnables de 15 dB. En revanche, dans la Figure IV.16b, la réflectivité reste élevée jusqu'à près de 2 km, alors, l'atténuation augmente et atteint rapidement des

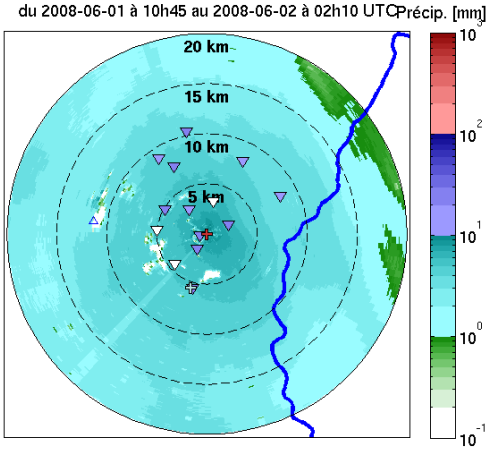

Fig. IV.17 – Estimation du cumul de précipitation à partir des mesures du radar en bande X corrigées de l'atténuation pour l'évènement du 01 juin 2008 et comparaisons avec les mesures des pluviomètres de Clermont-Communauté : les pluviomètres sont matérialisés par les triangles renversés en trait noir et dont la couleur de remplissage définit le cumul de précipitation mesurées, en utilisant la même échelle de couleur que les estimations par le radar.

valeurs de 10 à 15 dB. La réflectivité corrigée atteint alors des valeurs extrêmes de plus de 60 dBZ et la réflectivité des portes suivantes pourtant bien plus faible (environ 40 dBZ) se retrouve rehaussée et participe à son tour fortement à l'augmentation du PIA. L'algorithme s'emballe et le PIA atteint la valeur maximale que l'Équation permet. Cette Figure montre comment une petite surestimation de l'atténuation peut se répercuter aux portes suivantes et rapidement amener à des atténuations irréalistes. Ceci prouve la nécessité de limiter cette correction. Comme le conseille la littérature, on a choisi un PIA maximum de 10 dB : sur la Figure IV.16, la réflectivité corrigée n'est jamais supérieure à la réflectivité mesurée de plus de 10 dB. Cette limite risque de conduire à une légère sous-estimation de l'atténuation comme ce doit certainement être le cas dans la Figure IV.16a, mais évite de très fortes surestimations comme dans la Figure IV.16b et a un effet globalement positif. Par ailleurs, cet exemple montre aussi combien un simple pic de réflectivité comme ceux filtrés dans la Section 12.2 peut avoir un effet désastreux sur la correction de l'atténuation. Ceci prouve une fois de plus l'absolue nécessité de supprimer ces pics de réflectivité.

Pour le site Clermontois, on ne dispose pas d'un autre radar (à l'exception des radars profileurs du LaMP) pour vérifier la validité de cette correction. En revanche, le réseau dense de pluviomètres de Clermont-Communauté permet une comparaison des précipitations en de nombreux points. On décide donc de l'utiliser. Alors, de la même façon que dans la Section 12.2.3, on décide d'utiliser la relation de Marshall et al. (1955) entre le facteur de réflectivité radar et le taux de précipitation pour calculer le cumul de précipitation sur cet évènement et le comparer avec les mesures de pluviomètres afin de valider la correction de l'atténuation. La Figure IV.17 présente le cumul de précipitation du 01 juin 2008 déduit de la réflectivité radar corrigée de l'atténuation et mesuré par les différents pluviomètres. Cette Figure met en évidence une large sous-estimation du cumul par le radar avec des valeurs d'environ 5 mm alors que les mesures des pluviomètres atteignent environ 25 mm. Ceci confirme que la correction d'atténuation n'est pas suffisante pour rehausser les données radar de façon

à ce qu'elles soient comparables avec les mesures des pluviomètres. Comme le MRR, le radar en bande X souffre d'un mauvais étalonnage que l'on va tenter d'effectuer dans la Section suivante.

14 Étalonnage et calcul de l'atténuation par les précipitations

Comme on l'a vu pour l'étalonnage du MRR, l'étalonnage est une étape indispensable pour permettre une estimation correcte des précipitations avec un radar. La méthode la plus classique est d'utiliser des mesures au sol faites avec un pluviomètre ou un disdromètre. Mais, cette méthode souffre de nombreuses incertitudes décrites dans la Section 10. En revanche, le MRR, étalonné précisément dans la Section 10.2, possède un volume de mesures commun avec le radar en bande X (Section 4.1). Ce volume commun permet donc de comparer les mesures des deux radars et d'étalonner le radar en bande X à partir du MRR à la manière de Williams et al. (2005) qui étalonne un radar du réseau NEXRAD de radars opérationnels des États-Unis avec un profileur en bande S. Cette méthode permet de s'affranchir de nombreuses erreurs comme la variabilité verticale des précipitations, l'advection horizontale et l'hypothèse sur la relation entre le facteur de réflectivité radar et le taux de précipitation. On appliquera cette méthode aux données mesurées sur le site Clermontois pour lequel le MRR a été étalonné (Section 14.1) et pour celles de la campagne COPS que l'on souhaite analyser (Section 14.2). Enfin, on analysera la dérive de l'étalonnage du radar dans la Section 15.

14.1 Étalonnage avec les données du site Clermontois

Pour effectuer l'étalonnage avec les données du site Clermontois, on utilise l'ensemble des données utilisées dans la Section 10.2. Ces données correspondent à une vingtaine d'évènements de précipitations importantes répartis sur les années 2008 et 2009 (voir Tableau III.3). Les comparaisons sont faites avec les données mesurées dans le volume commun : les mesures de la porte 97 du radar en bande X, suivant l'azimuth 200°, et la moyenne des portes 3 et 4 du MRR (Section 4.2.1). De plus, les deux radars mesurent les précipitations dans le régime de Mie et, le facteur de réflectivité radar équivalent qu'ils mesurent est spécifique à leur longueur d'onde (voir Section 2.1.2). On décide donc de calculer, à partir de la distribution de goutte mesurée par le MRR, le facteur de réflectivité radar équivalent en bande X à l'aide de la section efficace de rétrodiffusion de Mie, pour cette longueur d'onde.

Par ailleurs, on a vu dans la Section précédente, que la correction d'atténuation dépend de l'intensité de la réflectivité et donc, de l'étalonnage du radar. Cet étalonnage doit donc être fait en tenant compte du mieux que l'on peut de l'atténuation. On étudiera donc les différences entre les réflectivités mesurées par les deux radars, en négligeant l'atténuation (Section 14.1.1), après une première estimation de l'atténuation (Section 14.1.2) et après plusieurs corrections successives de l'atténuation (Section 14.1.3). De plus, nous montrerons que l'écart entre les réflectivités des deux radars est mieux décrit par une régression linéaire (Section 14.1.4) que par un simple biais, c'est-à-dire qu'il n'y a pas un écart constant entre les réflectivités mesurées par les

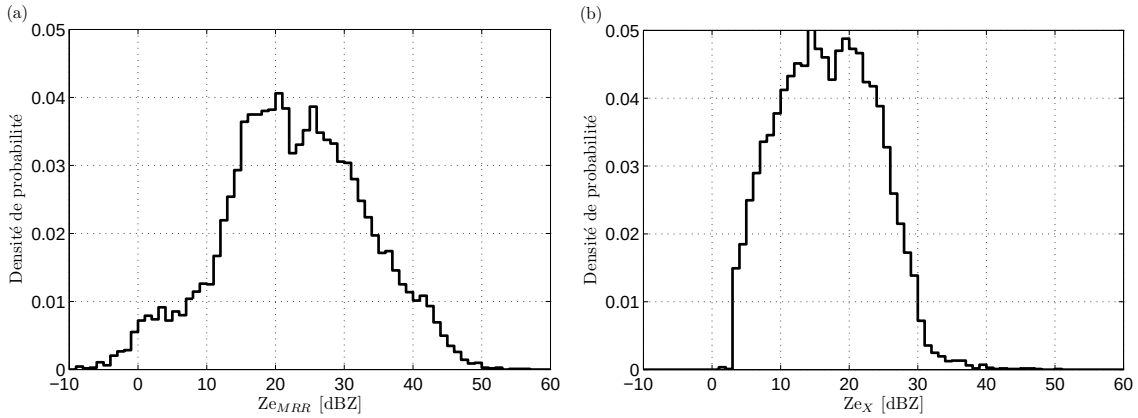

Fig. IV.18 – Densités de probabilité du facteur de réflectivité radar équivalent mesuré par le MRR (a) et le radar en bande X sans correction de l'atténuation (b) pour l'ensemble des cas étudiés sur le site Clermontois.

deux radars mais que celui-ci est aussi fonction de l'intensité de la réflectivité observée. Enfin, on étudiera la variation de l'étalonnage dans le temps (Section 14.1.5).

14.1.1 Biais en négligeant l'atténuation

Dans cette Section, nous allons estimer un biais entre les réflectivités du MRR et du radar en bande X en reprenant la méthode utilisée pour comparer le Parsivel et le MRR (Section 10.2). Les Figures IV.18a et b présentent respectivement les PDFs des réflectivités du MRR et du radar en bande X, respectivement, pour les 11250 valeurs de mesures communes moyennées sur 30 s [(4)]. Comme l'étalonnage n'est pas encore validé, la correction de l'atténuation ne présente aucune garantie d'être correcte. Dans un premier temps, on utilise donc les données du radar en bande X en négligeant l'atténuation.

Les PDFs des deux radars sont assez différentes : la PDF du radar en bande X (Figures IV.18b) est plus étroite, avec des probabilités plus importantes que la PDF du MRR (Figures IV.18a). Surtout, les extrémités de la PDF du radar en bande X ont un comportement atypique : la probabilité arrive à zéro de manière nette pour des valeurs inférieures à 3 dBZ, tandis que les probabilités des fortes valeurs de réflectivité décroissent de manière beaucoup plus faible que le reste de la PDF. Le comportement de l'extrémité de la PDF pour les faibles réflectivités s'explique par le filtrage du bruit (Section 12.1) qui a nécessité la suppression de tous les pixels de réflectivité inférieurs à 3 dBZ afin d'éliminer correctement les échos parasites en air clair. Alors, même si ce filtrage élimine quelques pixels de faible réflectivité valables, il est bénéfique puisqu'il a permis d'éliminer les nombreux pixels correspondant au bruit du radar, dont les valeurs allaient jusqu'à environ 12 dBZ, et qui auraient encore plus perturbé la PDF. Le bon comportement de la PDF pour des intensités comprises entre 3 et 12 dBZ indique par ailleurs que ce filtrage n'est pas destructeur. Par la suite, on considèrera que la coupure de la PDF en-dessous de 3 dBZ ne perturbe pas l'étalonnage puisque les probabilités correspondant aux intensités supprimées auraient de toute manière été

(4). Les volumes d'échantillonnage des deux radars sont suffisamment importants pour fournir des mesures statistiquement fiables à cette échelle de temps, contrairement au Parsivel, pour lequel quelques minutes de mesures étaient le strict minimum.

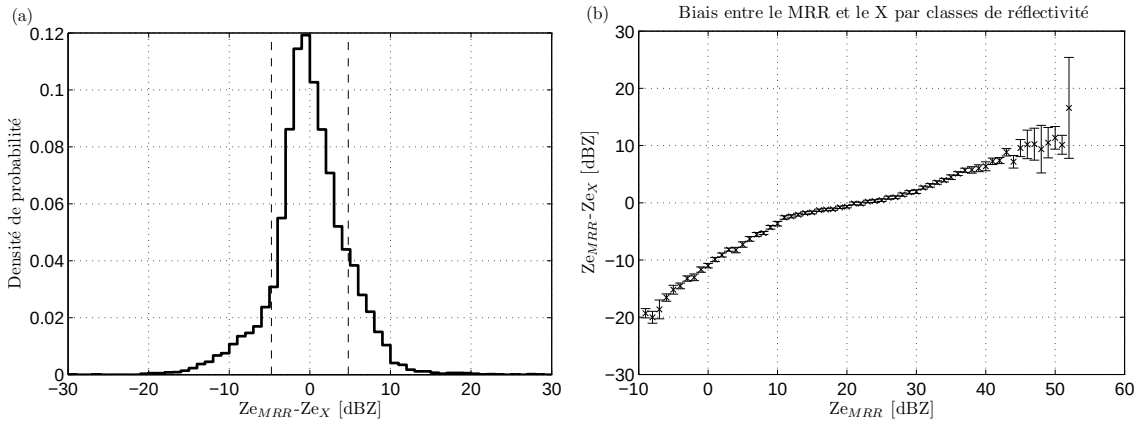

Fig. IV.19 – Statistiques de la différence entre les facteurs de réflectivité radar équivalent mesurés par le MRR et le radar en bande X sans correction de l'atténuation pour l'ensemble des cas étudiés sur le site Clermontois : densité de probabilité (a) et biais par classes de réflectivité (b). Sur le graphe (a), les lignes pointillées verticales indiquent les valeurs de $\pm\sigma$. Sur le graphe (b), les valeurs du biais sont indiquées par les croix tandis que les lignes verticales représentent l'intervalle de confiance du biais.

faibles. La décroissance faible du nombre de fortes valeurs de réflectivité est conforme avec les propriétés des précipitations qui ont une faible probabilité d'évènements extrêmes. Ce comportement est d'ailleurs également visible sur la PDF du MRR, mais de manière beaucoup moins marquée. Cette différence de comportement est difficile à expliquer. La faible décroissance est peut être due à la persistance de pics de réflectivité sur le signal après le filtrage des pics (Section 12.2). Néanmoins, les probabilités étant relativement faibles, on considère de la même façon que cela n'aura que peu d'impact sur l'étalonnage. Enfin, en moyenne, la PDF du radar en bande X semble légèrement inférieure à celle du MRR d'environ 5 dB, ce qui confirmerait un mauvais étalonnage du radar en bande X et expliquerait les sous-estimations du cumul de précipitation par rapport aux mesures des pluviomètres (Figure IV.17).

De la même manière que pour comparer les réflectivités du MRR et du Parsivel, on considère que les PDFs du MRR et du radar en bande X suivent approximativement une loi normale sur l'échelle des dBZ, ce qui permet de calculer le biais entre les mesures des deux radars (Équation III.15) et son intervalle de confiance (Équation III.17). La Figure IV.19a présente la PDF de la différence entre les réflectivités du MRR et du radar en bande X. Afin que cette PDF soit centrée sur zéro, on a préalablement corrigé les réflectivités du radar en bande X d'un biais de 5.98 dB entre les PDFs des deux radars, estimé avec un intervalle de confiance de ± 0.18 dB. Les volumes d'échantillonnage des deux radars à l'intersection de leur faisceaux sont très différents (voir Figure II.11) : même en utilisant deux portes, le volume d'échantillonnage du MRR est très inférieur à celui du radar en bande X. Ceci peut alors amener à de fortes différences des mesures faites par les deux radars, surtout en cas de précipitations hétérogènes, et expliquer l'écart-type important (4.77 dB) de la PDF de cette différence.

Comme pour l'étalonnage du MRR, on calcule le biais et son intervalle de confiance pour chaque classe de réflectivité du MRR de 1 dB. Les résultats présentés sur la Figure IV.19b montrent que le biais varie en fonction de la réflectivité. On distingue trois zones où le biais se comporte de façons différentes :

- De -10 à 10 dBZ, les valeurs mesurées par le radar en bande X sont largement supérieures à celles du MRR mais ce biais diminue rapidement jusqu'à des valeurs proches de 0 dB. En réalité, ce n'est pas parce que le MRR sous-estime la réflectivité : ce comportement s'explique par le fait que toutes les valeurs de réflectivité du radar en bande X inférieures à 3 dBZ ont été supprimées. En effet, pour la classe de réflectivité de -10 dBZ, les valeurs du radar en bande X correspondantes sont au minimum supérieures de 13 dB. Il en résulte un biais moyen de plus de 13 dB en valeur absolue, avec un bon intervalle de confiance. Le comportement du biais dans cette zone n'est donc pas significatif et n'a d'ailleurs que peu de poids sur le biais global puisqu'on se situe à une des extrémités des PDFs.
- Entre 10 et 40 dBZ, le biais est globalement centré autour de 0 dB mais continue d'augmenter de manière moins rapide, en passant d'environ -3 dB à +7 dB. Ainsi, à partir d'une réflectivité de 20 dBZ, c'est le radar en bande X qui sous-estime la réflectivité. Cette zone correspond au centre des PDFs et regroupe donc la majorité des mesures, de plus, les intervalles de confiance sont très bons et c'est donc cette zone qui est la plus significative. Cette variation du biais peut être due à l'atténuation non prise en compte dans les données du radar en bande X. En effet, plus les valeurs de réflectivité sont fortes dans le volume commun, plus il y a de chance que la réflectivité soit forte entre le radar en bande X et le volume commun, et donc que l'atténuation soit importante. Néanmoins, il faut vérifier si la seule atténuation peut expliquer une telle variation. C'est ce que l'on fera dans les sections suivantes.
- Au-delà de 40 dBZ, le comportement n'est pas clair et les niveaux de confiance sont très faibles. D'après l'étalonnage du MRR (Section 10.2), on sait qu'à de telles réflectivités, il y a une moins bonne correspondance entre les mesures du MRR et du Parsivel et que globalement, le MRR sous-estime la réflectivité, sans doute à cause de l'atténuation. De plus, de la même façon que pour la zone précédente, il y a plus de chances que l'atténuation entre le radar en bande X et le volume commun soit importante. Ces incertitudes font que la comparaison des mesures dans cette zone n'est pas facile mais, comme de telles réflectivités sont relativement rares (extrémité supérieure des PDFs), cette zone a peu d'impact sur le biais global.

Globalement, la Figure IV.19b montre que, dans les conditions de cette étude, le biais entre le MRR et le radar en bande X dépend de la réflectivité. La non prise en compte de l'atténuation peut expliquer ce comportement. Dans la section suivante, on va donc répéter cette étude mais, cette fois, en corrigeant l'atténuation dans les données du radar en bande X.

14.1.2 Biais après correction de l'atténuation

Dans cette section, on va étudier le biais entre les mesures du MRR et du radar en bande X, de la même façon que dans la section précédente, mais après avoir corrigé l'atténuation des mesures du radar en bande X. Pour cela, on applique la correction de Hitschfeld et Bordan (1954) comme dans la Section 13, puis toutes les mesures ayant subi une correction de plus de 10 dB sont éliminées. On trouve un biais moyen de 5.83 dB avec un intervalle de confiance de ±0.17 dB et un écart-type de 4.66 dB. Les résultats sont très légèrement meilleurs qu'en négligeant l'atténuation, ce qui indique que la correction d'atténuation est bénéfique mais n'a que peu d'effet. Ceci est confirmé

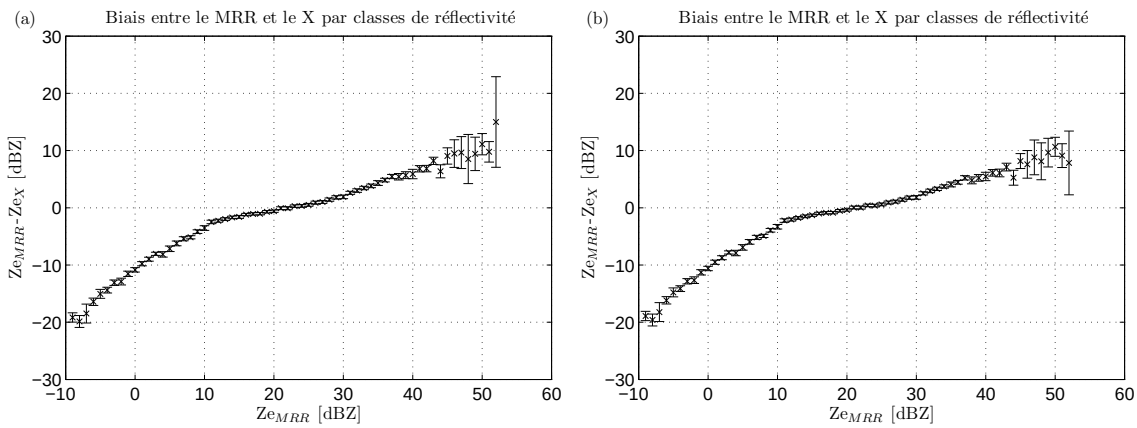

Fig. IV.20 – Biais par classes de réflectivité entre les facteurs de réflectivité radar équivalent mesurés par le MRR et le radar en bande X après une première correction de l'atténuation (a), et après plusieurs corrections successives de l'atténuation (b) pour l'ensemble des cas étudiés sur le site Clermontois.

par les variations du biais en fonction de la réflectivité présentées dans la Figure IV.20a. Les changements par rapport à la Figure IV.19 sont pratiquement invisibles et les commentaires que l'on avait faits pour cette Figure sont toujours valables.

14.1.3 Biais après plusieurs corrections successives de l'atténuation

On a noté dans la Section 13 que la correction d'atténuation dépend de la réflectivité. Ainsi, si l'atténuation est évaluée avant l'étalonnage, alors elle sera sous-estimée : la méthode présentée ci-dessus n'est donc pas intrinsèquement valide. À l'inverse, une correction de l'atténuation après étalonnage sera trop importante. On propose donc une méthode itérative où sera effectuée à chaque étape, une combinaison d'un étalonnage des données initiales, suivi de la correction de l'atténuation. Le biais utilisé pour l'étalonnage est corrigé à chaque étape en fonction du biais moyen obtenu après le calcul de l'atténuation.

Le biais obtenu ne varie plus après quatre itérations et est peu différent des valeurs trouvées précédemment : il vaut 5.57 dB avec un intervalle de confiance de ± 0.16 dB et un écart-type de 4.44 dB. Par ailleurs, la variation du biais en fonction de la réflectivité (Figure IV.20b) est toujours semblable. On conclut donc que l'atténuation ne suffit pas pour expliquer le comportement variable du biais entre les deux radars en fonction de la réflectivité.

14.1.4 Régression linéaire après plusieurs corrections successives de l'atténuation

Théoriquement, un problème d'étalonnage d'un radar se traduit par un facteur correctif de la puissance reçue et donc du facteur de réflectivité radar mesuré lorsqu'il est exprimé en $mm^6\ m^{-3}$, ou alors par un biais lorsque le facteur de réflectivité radar est exprimé en dBZ. C'était effectivement le cas pour étalonner le MRR puisqu'on a trouvé un biais constant pour une grande partie de la gamme du facteur de réflectivité radar (entre 10 et 40 dBZ, voir Figure III.17). En revanche, à la vue des Sections

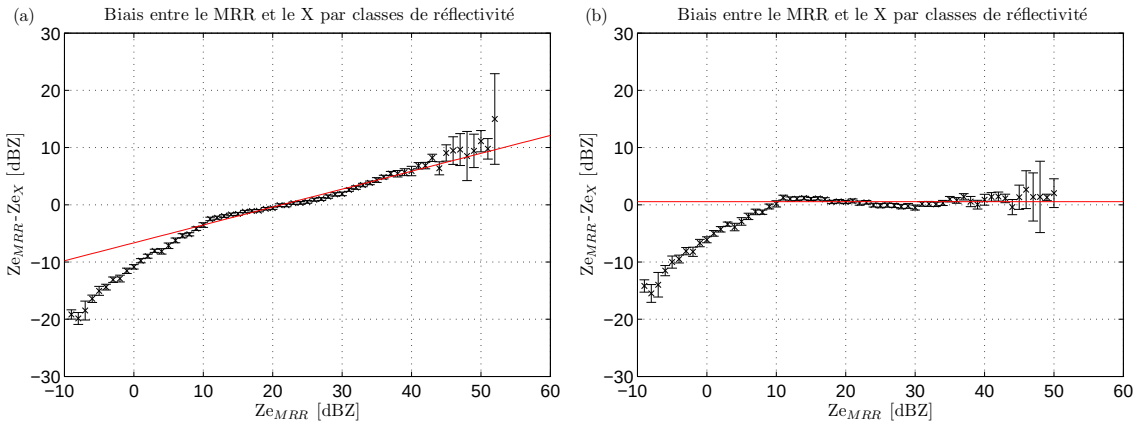

Fig. IV.21 – Biais par classes de réflectivité avec un ajustement linéaire entre les facteurs de réflectivité radar équivalent mesurés par le MRR et le radar en bande X après une première correction de l'atténuation (a), et après plusieurs corrections successives de l'atténuation (b) pour l'ensemble des cas étudiés sur le site Clermontois.

précédentes, il semblerait qu'un simple biais ne soit pas suffisant pour étalonner le radar en bande X mais qu'une régression linéaire du type $Z_{cal} = aZ + b$, où Z est le facteur de réflectivité radar exprimé en dBZ, décrive correctement le biais. Berne et al. (2005) ont également été contraints d'utiliser une correction linéaire pour étalonner un radar en bande X à visée verticale, mais c'est tout de même un signe qu'un des composants du radar ne fonctionne par correctement. En effet, une multiplication du facteur de réflectivité radar en dBZ par un facteur a signifie qu'il est à la puissance a s'il est exprimé en mm^6 m^{-3}. Ceci est inhabituel mais pourrait être envisageable pour un prototype si, par exemple, l'amplification de la puissance mesurée n'est pas linéaire. Une autre possibilité est que le radar ait été préalablement étalonné sans éliminer les pics de réflectivité présents aux hautes réflectivités et dont on a vu l'importance dans la Section 12.2. En effet, ces pics rehaussent les zones de fortes réflectivités et leur présence semble liée à l'intensité de cette réflectivité. Ils pourraient donc expliquer les variations du biais en fonction de la réflectivité.

On a donc décidé de renouveler la méthode itérative précédente mais en étalonnant le radar en bande X, en utilisant cette fois-ci les coefficients issus d'une régression linéaire appliquée à la variation par classe de réflectivité, en pondérant chaque biais par l'inverse de son intervalle de confiance. La Figure IV.21a présente la droite de régression obtenue à la première itération et montre que la variation du biais est correctement représentée par cette droite de régression pour des réflectivités supérieures à 10 dBZ. Après six itérations on obtient des coefficients d'étalonnage stables et égaux à $a = 1.37$ et $b = -0.42$ et la Figure IV.21b montre que le biais entre les deux radars est très proche de 0 dB pour des réflectivités supérieures à 10 dBZ. Ces coefficients permettent donc d'étalonner le radar en bande X de manière tout à fait convenable.

14.1.5 Variation de l'étalonnage dans le temps

Comme pour le radar MRR, on peut étudier la variation de l'étalonnage du radar en bande X au cours des deux années parmi lesquelles les évènements de précipitations ont été sélectionnés. On a donc calculé les paramètres retrouvés par les deux méthodes d'étalonnage : les coefficients de la régression linéaire, et le biais ainsi que son intervalle

Tab. IV.1 – Statistiques de chaque évènement utilisé pour le calcul des statistiques moyennes permettant l'étalonnage du radar en bande X.

Date	Heure UTC	Nb obs.	A	B	Biais [dB]	σ [dB]	$I_{95\%}$ [dB]
11 Avril 2008	03h00-10h30	706	1.16	0.58	3.83	2.52	0.37
20 Avril 2008	06h15-20h15	879	1.37	-0.34	6.06	3.13	0.41
26-27 Mai 2008	23h25-10h30	527	1.29	1.50	7.05	3.74	0.64
28-29 Mai 2008	18h00-08h30	634	1.41	-0.73	5.97	5.28	0.82
01-02 Juin 2008	10h45-02h10	1142	1.38	-0.30	5.00	3.98	0.46
02-03 Juillet 2008	13h20-09h45	1020	1.23	2.46	6.64	3.72	0.46
06 Juillet 2008	01h30-14h00	696	1.34	0.41	6.57	3.34	0.50
04 Septembre 2008	03h40-20h00	452	1.37	-0.71	5.24	5.20	0.96
11-12 Septembre 2008	11h40-03h20	392	1.54	-3.54	5.13	5.37	1.07
07 Avril 2009	02h50-21h20	1622	1.34	-0.58	4.08	2.98	0.29
13-14 Mai 2009	23h25-23h00	985	1.47	-1.78	4.03	4.94	0.62
05 Juin 2009	13h20-22h45	467	1.38	-0.03	7.84	4.04	0.76
21 Août 2009	02h00-06h40	217	1.52	-3.22	4.91	6.44	1.77
24 Août 2009	21h40-19h30	1263	1.40	-0.20	6.76	4.84	0.54
01 Septembre 2009	09h30-19h10	181	1.81	-9.07	4.43	8.04	2.36

de confiance pour tous les cas pris individuellement. Les résultats sont présentés dans le Tableau IV.1. Il est difficile de se faire une idée de la variation de l'étalonnage en observant les variations des coefficients de la régression linéaire. En effet, une variation forte des deux coefficients en sens opposés (comme c'est le cas pour le 01 septembre 2009) n'indique pas forcément une forte variation de l'étalonnage. C'est pourquoi, le biais et son intervalle de confiance estimés par la première méthode d'étalonnage ont été ajoutée à ce tableau même si ce n'est pas celui-ci qui est utilisé pour étalonner le radar. Ce tableau montre que le biais retrouvé au cas par cas est cohérent mais varie tout de même de 3.83 dB à 7.84 dB. On observe donc de fortes variations mais aucune tendance qui indiquerait une variation de l'étalonnage du radar en bande X dans le temps.

14.2 Étalonnage avec les données de la campagne COPS

Les travaux de la section précédente nous ont permis d'étalonner le radar en bande X à partir des mesures du MRR. Le MRR ayant lui même été étalonné à partir des mesures du Parsivel, on peut considérer que le radar en bande X est étalonné de manière absolue pour les données du site Clermontois. Mais, on souhaite étudier les données de la campagne COPS. Or, le disdromètre Joss-Waldvogel placé au pied du MRR pendant cette campagne ne fonctionnait pas. On décide donc de renouveler l'étalonnage du radar en bande X à partir du MRR pour l'ensemble des données de la campagne COPS. Si l'écart entre les deux radars est le même, alors on pourra considérer que l'étalonnage des deux radars n'a pas varié entre la campagne COPS et le retour sur le site Clermontois. Afin de pouvoir comparer facilement les paramètres de l'étalonnage, on cherche à retrouver un simple biais entre les deux radars (Section 14.2.1) avant de calculer des coefficients de régression (Section 14.2.2), comme précédemment.

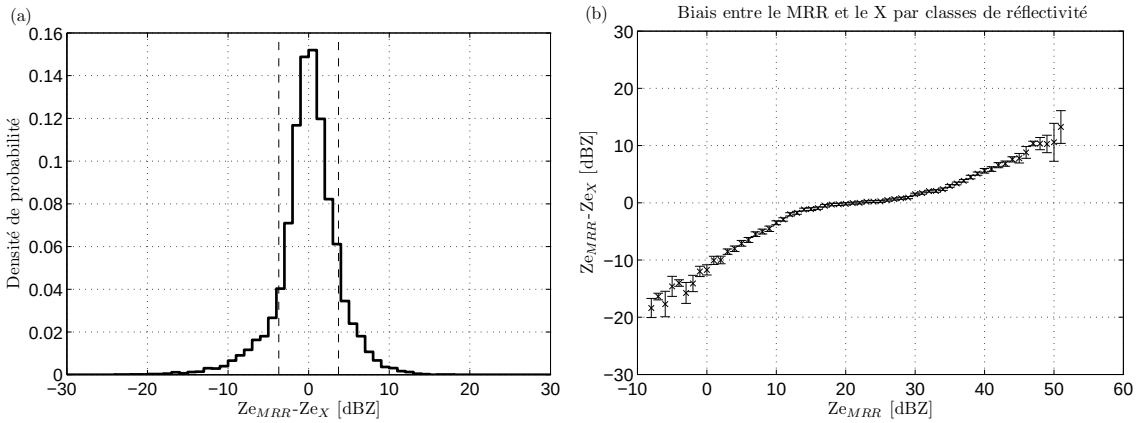

Fig. IV.22 – Statistiques de la différence entre les facteurs de réflectivité radar équivalents mesurés par le MRR et le radar en bande X après plusieurs corrections successives de l'atténuation pour l'ensemble des cas étudiés lors de la campagne COPS : densité de probabilité (a) et biais par classes de réflectivité (b).

14.2.1 Biais après plusieurs corrections successives de l'atténuation

La PDF de la différence entre les mesures des deux radars pour l'ensemble de la campagne COPS est présentée dans la Figure IV.22a. Le biais moyen utilisé pour étalonner les données du radar en bande X afin de ramener cette distribution centrée sur 0 dB est de 7.78 dB, avec un intervalle de confiance de 0.12 dB et un écart-type de 3.71 dB après 4 itérations. Ce biais est plus grand de plus de 2 dB que celui trouvé avec les données du site Clermontois (Section 14.1.3), ce qui semblerait indiquer que l'étalonnage d'un ou des deux radars a changé lors de leur déplacement.

En revanche, la variation du biais en fonction de la réflectivité (Figure IV.22b) est semblable à celle que l'on a retrouvé avec les données du site Clermontois à l'exception que le biais semble à peu près stabilisé autour de 0 dB pour des classes de réflectivité allant de 12 à 30 dBZ.

14.2.2 Régression linéaire après plusieurs corrections successives de l'atténuation

On décide maintenant d'étalonner le radar en bande X en utilisant des coefficients issus de la régression linéaire du biais en fonction de la réflectivité. La Figure IV.23 présente la PDF de la différence entre les réflectivités des deux radars (a) et la variation du biais en fonction de la réflectivité, après étalonnage (b). On s'aperçoit que le biais est bien centré, mais qu'il oscille autour de 0 dB. Ce comportement était moins net sur les données du site Clermontois mais pouvait être décelable (Figure IV.21a). Ceci indiquerait qu'il faille une fonction plus complexe pour décrire la variation de la différence de réflectivité entre les deux radars en fonction de la réflectivité. Mais nous ne la chercherons pas étant donné qu'une régression linéaire est déjà anormale et que cela apporterait peu d'amélioration. Les coefficients de la régression linéaire obtenus sont $a = 1.35$ et $b = 2.53$, après cinq itérations. Le coefficient a est très proche de celui trouvé avec les données du site Clermontois, en revanche le coefficient b est supérieur d'environ 3 dB.

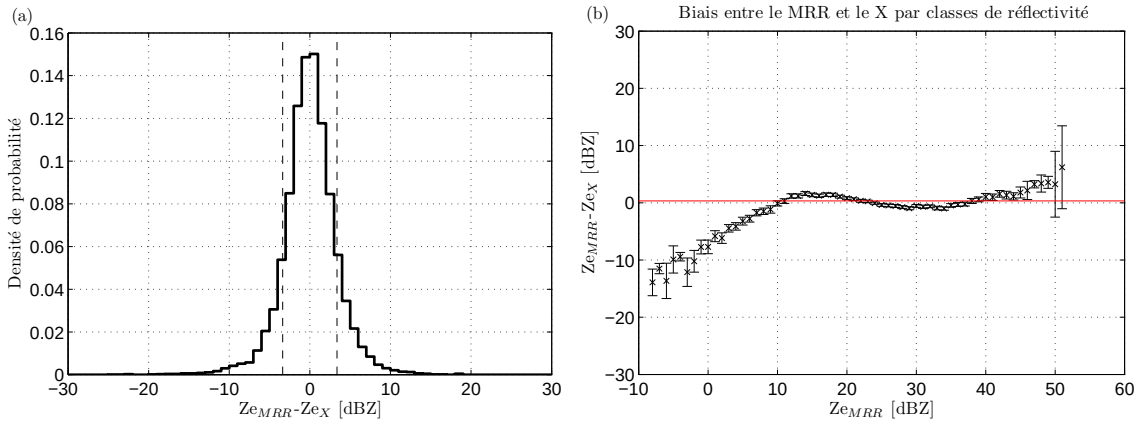

Fig. IV.23 – Statistiques de la différence entre les facteurs de réflectivité radar équivalent mesurés par le MRR et le radar en bande X après plusieurs corrections successives de l'atténuation pour l'ensemble des cas étudiés lors de la campagne COPS : densité de probabilité (a) et biais avec un ajustement linéaire du biais par classes de réflectivité (b).

14.2.3 Variation de l'étalonnage dans le temps

De la même façon que pour le site Clermontois, on va étudier la variation de l'étalonnage du radar en bande X au cours des trois mois de la campagne COPS. Pour étudier en détail les précipitations lors de la campagne COPS, 72 évènements de précipitations plus ou moins intenses ont été sélectionnés. Toutes ces données ont été utilisées pour étudier le biais moyen entre les deux radars lors de cette campagne. On a donc calculé les paramètres retrouvés par les deux méthodes d'étalonnage pour les 72 cas : les coefficients de la régression linéaire, et le biais ainsi que son intervalle de confiance pour tous les cas pris individuellement. À la vue de la grande quantité de ces paramètres et du peu d'intérêt que leur énumération apporterait, la décision a été prise de ne pas les présenter dans un tableau. En effet, on observe le même genre de variations qu'avec les données du site Clermontois (Tableau IV.1) : le biais varie de 4.90 dB à 12.36 dB mais aucune tendance précise ne se dégage.

14.3 Validation de l'étalonnage

Même si les données de la campagne COPS montrent que cet étalonnage n'est pas parfait, on décide de vérifier sa validité en comparant le cumul de précipitation obtenu après étalonnage pour le cas du 01 juin 2008 qui nous avait permis de montrer que le radar en bande X avait un problème d'étalonnage (Figure IV.17). La Figure IV.24a présente ce même cumul de précipitation, après étalonnage du radar en bande X mais sans correction de l'atténuation. On voit que le cumul issu des données radars est cette fois-ci parfaitement comparable à ceux des pluviomètres. Mais ce cas met en évidence un problème important : le cumul de précipitation n'est pas uniforme et diminue avec la distance. Le changement de ton de couleur du bleu turquoise au bleu marine met en valeur cette diminution. Il faudrait un hasard extraordinaire pour que la pluie ait été plus importante dans un cercle de 15 km autour du radar. Il est bien connu que le profil de réflectivité des précipitations n'est pas constant et que cette dernière diminue fortement lorsque l'on dépasse l'isotherme 0°(voir Section 18.3). Or l'élévation du faisceau du radar en bande X est assez grande pour atteindre rapidement

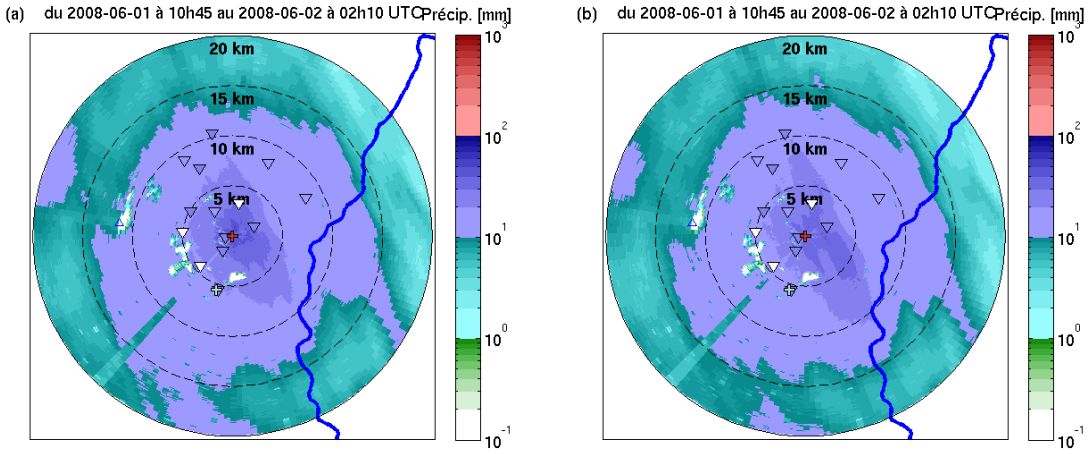

Fig. IV.24 – Estimation du cumul de précipitation à partir des mesures du radar en bande X étalonné avec (b) et sans (a) prise en compte de l'atténuation pour l'évènement du 01 juin 2008, et comparaisons avec les mesures des pluviomètres de Clermont-Communauté.

cette altitude. Mais, l'observation des mesures du MRR pour ce cas montre que cette altitude est de 2200 m au-dessus du MRR, ce qui est trop haut pour qu'elle soit atteinte par le faisceau du radar en bande X (voir Figure II.11). La seule explication est donc que le signal mesuré par le radar en bande X subit une forte atténuation.

La Figure IV.24b présente cette fois le cumul de précipitation, après étalonnage du radar en bande X tenant compte de l'atténuation et de sa correction. On s'aperçoit que la correction d'atténuation fonctionne (le cercle bleu marine s'élargit légèrement) mais que les différences sont très minimes et que le problème d'atténuation est toujours présent. Une raison possible pour expliquer ce problème est que le lourd traitement pour le filtrage des données peut conduire à une perturbation de la correction de l'atténuation. Mais, en observant les données de réflectivité mesurées lors de ce cas de précipitation, on s'aperçoit que les cellules de précipitation n'apparaissent pas aux distances les plus lointaines que couvre le radar en bande X mais à des distances plus proches. Ceci est dû au fait que le signal est tellement atténué qu'il n'est pas détecté par le radar, et il est impossible de le corriger. Même si ces cellules ne sont pas celles qui contribuent le plus au cumul de précipitation, l'ensemble de ces sous-estimations créé un déficit de cumul aux plus grandes distances. Cette Figure montre donc que le cumul estimé par le radar en bande X n'est pas toujours valide aux grandes distances, et que les comparaisons doivent être faites à moins de 10 km de distance. D'ailleurs, la bonne correspondance des cumuls de précipitation mesurés par les pluviomètres permet de confirmer la validité de l'étalonnage du radar en bande X.

15 Dérive de l'étalonnage du radar en bande X

Afin de trouver une explication à la modification d'étalonnage entre le site Clermontois et la campagne COPS, on décide d'étudier les variations de l'étalonnage dans le temps. Une telle variation peut être détectée en comparant le cumul de précipitation déduit du radar avec celui d'un pluviomètre sur une longue série de mesures. Néanmoins, pour éviter les incertitudes dues à la mesure des pluviomètres, on a préféré

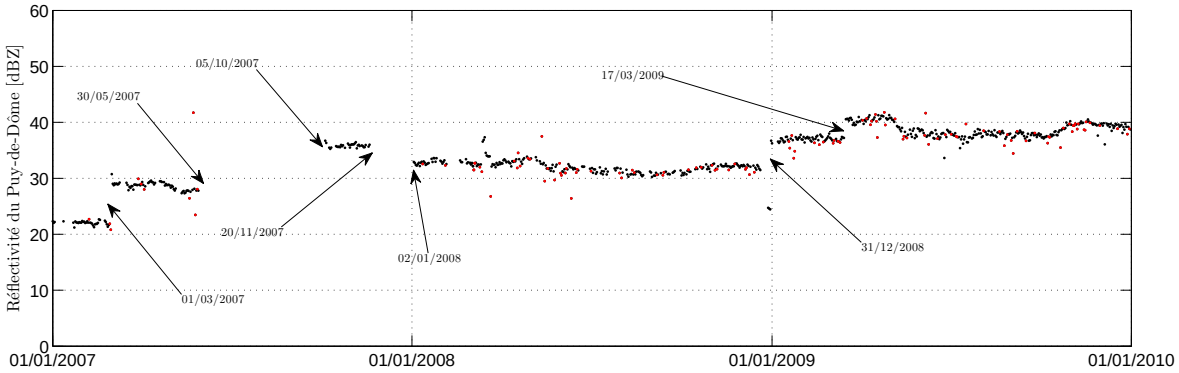

Fig. IV.25 – Variation de la moyenne des échos mesurés au niveau de la position du puy de Dôme, et permettant d'évaluer la dérive de l'étalonnage du radar en bande X.

étudier la réflectivité moyenne d'une zone affectée par de forts échos de sol comme l'on fait van de Beek et al. (2010).

La série de mesures disponible la plus longue est celle du site clermontois, puisque l'on possède 3 ans de données pratiquement sans interruption. On a sélectionné une zone de 7 azimuts par 9 portes correspondant à la position du puy de Dôme et on a calculé la moyenne des échos mesurés dans cette zone pendant toute la série de mesures, sans supprimer la carte d'échos de sol (Section 3.1). Cette moyenne a été effectuée directement en dBZ pour ne pas donner trop de poids aux échos les plus intenses. La Figure IV.25 présente la variation de cette moyenne pendant trois ans du 1 janvier 2007 au 1 janvier 2010. On observe que la valeur moyenne de l'écho est globalement stable mais qu'elle présente plusieurs discontinuités pour lesquelles le niveau moyen change de plusieurs dBZ. Ces discontinuités sont mises en valeur par des flèches indiquant leur date précise. On peut retrouver une explication à la plupart de ces discontinuités :

- 01/03/2007 : Un vent fort a fait basculer la tourelle où est fixé le radar sur son axe. Lorsqu'elle a été remise en place, le radar ne s'est pas retrouvé exactement avec la même visée, malgré les efforts fait pour cela. Les pixels sélectionnés ne correspondant plus exactement à la même zone, on observe une discontinuité de plusieurs dBZ à cette date.
- 30/05/2007 au 05/10/2007 : Le radar a été déplacé dans le cadre de sa participation à la campagne COPS. L'antenne a donc été démontée puis remontée.
- 20/11/2007 au 02/01/2008 : Le processeur utilisé pour le traitement du signal est tombé en panne et le radar a donc été envoyé en réparation pour deux mois.
- 31/12/2008 : Les mesures autour de cette date montrent d'abord une diminution de l'écho de plusieurs dBZ pendant plusieurs jours, puis une forte augmentation, définitive. Ces discontinuités sont apparues sans raisons et aucune explication n'a été trouvée à ce jour.
- 17/03/2009 : Cette discontinuité montre une augmentation de l'écho de plusieurs dBZ, qui dure environ deux mois avant de diminuer progressivement sur plusieurs jours pour retrouver le niveau précédent. Cette variation temporaire peut être due à une perturbation extérieure comme par exemple le chantier de la rénovation du chalet de l'Observatoire de Physique du Globe (OPGC).

Par ailleurs, en plus de ces fortes discontinuités, on observe des variations ponctuelles de l'écho du puy de Dôme. La plupart de ces variations peut être expliquée par

la présence de pluie. En effet, l'écho peut être rehaussé par la mesure de pluie dans le faisceau du radar ou par l'humidification du sol après le passage d'une pluie. Au contraire, cet écho peut également être rabaissé en cas de présence d'une forte cellule de précipitation entre le radar et l'écho, à cause de l'atténuation mais aussi, à cause du problème de l'amplification non linéaire du signal décrit dans la Section 3.1. Les journées où l'observation des champs de réflectivité radar indique la présence de précipitations ont donc été identifiées et sont mises en valeur par des points rouges. Ainsi, la présence de précipitations explique la plupart des variations ponctuelles de l'écho. Il reste néanmoins quelques variations qui ne peuvent être expliquées.

En conclusion, cette Figure montre que la mesure du radar en bande X est globalement stable, mais on constate quelques variations subites ponctuelles ou définitives qui sont inexpliquées. Une de ces variations est peut-être la raison pour laquelle le biais entre les mesures du radar en bande X et du MRR change entre la campagne COPS et le site Clermontois.

16 Conclusion

Dans ce Chapitre, on a mis en évidence la contamination des mesures du radar en bande X par de nombreux parasites qui peuvent avoir un impact fort sur l'estimation des précipitations. Les données utilisées proviennent d'un prototype de radar en bande X qui a été remplacé par un radar de nouvelle génération [(5)]. Il est donc impossible d'effectuer des tests en amont sur le radar (comportement du contrôle de gain, linéarité du récepteur, etc.) afin de tenter d'expliquer les comportement observés dont l'origine pourrait être interne au radar, comme les pics de réflectivité, l'étalonnage dépendant de la réflectivité ou les variations de l'étalonnage dans le temps.

Alors, afin d'éliminer ces échos parasites, on a mis au point une méthode de filtrage basée sur des hypothèses simples mais impliquant un lourd traitement des données. Le traitement d'une image est augmenté d'environ 1 min. Ce filtrage reposant sur de nombreux paramètres dépendant de l'étalonnage du radar, il ne peut pas être facilement généralisable, mais il donne de bon résultats, autant pour les données de la campagne COPS que pour les données du site Clermontois. Par la suite, le radar en bande X a été étalonné en comparant ses mesures avec celles du MRR dans leur volume commun. Pour cela, il a été nécessaire de prendre en compte l'atténuation par les précipitations. Après l'étalonnage, nécessitant une correction linéaire de la réflectivité mesurée par le radar en bande X, les mesures des deux radars sont comparables. Malheureusement, la relation entre les réflectivités des deux radars utilisée pour effectuer l'étalonnage n'est pas la même pour les deux séries de données. En effet, les mesures du radar en bande X montrent des variations subites ponctuelles ou définitives qui peuvent expliquer cette différence. Mais, étant donné que le disdromètre utilisé lors de la campagne COPS ne fonctionnait pas, il s'avère donc qu'un étalonnage absolu des radars pour cette période est difficilement réalisable de manière précise.

(5). Il est important de noter ici que la qualité des mesures du radar en bande X nouvelle génération est bien meilleure, et qu'*a priori*, une bonne partie des artefacts observés ici ont disparus

Chapitre V

Variabilité des précipitations

L' étude de la variabilité des précipitations, et notamment, de la distribution de gouttes (DSD) est un sujet de recherche prolifique depuis plusieurs décennies. De nombreux auteurs ont tenté de décrire la forme de la DSD avec des outils de recherche de plus en plus sophistiqués, dans le but d'expliquer le très grand nombre de relations obtenues entre le facteur de réflectivité radar et le taux de précipitation. Dans ce Chapitre, nous décrirons les avancées théoriques sur ce sujet grâce à une revue rapide de la littérature (Section 17). Puis, nous analyserons la variabilité des précipitations observées à partir des données du MRR mesurées lors de la campagne COPS (Section 18).

17 Variabilité de la distribution de gouttes et son influence sur les relations Z-R

Une étape cruciale dans l'estimation quantitative des précipitations à partir de mesures radars est la conversion du facteur de réflectivité radar Z en taux de précipitation R. On a vu que ces deux paramètres étaient fonctions de la distribution de gouttes selon les Équations I.4 et I.17. Il n'existe donc pas de relation directe entre ces deux variables. Pour les relier, des relations puissances empiriques, que l'on appelle relations Z-R, de la forme $Z = aR^b$, sont communément utilisées. La célèbre relation de Marshall et al. (1955) (Équation IV.1) en est un exemple, pour lequel le facteur a est égal à 200 et l'exposant b est égal à 1.6.

Fujiwara (1965) a montré que les variations systématiques de la DSD impliquent différentes relations Z-R selon le type de précipitations. En effet, les coefficients de ces relations caractérisent un évènement donné de précipitations et peuvent varier selon la région du globe, la saison, les conditions atmosphériques ou le type de précipitations (pluie continue, averses, orages). Ainsi, un très grand nombre de relations Z-R ont été proposées. Par exemple, en 1973, Battan (1973) avait déjà répertorié 69 relations Z-R différentes. Cette grande disparité est directement due à la variabilité naturelle de la distribution de gouttes dont la forme reflète la physique des précipitations.

La distribution de gouttes est donc un élément central dans l'estimation des précipitations par radar. Depuis, les travaux précoces de Marshall et Palmer (1948), de

nombreux auteurs se sont intéressés de près à ce sujet. Beaucoup d'efforts ont été faits pour représenter la forme de la distribution de gouttes de manière mathématique et comprendre sa variabilité.

17.1 Les formes et paramétrisations de la DSD

Dans cette section, nous décrirons différentes méthodes mathématiques utilisées pour représenter la DSD : la distribution exponentielle (Section 17.1.1), plusieurs distributions à trois paramètres (Section 17.1.2) et les méthodes de normalisation (Section 17.1.3).

17.1.1 La distribution exponentielle

a) Paramétrisation de Marshall et Palmer (1948)

Une des formes les plus utilisées pour représenter la DSD est la distribution exponentielle $N(D) = N_0 \exp(-\Lambda D)$, où $N_0 = N(0)$ est le paramètre d'ordonnée à l'origine et Λ est le paramètre de pente. Marshall et Palmer (1948) ont montré que pour des taux de précipitation faibles à modérés, la distribution de gouttes est raisonnablement proche d'une distribution exponentielle et coupe l'axe des ordonnées à une valeur N_0 fixe égale à 8×10^3 mm^{-1} m^{-3}. Ils en déduisent une paramétrisation simple où la pente Λ est simplement fonction du taux de précipitation R selon $\Lambda = 4.1R^{0.21}$ (Figure V.1). On peut noter que les ajustements de Marshall et Palmer (1948) sont des extrapolations aux diamètres inférieurs à 1 mm puisqu'ils n'ont aucune donnée pour de tels diamètres. En réalité, il a été montré qu'une paramétrisation exponentielle tend à surestimer le nombre de petites gouttes (Uijlenhoet et al., 2003b).

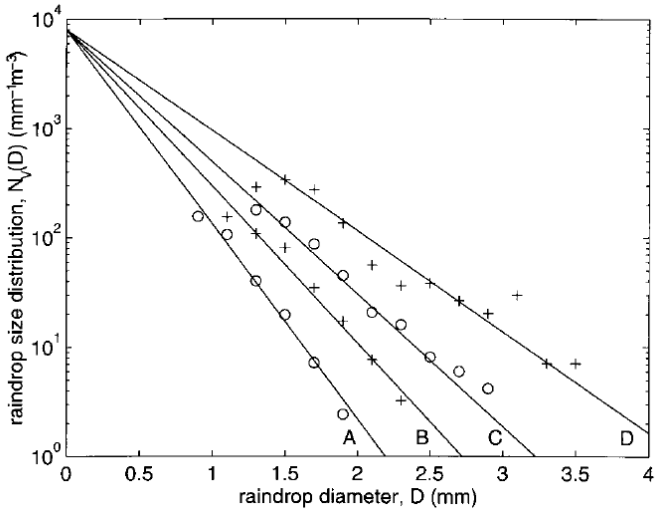

Fig. V.1 – DSD mesurée (cercles et croix) et ajustement exponentiel de la paramétrisation de Marshall et Palmer (1948) (lignes continues) pour différents taux de précipitation (A : 1.1 mm h^{-1}, B : 2.8 mm h^{-1}, C : 6.3 mm h^{-1}, D : 23.0 mm h^{-1}) (Figure issue de Uijlenhoet, 1999).

b) Paramétrisation exponentielle - Méthode des moments

Waldvogel (1974) préfère utiliser une distribution exponentielle plus générale où N_0 n'est pas fixe. Pour cela, il propose une paramétrisation exponentielle de la distribution mesurée en calculant les paramètres N_0 et Λ à partir des valeurs du contenu en eau liquide (LWC) et de Z. Cette méthode s'apparente à la méthode des moments (Section 17.1.2), puisqu'on utilise plusieurs moments de la DSD pour calculer les paramètres de la paramétrisation exponentielle. En observant les variations des paramètres ainsi obtenus, il détecte des "sauts de N_0", c'est-à-dire, des augmentations soudaines de N_0 alors que le taux de précipitation reste à peu près constant. Waldvogel (1974) étudie l'effet de la variation des paramètres de la paramétrisation sur le facteur a de la relation Z-R correspondante et montre que de fortes valeurs de N_0 sont associées à des spectres étroits et un facteur a faible, alors que les faibles valeurs de N_0 sont associées à des spectres larges et des grandes valeurs de a. Cette analyse est confortée par les résultats de Uijlenhoet et al. (2003b).

c) Besoin d'un paramètre supplémentaire : l'exemple du facteur de forme

Joss et Gori (1978) tentent de définir la forme de la DSD en introduisant "un facteur de forme" $S(PQ)$ où P et Q sont des paramètres intégrés de la DSD. S est supérieur à 1 lorsque la DSD est plus large qu'une distribution exponentielle et inférieur à 1 dans le cas contraire (Figure V.2 à gauche). Joss et Gori (1978) ont trouvé que S est toujours inférieur à 1, c'est-à-dire, qu'une DSD ponctuelle a une forme qui tend vers une distribution courbée vers le bas, alors qu'il faut des moyennes sur de longs intervalles de temps pour que la DSD s'approche d'une exponentielle. Ce travail montre que la DSD doit être décrite par une paramétrisation plus générale qu'une simple distribution exponentielle en ayant recours à un troisième paramètre.

17.1.2 Les distributions à trois paramètres

a) Paramétrisation lognormale

Une des tentatives pour tenir compte de la forme de la DSD avec trois paramètres a été d'utiliser une distribution lognormale de la forme $N(D) = N_0 D^{-1} \exp\left(-c \ln^2 [D/D_g]\right)$ avec trois paramètres N_0, c et D_g (Feingold et Levin, 1986). Mais, même si cette fonction approxime bien la forme des DSDs, elle ne se réduit pas à une distribution exponentielle comme cas particulier.

b) Paramétrisation gamma - Méthode des moments

La distribution gamma, introduite par Ulbrich (1983), est une généralisation de la distribution exponentielle. Elle s'écrit $N(D) = N_0 D^{\mu} \exp(-\Lambda D)$ avec les mêmes paramètres N_0 et Λ, et μ qui caractérise la courbure par rapport à une exponentielle. Ainsi, lorsque $\mu = 0$, la distribution gamma se réduit à une distribution exponentielle (Figure V.2 à droite). Les valeurs typiques de μ sont $-3 < \mu < 15$ (Steiner et al., 2004). De plus, un autre intérêt de cette forme est qu'elle permet de calculer facilement les moments de la DSD tels que Z (Équation I.17) et R (Équation I.4). En effet, n'importe quel moment de la DSD peut s'exprimer de la façon suivante :

$$M_m = N_0 a_m \int_0^{\infty} D^m N(D) = N_0 a_m \frac{\Gamma(m+\mu+1)}{\Lambda^{m+\mu+1}} \tag{V.1}$$

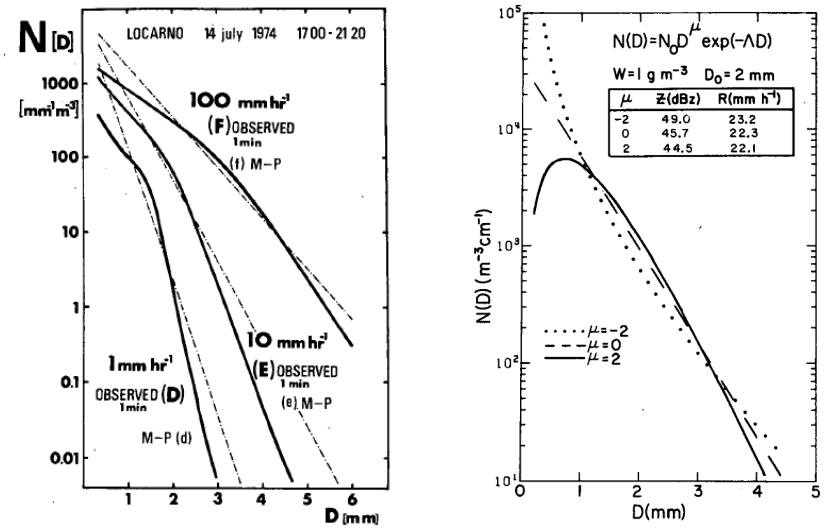

Fig. V.2 – Prise en compte de la forme de la DSD avec la paramétrisation exponentielle et la paramétrisation gamma. À gauche : comparaison de la paramétrisation de Marshall et Palmer (1948) ((d) (e) et (f)) avec la paramétrisation de Joss et Gori (1978) utilisant le facteur de forme ((D) (E) et (F)), pour trois intensités de précipitations : 1, 10 et 100 mm h^{-1}, respectivement (Figure issue de Joss et Gori, 1978). À droite : exemples théoriques de la distribution gamma pour μ = -2, 0 et 2 et pour LWC=1 g m^{-3} et D_0=2 mm. Le tableau inclus dans la figure montre les valeurs de Z et R correspondantes (Figure issue de Ulbrich, 1983).

où $\Gamma(x)$ est la fonction gamma.

De la même manière que Waldvogel (1974) pour la distribution exponentielle, le calcul de trois moments caractéristiques de la DSD permet de déduire les paramètres de la distribution gamma. C'est ce que l'on appelle la méthode des moments. Tokay et Short (1996) étudient les variations des paramètres de la DSD paramétrisée avec une distribution gamma en utilisant les moments 3, 4 et 6 et tentent de les relier aux coefficients de la loi Z-R associée. Ils proposent une classification convective-stratiforme en différenciant deux zones bien précises sur les graphes représentant N_0 en fonction de R et Λ en fonction de R. Cette méthode est effectivement très efficace sur le cas étudié par Tokay et Short (1996) mais ne peut malheureusement pas être généralisée car, par exemple, cette classification ne s'applique pas aux données de Uijlenhoet et al. (2003b).

c) Paramétrisation gamma tronquée

L'effet de la troncature de la DSD à des diamètres D_{min} et D_{max}, qui peut être due, soit à un problème instrumental, soit à un phénomène naturel, a été étudié par Ulbrich (1985). Il apparaît que la troncature n'affecte pas l'exposant b et que ses effets sont contenus entièrement dans le facteur a. Pour les précipitations courantes, ils peuvent même être négligés. Ceci signifie que lorsque D est plus grand que D_{max}, $N(D)$ est tellement faible que la contribution totale des gouttes de ce diamètre peut être négligée. L'avantage d'utiliser une distribution gamma est que, lorsque μ augmente, la distribution devient plus étroite, comme si elle était effectivement tronquée.

d) Paramétrisation gamma normalisée

La paramétrisation gamma possède un défaut majeur : l'unité du coefficient N_0 n'est pas la même que pour la distribution exponentielle et s'exprime en fonction du paramètre μ. Plusieurs auteurs proposent donc une autre expression de la distribution gamma. Par exemple, Chandrasekar et Bringi (1987) réécrivent la distribution gamma sous la forme

$$N(D) = \frac{N_T}{\Gamma(\mu+1)\Lambda^{\mu+1}} D^{\mu} \exp(-\Lambda D) \tag{V.2}$$

où N_T est cette fois la concentration totale des gouttes.

17.1.3 Les normalisations de la DSD

Bien que des méthodes de normalisation aient été proposées plus tôt, la loi d'échelle de Sempere Torres et al. (1994) présente un grand intérêt puisqu'elle permet de relier directement les coefficients de la relation Z-R à la DSD. C'est donc cette normalisation que l'on décrira en priorité.

a) La loi d'échelle de Sempere Torres et al. (1994) : normalisation à un moment

Sempere Torres et al. (1994) et Sempere-Torres et al. (1998) proposent une procédure de normalisation de la DSD basée sur l'existence de relations exponentielles entre les moments de la DSD. De plus, ils font l'hypothèse que la relation entre le diamètre des gouttes et leur vitesse de chute est décrite par la relation de Atlas et Ulbrich (1977) (voir Tableau I.1) dont la forme est également exponentielle :

$$v = cD^d. \tag{V.3}$$

Bien que des relations plus sophistiquées aient été proposées, la forme en puissance est la seule forme compatible avec des relations de puissance entre les moments de la DSD, notamment entre Z et R.

Alors, toutes les distributions proposées précédemment peuvent être représentées par une expression générale qui dépend du diamètre des gouttes et du i^{ème} moment de la DSD :

$$N(D, M_i) = M_i^{\alpha} g\left(DM_i^{-\beta}\right) \tag{V.4}$$

où les puissances de normalisation α et β sont constantes et $g(x)$ est la distribution de gouttes générale en fonction du diamètre des gouttes normalisé $x = D/M_i^{-\beta}$. En pratique, on utilise le taux de précipitation comme variable de référence. Alors, si l'on insère l'expression V.4 dans la définition du facteur de réflectivité radar (Équation I.17), on obtient :

$$Z = \int_0^{+\infty} R^{\alpha} g\left(DR^{-\beta}\right) D^6 dD = aR^b \tag{V.5}$$

où

$$a = \int_0^{+\infty} g(x)\, x^6 dx \tag{V.6}$$

$$b = \alpha + 7\beta. \tag{V.7}$$

Ainsi, le facteur de la relation Z-R est entièrement déterminé par la forme de la distribution de goutte générale alors que l'exposant est entièrement déterminé par une combinaison linéaire des puissances de normalisation. De la même manière, si l'on insère l'expression V.4 et la relation exponentielle entre la vitesse de chute et le diamètre (Équation V.3) [(1)] dans la définition du taux de précipitation (Équation I.4), cela fournit les équations d'auto-consistance [(2)] :

$$6\pi \times 10^{-4} c \int_0^{+\infty} x^{3+d} g\left(x\right) = 1 \tag{V.8}$$

$$\alpha + \left(4 + d\right)\beta = 1. \tag{V.9}$$

Ainsi, les puissances de normalisation ne sont pas indépendantes et la distribution de goutte générale $g\left(x\right)$ est contrainte.

Pour déterminer la forme de la DSD générale, Sempere Torres et al. (1994) proposent une méthode simple en deux étapes :

- L'Équation V.7 peut s'écrire sous une forme plus générale fonction de l'ordre i du moment à exprimer en fonction de R : $b_i = \alpha + \beta(i+1)$. Alors, Sempere Torres et al. (1994) notent que cette Équation permet de déterminer les puissances de normalisation α et β en calculant l'exposant b_i de la relation $M_i = a_i R^{b_i}$ de deux moments seulement, mais, pour obtenir une estimation plus robuste, ils préfèrent calculer cet exposant pour tous les moments d'ordre 0 à 6 et de déterminer les puissances de normalisation à l'aide d'une régression linéaire des valeurs de b_n en fonction de $n+1$ (Figure V.3 à gauche). L'expression V.9 est alors utilisée pour vérifier la consistance entre les puissances de normalisation obtenues.
- Les puissances de normalisation permettent ensuite de tracer le diagramme de dispersion normalisé de la DSD (Figure V.3 à droite) qui peut être utilisé pour déduire la forme de la DSD générale $g\left(x\right)$. Cette Figure montre qu'il persiste tout de même une forte dispersion.

Le principal avantage de cette méthode est que la forme de la DSD générale est déduite de l'ensemble des spectres de gouttes mesurés normalisés sur une figure unique.

Pourtant, cette normalisation n'est pas réellement efficace pour regrouper toutes les données expérimentales en une seule fonction $g\left(x\right)$, c'est-à-dire que, la dispersion des points expérimentaux autour de la DSD normalisée n'est pas réduite par cette normalisation à un moment.

b) Normalisation à deux moments

Sekhon et Srivastava (1971) et Willis (1984) ont montré le potentiel de la normalisation de la DSD à deux moments (à partir de deux paramètres) mais ils imposaient une DSD de forme spécifique (exponentielle et gamma). Sempere Torres et al. (1994) ont utilisé ces travaux précédents pour proposer leur loi d'échelle générale et leur procédure de normalisation à un moment.

Testud et al. (2001) ont étendu cette idée en proposant une normalisation à deux moments sans hypothèse sur la forme de la DSD utilisée. Ils remarquent que la dispersion restante autour de la fonction de normalisation est inférieure au niveau de bruit de

(1). Si la relation entre v et D n'était pas exponentielle, on ne retrouverait pas une relation exponentielle entre Z et R (Équation V.5)

(2). Ces contraintes garantissent que la substitution de la paramétrisation de la DSD dans l'expression du taux de précipitation amène à $R = R$.

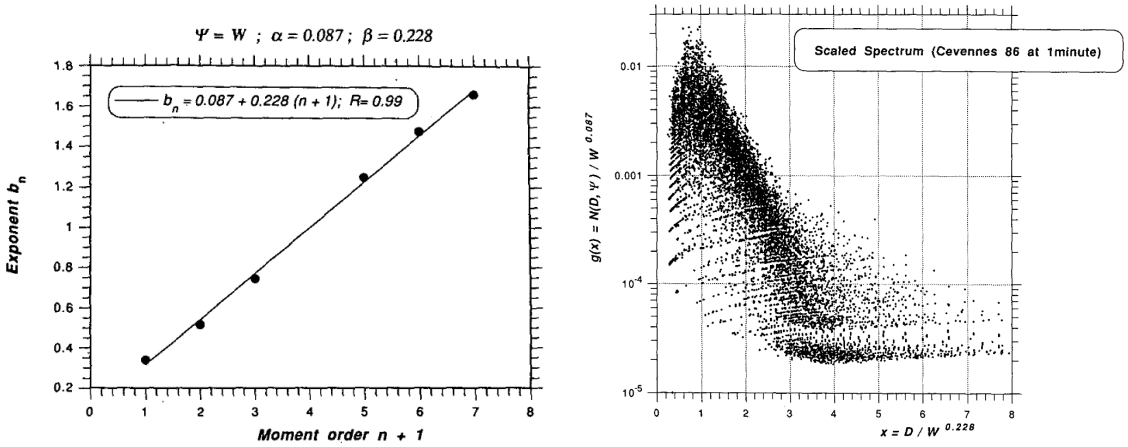

Fig. V.3 – Illustration de la méthode utilisée pour normaliser la DSD en utilisant la loi d'échelle (Figures issues de Sempere Torres et al., 1994).

leurs données, et concluent donc que leurs deux paramètres (le contenu en eau liquide et le diamètre volumique moyen) sont suffisants pour capturer toute la variabilité de la DSD. De plus, Lee et al. (2004) montrent que les formulations de Sempere Torres et al. (1994) et Testud et al. (2001) sont chacune des cas particuliers d'une normalisation plus générale.

L'objectif de cette thèse n'est pas d'étudier la paramétrisation de la DSD, mais cette étude bibliographique a permis de cerner l'état des connaissances de la communauté scientifique sur ce sujet et donc de mieux appréhender sa variabilité. L'étape suivante est de relier cette variabilité à la microphysique des processus formant les précipitations et aux relations Z-R.

17.2 L'influence des processus microphysiques sur la forme de la DSD

Srivastava (1971) montrent que ce sont principalement la coalescence et la rupture des gouttes qui déterminent la forme de la distribution de gouttes. Afin de visualiser l'effet de chaque processus pris indépendamment les uns des autres, Rosenfeld et Ulbrich (2003) étudient l'effet de la modification des paramètres d'une distribution gamma sur les coefficients a et b des relations Z-R associées. Pour cela, ils considèrent de manière théorique que chaque processus agit seul, ce qui est rarement le cas en réalité. De plus, pour illustrer les divers processus qui interviennent dans le modelage de la DSD, ils font l'hypothèse que la distribution est initialement exponentielle (ligne droite sur une échelle logarithmique). Ils obtiennent les résultats suivants :

Coalescence (Figure V.4a) : La coalescence fait diminuer le nombre de petites gouttes et augmenter celui des gouttes plus grosses, ce qui amène à une augmentation du diamètre médian D_0 et du paramètre de forme μ et, une diminution de N_0. Rosenfeld et Ulbrich (2003) en déduisent une augmentation du facteur a et une faible diminution de l'exposant b.

Rupture (Figure V.4b) : À l'opposé, la rupture provoque une augmentation du nombre de petites gouttes et une diminution du nombre de grosses gouttes. Ces transformations sont associées à une diminution de D_0, une augmentation de N_0,

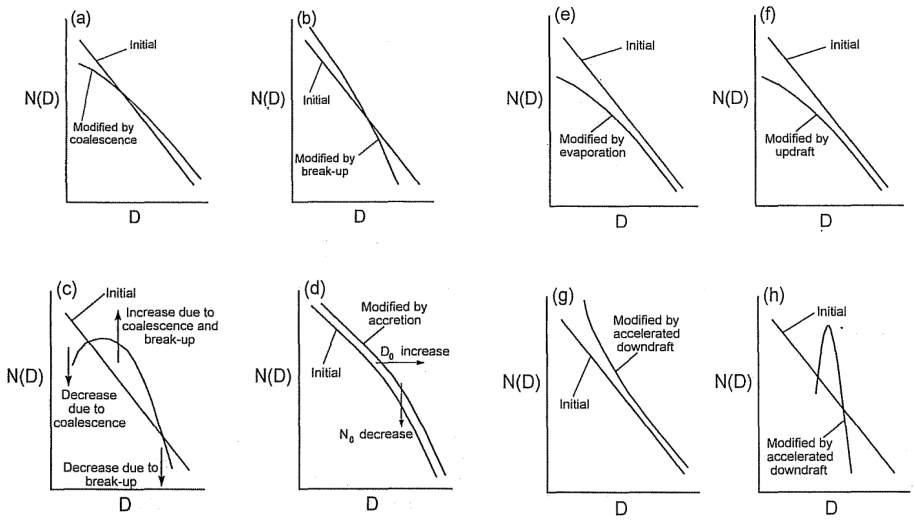

Fig. V.4 – Description schématique de l'effet de processus variés sur la forme de la DSD. Figure issue de Rosenfeld et Ulbrich (2003).

et probablement une augmentation de μ. Il résulte une diminution du facteur a et une légère augmentation de l'exposant b.

Combinaison de la coalescence et de la rupture (Figure V.4c) : Les deux processus ont pour effet une augmentation de μ, ce qui provoque également une augmentation de l'exposant b. En revanche, l'effet sur le facteur a dépend du processus prédominant.

Collection (Figure V.4d) : La collection des gouttelettes nuageuses par des gouttes de pluie tend à augmenter la taille des gouttes de pluie sans modifier leur nombre, la concentration des gouttes de pluie reste donc constante. Rosenfeld et Ulbrich (2003) en concluent que μ est constant, D_0 augmente et N_0 diminue. Ainsi le facteur a augmente tandis que l'exposant b subit peu de changements.

Évaporation (Figure V.4e) : L'évaporation provoque une plus forte diminution du nombre de petites gouttes que du nombre de grosses gouttes. Il en résulte une augmentation de μ et D_0 et, une diminution de N_0. On doit alors avoir une augmentation du facteur a et une diminution de l'exposant b.

Vent ascendant (Figure V.4f) : Seules les plus grosses gouttes ont des vitesses de chute qui peuvent dominer un faible vent ascendant. On observe donc une diminution du nombre de petites gouttes aux altitudes les plus basses. L'effet est donc similaire à celui de l'évaporation.

Vent descendant (Figure V.4g) : Un vent descendant augmente le flux des gouttes de tout diamètre, mais l'effet sur la forme de la DSD est incertain.

Tri des gouttes selon leur taille (Figure V.4h) : Le tri des gouttes par le vent va faire tendre la DSD vers une distribution monomodale, avec une forte augmentation de μ et une diminution de la concentration des gouttes. En revanche, l'effet sur D_0 et sur les coefficients de la loi Z-R associée va dépendre de la zone de précipitations observée.

17.3 Interprétation microphysique des relations Z-R

Un problème majeur de l'interprétation microphysique des coefficients des relations Z-R est dû aux limitations pratiques de l'échantillonnage des instruments. Par exemple, les limitations de l'échantillonnage en temps et en espace peuvent mener à des relations biaisées. Au contraire, un mélange de différents types de pluie donnera des coefficients moyens qui ne correspondront plus à une microphysique donnée. De plus, elles peuvent dépendre de la façon dont elles ont été dérivées. La question qui se pose est de savoir à quel point ces relations peuvent être interprétées d'un point de vue microphysique.

17.3.1 Méthodes de dérivation des relations Z-R

En principe, les coefficients a et b sont obtenus en combinant les mesures d'un radar et d'un pluviomètre au sol. Les différences dans les caractéristiques d'échantillonnage de ces instruments peuvent porter préjudice à la représentativité de ces coefficients. Beaucoup d'auteurs utilisent donc les mesures de disdromètres qui fournissent le taux de précipitation et permettent aussi d'estimer la réflectivité. Mais, là encore, les estimations dépendent du type de disdromètre utilisé, de la méthode mathématique appliquée pour déterminer ces coefficients et de la représentativité des mesures d'un disdromètre par rapport aux mesures d'un radar.

De nombreuses méthodes ont été proposées pour déduire des relations Z-R de données expérimentales. Campos et Zawadzki (2000), Tokay et al. (2001) et Tokay et al. (2009) évaluent l'impact du choix de la méthode sur les relations obtenues.

Les relations Z-R sont traditionnellement déduites d'une régression linéaire dans l'espace $\log(R)$ et $\log(Z)$. La régression linéaire ajuste une droite qui minimise les écarts en ordonnée entre les points de mesure et la droite d'ajustement. La droite retrouvée n'est alors pas la même selon que l'une ou l'autre des variables est placée en ordonnée (on dit que c'est la variable dépendante). Tokay et al. (2001) montrent que le choix de la variable dépendante pour l'estimation des relations Z-R est important puisque les différences sont aussi grandes que si on avait affaire à des types de précipitations différents. Ils conseillent d'utiliser le taux de précipitation comme variable dépendante. Comme en général, la variable recherchée est R, le choix de minimiser les écarts sur R est tout à fait logique.

Par ailleurs, le fait de faire une régression dans un espace logarithmique comprime l'échelle et donne autant de poids aux faibles taux de précipitation qu'aux taux importants. Or, comme les pluies intenses sont rares, une relation Z-R déduite d'une régression linéaire est plus adaptée aux faibles précipitations. Tokay et al. (2001) proposent donc d'utiliser une régression non linéaire qui minimise les écarts dans l'espace R-Z et donne donc plus de poids aux fortes précipitations. Ils trouvent effectivement de meilleures estimations en utilisant une régression non linéaire. Pourtant, la droite obtenue semble moins bien ajustée aux données qu'avec une régression linéaire. En effet, cette droite provoque une forte surestimation des faibles précipitations et ne semble pas adaptée à une utilisation généralisée.

Par ailleurs, Rosenfeld et al. (1993) proposent une méthode de dérivation de loi Z-R en mettant en relation les pourcentiles des densités de probabilité des deux variables. Cette méthode ne produit pas une droite mais une fonction dont la forme est variable.

17.3.2 Variabilité des relations Z-R

Pour une distribution donnée, la gamme des coefficients des lois Z-R est limitée. Par exemple, pour une distribution lognormale, Smith et Krajewski (1993) montrent que l'exposant b ne peut varier qu'entre 1 et 3.125, tandis que pour une distribution gamma, Steiner et al. (2004) affirment qu'il est toujours compris entre les valeurs 1 et 1.8.

L'étude des coefficients des lois Z-R montre que les orages sont associés à des grandes valeurs du facteur a (300-1000) et des valeurs modérées de l'exposant b (1.25-1.65) alors que a et b sont, tous les deux, un peu plus faibles pour des averses. Pour des pluies continues, a est généralement plus faible, tandis que les valeurs de b s'étendent sur une plus large gamme (1-2). De plus, certains auteurs introduisent un type de précipitations de transition entre convectif et stratiforme pour lequel a est généralement le plus faible et b est intermédiaire (Atlas et al., 1999; Uijlenhoet et al., 2003b). Par ailleurs, en général, on observe une dépendance en inverse de a sur b, c'est-à-dire, que de grandes valeurs de a correspondent à des petites valeurs de b, et inversement (Fujiwara, 1965).

Jameson et Kostinski (2001) affirment que, pour des précipitations non-homogènes, la relation Z-R n'a qu'un sens statistique. Elle a un réel sens physique lorsque les précipitations sont homogènes et, dans ce cas, l'exposant b doit être égal à 1. Dans certains cas, certains auteurs retrouvent effectivement des relations Z-R linéaires (List, 1988; Zawadzki et de Agostinho Antonio, 1988). Ce comportement est typique de ce qu'on appelle la distribution à l'équilibre où les processus de collisions-coalescence s'équilibrent exactement avec la rupture des gouttes. Ce phénomène a été décrit en détail par Hu et Srivastava (1995). Si de telles conditions existent réellement, on les trouve certainement dans les pluies tropicales intenses ou les systèmes orageux intenses et durables des moyennes latitudes (Steiner et al., 2004). Dans ces conditions, le diamètre moyen des gouttes reste constant pour un orage donné, même si, cette taille peut varier d'une situation à une autre. Ainsi, même dans ces conditions idéales, il n'y a pas de relation Z-R unique : le facteur a dépend du diamètre moyen de la DSD (Uijlenhoet et al., 2003a).

Rosenfeld et Ulbrich (2003) discutent des différences en terme de relations Z-R entre les précipitations maritimes, continentales, convectives, de transition, stratiformes et orographiques. Ils montrent qu'une telle classification peut expliquer la variabilité de R pour un Z donné, d'un facteur 1.5 à 2 en distinguant les précipitations convectives et stratiformes, de plus d'un facteur 3 en distinguant les précipitations continentales et maritimes et d'un facteur 10 dans le cas de précipitations orographiques.

Lee et Zawadzki (2005b) font une analyse systématique de 5 ans de données de précipitations mesurées à l'aide d'un disdromètre. Ils montrent que les cumuls de précipitations journaliers estimés avec une relation Z-R globale ont un biais important à cause de la variabilité journalière de la DSD, mais que l'utilisation de lois Z-R journalières n'améliore pas les estimations. En effet, la majeure partie de la variabilité de la DSD a son origine entre les différents cas de précipitations dans un même jour ou même au cours d'un seul cas. Lee et Zawadzki (2005b) concluent que cette variabilité vient principalement des différents processus physiques modelant la DSD et arrivent à obtenir des estimations correctes après une identification précise de ces différents processus physiques en utilisant les mesures d'un radar UHF colocalisé.

18 Analyse détaillée des précipitations mesurées lors de la campagne COPS

Dans cette section, on va étudier la variabilité des précipitations, en termes de variabilité des relations Z-R, mesurées lors de la campagne COPS à l'aide du MRR. Pour cela, il sera nécessaire d'étalonner le radar en bande X de manière optimale, sachant que la méthode du chapitre III ne peut être appliquée pour COPS. On verra ensuite que l'on observe une variabilité inter-évènement et une variabilité verticale. Enfin, on décrira une méthode qui permet retrouver une variabilité intra-évènement pour certains cas de précipitations.

18.1 Étalonnage du MRR à partir des données du pluviomètre

Étant donné que le disdromètre utilisé lors de la campagne COPS ne fonctionnait pas, la méthode d'étalonnage développée dans les Chapitres III ne peut être utilisée pour étalonner le MRR avec les données de la campagne COPS. De plus, l'étalonnage entre les deux radars ayant changé entre la campagne COPS et le site Clermontois (IV), on ne peut pas reprendre l'étalonnage effectué pour le site Clermontois.

L'effet d'un mauvais étalonnage du MRR sur la dérivation des lois Z-R n'étant pas évident, on décide de procéder tout de même à l'étalonnage du MRR à partir des données du pluviomètre colocalisé. Cet étalonnage est moins précis, à cause des problèmes de mesure liés aux pluviomètres (Partie 1) et parce que le taux de précipitation n'est pas mesuré directement par le MRR. En effet, dans le traitement des données MRR (Chapitre III), on a vu que le vent vertical pouvait avoir des conséquences sur la déduction de la DSD et donc sur le taux de précipitation. Néanmoins, cette méthode est tout de même plus précise que si on l'appliquait à un radar à balayage horizontal, puisque, d'une part, la différence d'altitude entre les volumes d'échantillonnage est plus faible et, surtout, on n'est pas contraint d'utiliser une relation Z-R générale pour convertir le facteur de réflectivité radar en taux de précipitation. L'utilisation d'une telle relation aurait biaisé cette étude puisqu'on aurait forcé l'ensemble des données à suivre cette relation générale. On n'aurait pu qu'étudier la dispersion des relations Z-R de chaque évènement de précipitations par rapport à la relation Z-R générale.

Deux possibilités s'offrent à nous pour effectuer la comparaison entre les mesures du pluviomètre et du MRR : on peut comparer le taux de précipitation ou bien le cumul de chaque évènement. La première option permet d'obtenir un plus grand nombre de points de comparaisons, mais il faut tout de même choisir une échelle de temps de moyenne des données suffisamment grande de façon à ce que les mesures du pluviomètre soient significatives, même en cas de précipitations faibles. Un temps de moyenne des données de 15 min est adéquat. Mais comme l'horloge du pluviomètre n'est pas synchronisée, ses données nécessitent une correction de l'heure peu précise, de façon à ce que les mesures des deux appareils concordent le mieux possible. Afin de s'affranchir de cette correction de l'horloge, on préfère comparer les cumuls de chaque évènement, la correspondance exacte de l'heure des instruments n'étant plus indispensable. La Figure V.5 présente les résultats de ces deux méthodes.

Les cumuls mesurés par le MRR et le pluviomètre montrent une très bonne corrélation, avec un coefficient de corrélation $r^2 = 0.958$. C'est donc les données de cumul qui

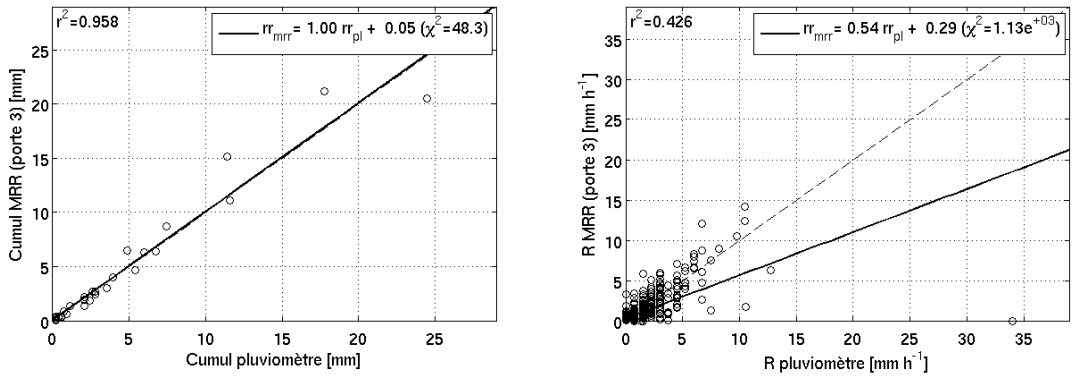

Fig. V.5 – Correspondance entre les précipitations mesurées par le MRR dans la porte 3 après son étalonnage et par le pluviomètre colocalisé : cumuls de chaque évènement (à gauche), taux de précipitation moyens sur 15 min (à droite). Chaque rond représente un point expérimental. La droite en trait continu représente l'ajustement linéaire par ces points, tandis que la droite en trait pointillé (confondue avec la droite en trait continu à gauche) est la droite $y = x$. Les informations de l'ajustement sont affichées dans la figure.

ont été utilisées pour étalonner le MRR. Étant donné que l'effet de l'étalonnage sur le taux de précipitation déduit par le MRR n'est pas linéaire, il est nécessaire d'ajuster cet étalonnage plusieurs fois. Après plusieurs étapes successives, on obtient une droite de régression confondue avec la droite $y = x$ (Figure V.5 à gauche). De la même manière que pour l'étalonnage à partir du Parsivel, il a suffit d'un simple biais pour étalonner le MRR. Ce biais est égal à +1.8 dB. En revanche, la comparaison des taux de précipitation (Figure V.5 à droite) montre une faible corrélation ($r^2 = 0.426$), et même après l'étalonnage, la droite de régression est loin de la droite $y = x$. Ce comportement est sans doute dû à la forte hétérogénéité des précipitations.

18.2 Variabilité inter-évènements

Pour visualiser la variabilité des précipitations inter-évènement lors de la campagne COPS, on dérive les coefficients des lois Z-R de chaque évènement de précipitations mesuré par le MRR, à l'aide d'une régression linéaire dans l'espace $\log(R) - \log(Z)$ (avec R comme variable dépendante). On sélectionne les cas de précipitations significatifs, qui présentent plus de 100 points de statistiques et qui présentent une corrélation supérieure $r^2 = 0.5$. Cette sélection conserve 37 cas de précipitations (listés dans le Tableau V.1) sur les 72 initialement détectés. Par ailleurs, cette étude a été faite avec les mesures de la sixième porte du MRR qui correspond à l'altitude du volume commun entre les deux radars (Section 4.2.2). L'observation des profils verticaux de réflectivité montre que l'altitude minimale de l'isotherme 0 °C lors de la campagne COPS était d'environ 1500 m au-dessus du radar MRR, ce qui garantit l'absence de phase glace à l'altitude choisie, sauf en cas peu probable de grêle. Les coefficients des relations ainsi obtenus sont tracés dans la Figure V.6 (à gauche), comme le fait Uijlenhoet (2001) avec les 69 relations listées dans Battan (1973), tandis que les coefficients de chacune de ces relations sont affichés dans un graphe de l'exposant en fonction du facteur (Figure V.6 à droite).

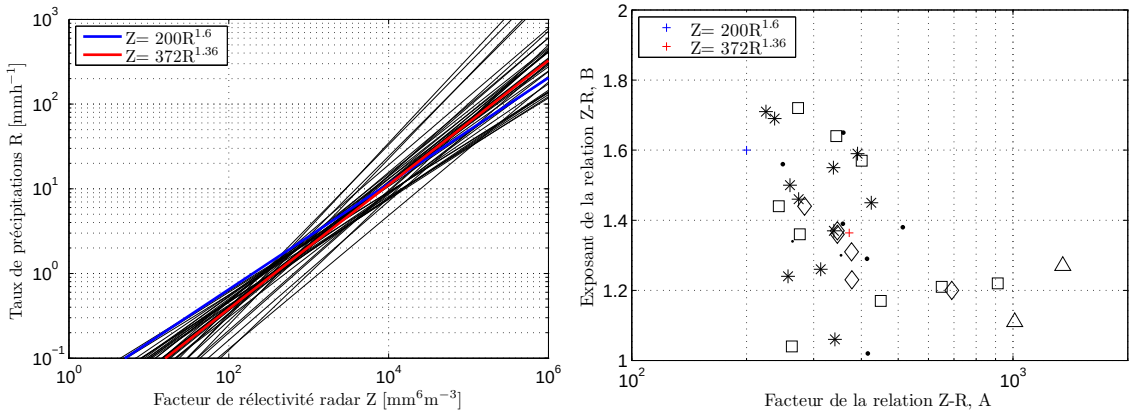

Fig. V.6 – Les différentes lois Z-R retrouvées à partir des mesures de la porte 6 du MRR, lors de la campagne COPS : variabilité de ces relations dans l'espace $\log(R) - \log(Z)$ (à gauche) et variabilité des coefficients associés (à droite). La loi de Marshall et al. (1955) et ses coefficients sont tracés en bleu. La loi moyenne des lois Z-R mesurées lors de la campagne COPS et ses coefficients sont tracés en rouge. Les coefficients des lois Z-R sont classifiés selon le type de précipitations : orages (triangles), stratiforme (étoiles), convection imbriquée dans des précipitations stratiformes (losanges), averses (carrés), pas de type privilégié (points).

On remarque que les relations Z-R obtenues (Figure V.6 à gauche) ont une variabilité aussi importante que celle trouvée par Uijlenhoet (2001), même si, dans notre cas, les données sont issues d'une position géographique fixe, pendant un été, et avec le même instrument. Néanmoins, on observe une enveloppe générale dans laquelle sont inclues toutes les relations. Cette enveloppe ne semble pas centrée autour de la relation de Marshall et al. (1955) (en bleu). En effet, les relations dérivées avec le MRR semblent associer un facteur de réflectivité radar trop grand pour les faibles taux de précipitation. Ainsi, en moyennant les coefficients de toutes les relations obtenues (en leur donnant à chacune un poids identique), on obtient des paramètres $a = 372$ et $b = 1.36$, légèrement différents de la relation de Marshall et al. (1955). De la même manière, les coefficients des relations Z-R (Figure V.6 à droite) montrent la même dispersion que celle de Uijlenhoet (2001). De plus, cette Figure confirme que les coefficients des relations déduites du MRR ne semblent pas centrées autour de ceux de la relation de Marshall et al. (1955) : le facteur semble plus élevé, tandis que l'exposant semble plus faible. Une explication possible est que l'on fait la régression entre des données issues du même volume de mesure, alors que classiquement, les relations Z-R sont déterminées entre des réflectivités mesurées en altitude et des taux de précipitation mesurés au sol. Une autre explication serait que, dans le traitement des données du MRR, la méthode de déduction des paramètres Z et R ne tient pas compte de certains facteurs, comme l'effet d'un vent vertical modéré (ne produisant pas de repliement) et l'effet de la turbulence (Chapitre III). Ceci indiquerait que le MRR n'est pas forcément adapté pour déduire des relations Z-R tant que ces problèmes n'auront pas été résolus.

De plus, dans la Figure V.6 (à droite), on a tenté de classifier ces lois Z-R selon le type de précipitations telles qu'on les identifie à l'aide de l'évolution du profil vertical de réflectivité. Un profil de réflectivité ne permettant pas de distinguer un type de précipitations orographiques, aucune classification de ce type n'a été produite. Alors, 9 cas peuvent être associés à des averses, 11 à des pluies stratiformes, 2 à des pluies orageuses et 7 à des pluies convectives imbriquées dans des précipitations stratiformes.

Tab. V.1 – Statistiques des évènements utilisés pour étudier la variabilité des relations Z-R à partir des données de la porte 6 du MRR : le nombre d'observations (Nb obs), le cumul (en mm), le type de précipitations (A pour averse, S pour stratiforme, C pour convectif, EC pour convection imbriquée et ? pour un type non déterminé), les facteurs de réflectivité radar médian et maximum (Z_{med} et Z_{max} en dBZ), les taux de précipitation médian et maximum (R_{med} et R_{max} en mm h^{-1}) et les coefficients de la relation Z-R associée (a et b).

Date	Heure	Nb obs.	Cumul	Type	Z_{med} (Z_{max})	R_{med} (R_{max})	a	b
15 Jun 2007	10h00-15h05	1208	7.6	EC	28.69 (39.06)	1.88 (24.42)	284	1.44
16 Jun 2007	02h20-14h30	289	0.2	A	16.68 (36.87)	0.02 (4.13)	912	1.22
16-17 Jun 2007	22h30-01h00	130	0.9	A	26.53 (36.90)	1.31 (12.25)	276	1.36
17 Jun 2007	17h30-23h30	1871	14.3	EC	29.67 (47.38)	2.03 (27.39)	346	1.37
19-20 Jun 2007	22h30-03h30	353	0.7	A	13.58 (41.56)	0.03 (14.53)	450	1.17
20 Jun 2007	16h15-20h35	716	1.5	?	19.33 (40.79)	0.17 (11.12)	414	1.29
20-21 Jun 2007	23h50-03h45	1028	5.1	EC	26.15 (46.24)	0.72 (16.14)	691	1.20
21 Jun 2007	04h10-11h10	1188	10.3	S	30.71 (43.80)	2.34 (73.04)	237	1.69
22 Jun 2007	05h00-10h15	1112	4.6	S	20.14 (40.13)	0.46 (17.90)	338	1.55
22 Jun 2007	12h00-19h45	666	3.4	S	23.23 (44.45)	0.62 (22.76)	425	1.45
22-23 Jun 2007	21h50-15h10	781	1.7	A	14.33 (39.65)	0.24 (27.29)	273	1.72
24-25 Jun 2007	19h25-00h15	539	0.5	A	14.49 (38.97)	0.02 (13.43)	650	1.21
25 Jun 2007	05h00-08h00	324	0.5	S	15.23 (33.90)	0.16 (6.79)	313	1.26
26 Jun 2007	09h30-17h20	423	0.9	?	14.33 (36.87)	0.28 (14.42)	249	1.56
28 Jun 2007	00h00-14h30	427	0.6	A	12.90 (42.86)	0.17 (21.10)	344	1.64
01 Jul 2007	10h50-15h00	393	0.8	S	20.45 (34.32)	0.44 (8.28)	339	1.37
01 Jul 2007	19h40-06h50	2777	12.8	S	23.64 (46.04)	0.93 (26.59)	274	1.46
03 Jul 2007	08h15-19h10	1617	4.5	S	19.32 (37.09)	0.37 (14.00)	260	1.50
08-09 Jul 2007	10h50-00h20	1986	10.0	EC	23.89 (41.88)	0.65 (24.20)	377	1.31
09 Jul 2007	01h50-03h45	117	0.4	A	14.53 (35.16)	0.20 (10.19)	243	1.44
10 Jul 2007	04h00-09h50	969	1.7	S	19.88 (36.68)	0.57 (16.45)	225	1.71
10 Jul 2007	10h50-18h20	422	0.6	?	19.10 (37.60)	0.47 (10.68)	359	1.65
11-12 Jul 2007	08h00-00h20	800	1.6	?	17.72 (37.40)	0.18 (14.41)	514	1.38
17-18 Jul 2007	20h30-02h20	967	5.9	?	26.28 (43.61)	1.60 (21.16)	264	1.34
18 Jul 2007	03h05-05h10	397	0.7	?	20.05 (34.42)	0.39 (4.92)	354	1.30
19 Jul 2007	05h40-09h45	704	4.8	S	24.12 (40.89)	0.85 (21.69)	341	1.06
20 Jul 2007	08h40-11h00	647	3.4	EC	24.63 (42.64)	0.67 (37.69)	378	1.23
20 Jul 2007	13h30-15h45	138	0.6	A	20.41 (36.09)	0.26 (18.85)	263	1.04
21 Jul 2007	19h45-21h30	148	0.2	?	15.44 (28.70)	0.09 (1.86)	416	1.02
21-22 Jul 2007	22h50-04h20	191	0.2	?	14.98 (30.32)	0.13 (3.32)	358	1.39
23 Jul 2007	12h45-17h20	825	5.5	EC	22.67 (47.01)	0.60 (29.39)	346	1.36
02 Aug 2007	01h50-04h40	730	2.0	EC	24.65 (38.01)	0.79 (18.20)	299	0.99
06 Aug 2007	14h50-20h00	545	0.8	C	18.91 (55.10)	0.00 (13.92)	1010	1.11
10 Aug 2007	01h45-07h40	294	0.2	A	14.79 (24.06)	0.14 (1.15)	401	1.57
13 Aug 2007	12h35-16h45	359	1.4	C	24.84 (51.44)	0.24 (45.04)	1350	1.27
21 Aug 2007	00h45-21h30	2426	3.7	S	15.27 (37.84)	0.17 (6.21)	391	1.59
28-29 Aug 2007	22h10-06h20	1010	3.9	S	12.85 (40.04)	0.06 (17.69)	257	1.24

Les relations restantes ne peuvent pas être associées à un type de précipitations unique. Dans une Figure similaire, Uijlenhoet (2001) observe que les seuls cas de précipitations convectives et orographiques ont tendance à se regrouper dans certaines zones de ce graphe, c'est-à-dire, qu'il existe des couples privilégiés d'exposant et de facteur pour ce type de précipitations. Or, notre série de données ne permet pas de distinguer des types de pluies orographiques. On ne peut donc pas vérifier les propriétés des coefficients de ce type de pluie. En revanche, conformément à ce que l'on retrouve dans la littérature (voir Section 17.3.2), les pluies orageuses sont associées à des valeurs élevées de a (> 1000) et faibles de b (≈ 1.2) tandis que pour les pluies stratiformes, a est faible (≈ 300) et b est relativement variable (entre 1.1 et 1.8). Par ailleurs, comme on peut s'y attendre, les coefficients des relations correspondant aux cas de précipitations convectives imbriquées dans des précipitations stratiformes présentent des valeurs intermédiaires. Enfin, les coefficients des relations correspondant à des averses présentent une forte variabilité (de 200 à 1000 pour a et de 1 à 1.8 pour b).

Par ailleurs, il semble que le choix de l'altitude des données utilisées pour déterminer les lois Z-R est important : si on avait effectué cette étude avec les données d'une porte différente, les coefficients obtenus seraient sensiblement différents. Alors, il semblerait qu'il y ait une variation significative de la réflectivité et/ou du taux de précipitation en fonction de l'altitude. Cette variabilité verticale va être étudiée dans le paragraphe suivant.

18.3 Variabilité verticale

Dans certains cas, la variabilité verticale de la réflectivité peut avoir une signature bien particulière avec une couche de quelques centaines de mètres où la réflectivité est bien supérieure au reste du profil, que l'on appelle bande brillante (BB). La BB, est liée au processus de fonte des cristaux de glace et est donc située à une altitude proche de l'isotherme 0°C. L'augmentation locale de la réflectivité est due à une combinaison de plusieurs processus, dont notamment le passage de l'indice de réfraction de la phase glace à la phase liquide prédominante sur la partie supérieure de la BB (augmentation de la réflectivité) et la diminution du diamètre des hydrométéores prédominante sur la partie inférieure de la BB (diminution de la réflectivité). Si les mesures de réflectivité sont faites à l'altitude de la BB, cela va bien sûr avoir des conséquences graves sur l'estimation des précipitations. La variabilité verticale du profil de réflectivité a donc fait l'objet de nombreuses recherches et est très bien documentée. Par exemple, Andrieu et Creutin (1995a,b) proposent une méthode de correction du profil vertical de réflectivité pour un radar à balayage horizontal. Cette méthode permet de tenir compte de l'effet de lissage lorsque la distance au radar augmente, et donc que le volume d'échantillonnage augmente.

Mais la variabilité verticale de la réflectivité et du taux de précipitation au-dessous de la BB sont très peu documentés. On sait que les variations du taux de précipitation en dessous de la BB dépendent du contexte météorologique : il peut être constant, mais également s'intensifier (par le processus de collision-coalescence) et diminuer si l'environnement est sec (évaporation). Peters et al. (2005) étudient la variabilité verticale de la DSD mesurée par un MRR, et donc des relations Z-R associées. Ils trouvent une forte dépendance des relations Z-R en fonction de l'altitude pour des taux de précipitation importants. Cette dépendance provoquerait une sous-estimation des précipitations lorsque des relations Z-R adaptées aux mesures au sol sont utilisées. De leur côté, Tokay et al. (2009) étudient les variations des coefficients des lois Z-R en fonction de l'altitude en comparant le taux de précipitation mesuré par un disdromètre à la réflectivité mesurée par un profileur en bande S et un MRR. Ils trouvent que les deux coefficients des lois Z-R varient avec l'altitude : le facteur diminue tandis que l'exposant augmente lorsque l'altitude augmente.

On décide d'évaluer la variabilité verticale des mesures de précipitations faites par le MRR lors de la campagne COPS. La Figure V.7 présente les profils de la réflectivité et du taux de précipitation rangés par catégorie d'intensité des précipitations au sol ainsi que les profils moyens de l'ensemble des données.

Sur cette Figure, on limite le tracé de ces profils jusqu'à 1 km d'altitude, puisque les données ont pu être contaminées par la BB au-delà. Or, l'altitude de la BB ayant considérablement varié tout au long de la campagne, les augmentations de réflectivité locales provoquées par les BB de chaque évènement sont toutes décalées en altitude et

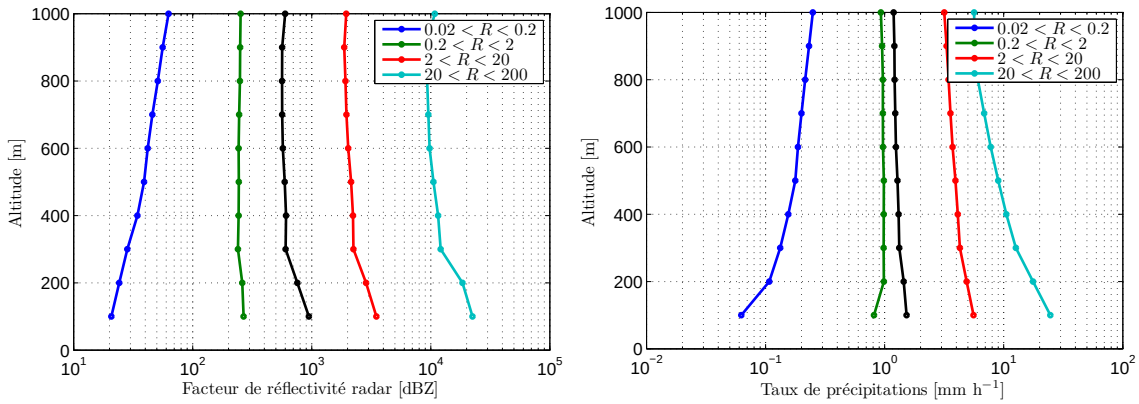

Fig. V.7 – Profils moyens pour l'ensemble des données (en noir) et par classe d'intensité des précipitations au sol (voir légende), du facteur de réflectivité radar (a) et du taux de précipitation (b) mesurés par le MRR lors de la campagne COPS.

on n'observe pas d'effet moyen. Par ailleurs, les valeurs du taux de précipitation n'auraient aucune signification physique à ces altitudes. De plus, il faut ignorer les valeurs correspondant aux deux premières portes (100 et 200 m d'altitude) puisqu'on sait que les données correspondant à ces altitudes peuvent être contaminées par des spectres images en cas de précipitations très intenses (Section 9). Ceci explique directement le comportement irrégulier des profils de réflectivité radar et du taux de précipitation à ces altitudes, notamment pour les classes les plus intenses.

Entre 300 et 1000 m, les profils moyens (en noir) sont constants à environ 28 dBZ pour le facteur de réflectivité radar et à 1.1 mm h^{-1} pour le taux de précipitation. Les profils du facteur de réflectivité radar de chaque catégorie sont également pratiquement constants, à l'exception de la catégorie la plus faible qui montre une forte diminution avec l'altitude. En revanche, les profils du taux de précipitation par catégorie varient avec l'altitude : en particulier, le profil de la catégorie la plus faible montre une forte diminution, et le profil de la catégorie la plus intense montre une forte augmentation.

La diminution du taux de précipitation de la catégorie la plus faible est due à l'évaporation des plus petites gouttes de pluie. En revanche, l'augmentation du taux de précipitation de la catégorie la plus intense est suspecte. Peters et al. (2005) observent le comportement inverse (diminution dans la catégorie la plus forte) mais expliquent qu'il n'est pas non plus physiquement raisonnable. Il apparaît donc que les profils de précipitations sont peu stables à de telles intensités. Nous allons tenter de comprendre l'origine de ce comportement. Comme le profil de réflectivité de la catégorie correspondante est relativement constant, la cause n'est pas une sous-estimation de l'atténuation. Une explication possible serait qu'il y ait une forte efficacité du processus de collision-coalescence pour ces profils. Ce processus est d'autant plus actif qu'il y a une forte quantité d'eau condensée disponible. Donc, une forte efficacité impliquerait l'association de nuages bas de type brouillards à ces précipitations intenses. Mais, ces deux conditions météorologiques sont incompatibles et cette hypothèse ne semble pas raisonnable. Alors, il faut noter que cette catégorie n'est composée que de 25 profils. De plus, en inspectant ces profils un à un, on s'aperçoit que seuls six d'entre eux montrent ce comportement (augmentation du taux de précipitation alors que la réflectivité est constante). Alors la visualisation du profil du spectre de réflectivité correspondant (Figure V.8) montre que deux raisons ayant le même effet expliquent ce comportement.

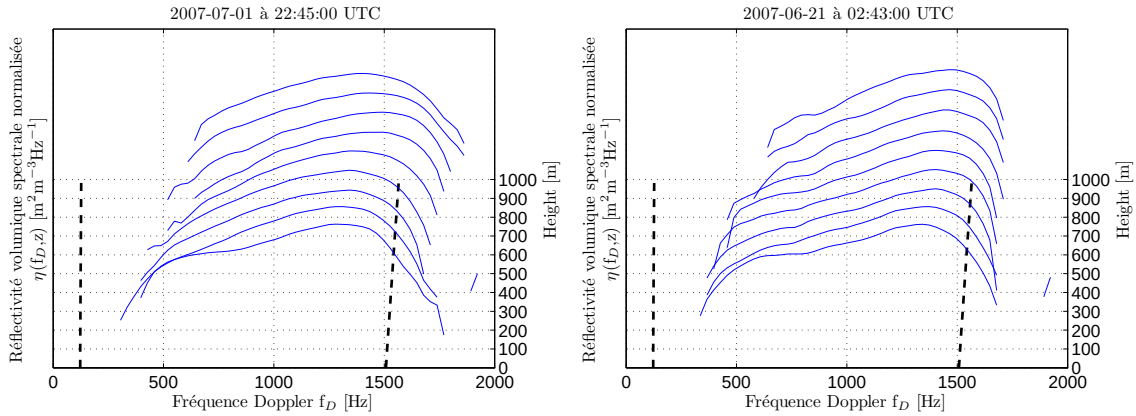

Fig. V.8 – Profils du spectre de réflectivité mesuré par le MRR et montrant un déficit de petites gouttes à cause d'un vent vertical descendant (à gauche) et à cause du tri des gouttes par leur taille (à droite).

La première raison (Figure V.8 à gauche) est qu'un vent vertical descendant s'intensifie avec l'altitude, ce qui provoque un décalage progressif du spectre de réflectivité vers les fréquences les plus élevées (vers les plus gros diamètres). La seconde raison (Figure V.8 à droite) est qu'un phénomène de tri des gouttes par leur taille provoque un déficit de gouttes de faible diamètre qui augmente avec l'altitude, alors que la limite supérieure du spectre de réflectivité reste inchangée. Les conséquences de ces deux phénomènes sont identiques. Le déficit de petites gouttes entraîne une diminution de l'estimation des deux paramètres, mais cette diminution est imperceptible pour le facteur de réflectivité radar puisque, étant proportionnel au sixième moment de la DSD, il est peu sensible aux petits diamètres. À l'opposé, dans le cas où le spectre est décalé par un vent vertical, l'excès de gouttes de gros diamètres ne provoque pas d'augmentation parce qu'on atteint la limite de fréquence analysé pour la conversion en distribution de gouttes (pointillés noirs sur la Figure V.8). Ainsi, on s'aperçoit que la forme de ce profil est dû, en partie, à un problème de mesure du MRR, et qu'une correction du vent vertical serait nécessaire. En revanche, l'effet du tri des gouttes par leur taille est bien réel et doit donc être pris en compte.

Ces résultats impliquent que la variabilité verticale de la distribution de gouttes et donc de la relation Z-R est possible et doit faire l'objet d'une étude approfondie, dès que le problème du vent vertical sera résolu. De plus, il faut garder en mémoire que la forme des profils mesurés par le MRR sont totalement dépendants de la fonction de transfert du MRR (section 3.2.2). Cette fonction de transfert est spécifique à chaque MRR et à été mesurée par le fournisseur du MRR. Il faudra donc vérifier attentivement sa validité à l'aide de comparaisons avec des mesures d'un autre radar à visée verticale colocalisé, par exemple.

18.4 Variabilité intra-évènements

On a vu précédemment que chaque évènement de précipitations peut être caractérisé par une relation Z-R qui lui est propre. Mais, dans certains cas de longue durée, il arrive même que l'on observe plusieurs périodes de précipitations homogènes, séparées par

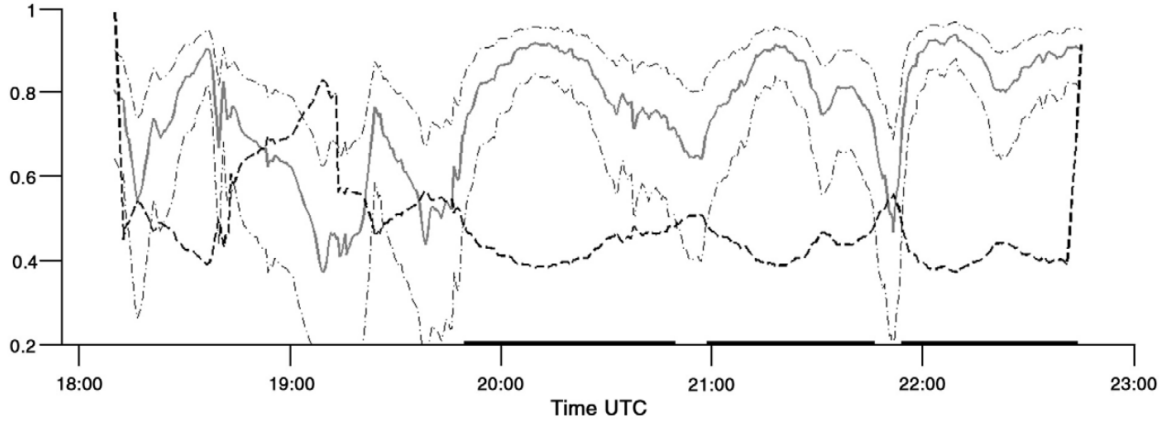

Fig. V.9 – Illustration de la méthode de Clemens et al. (2006) pour la détection de périodes stables de précipitations à l'intérieur d'un même évènement, exemple du 17 juin 2007 : coefficient de corrélation (ligne continue grise) et son intervalle à 99% (ligne point-pointillée grise), coefficient de corrélation critique (ligne pointillée noire), périodes sélectionnées (trait épais noir sur l'axe du temps).

des changements brusques (Chapon et al., 2008). Ces variations brusques peuvent par exemple être associées aux "sauts de N_0" qu'observe Waldvogel (1974). Clemens et al. (2006) proposent une méthode pour détecter des périodes pour lesquelles la relation Z-R est stable en se basant sur la corrélation entre la réflectivité et le taux de précipitation mesurés par un MRR. Cette méthode consiste à calculer le coefficient de corrélation entre Z et R sur des périodes glissantes et de sélectionner les périodes pour lesquelles il [(3)] est supérieur à un "coefficient de corrélation critique" lui-même fonction du niveau de confiance et du nombre de points utilisés pour effectuer la corrélation.

Cette méthode a été appliquée sur un des cas de précipitations listés dans le Tableau V.1 : le cas de précipitations de convection imbriquée dans des pluies stratiformes du 17 juin 2007 entre 17h30 et 23h30. Pour cette application, les données du MRR ont été moyennées sur 30 s et on a choisi des périodes glissantes de 30 min, de façon à calculer le coefficient de corrélation à partir de 60 points de données. L'application de cette méthode de détection des périodes stables est illustrée dans la Figure V.9 et résulte en trois périodes d'environ une heure chacune. Afin d'éviter la sélection de périodes trop courtes, pour lesquelles l'ajustement de la relation Z-R ne serait pas satisfaisant, on fixe une durée minimale des périodes à 15 min. C'est pourquoi, aucune période n'est détectée avant 20h00, où le coefficient de corrélation montre une forte instabilité.

La Figure V.10 présente les lois Z-R déterminées pour chaque périodes, ainsi que les points utilisés pour leur ajustement. Il est visible que ces lois s'appliquent à des zones bien marquées du nuage de points. De plus, elles diffèrent de manière significative de la relation Z-R déterminée à partir de l'évènement entier ($Z = 428R^{1.9}$), et même entre elles ($Z = 261R^{1.6}$, $Z = 322R^{2.1}$ et $Z = 728R^{2.3}$). Cette figure montre également les points éliminés par cette méthode parce qu'ils n'appartiennent à aucune période stable. Il est intéressant de noter que ces points se situent principalement en dehors du nuage de points.

(3). En réalité, la méthode est plus stricte parce qu'elle utilise la limite inférieure de l'intervalle de confiance du coefficient de corrélation pour la sélection des périodes

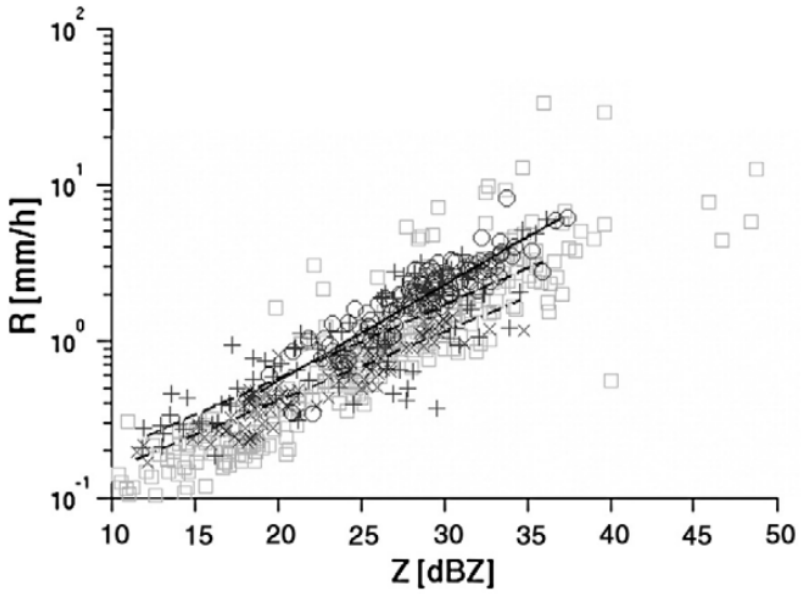

Fig. V.10 – Diagramme de dispersion des paires réflectivité-taux de précipitation mesurés et relations Z-R des périodes stables détectées dans la Figure V.9. Chaque loi Z-R est représentée par une droite à laquelle est associée une partie du nuage de point : ligne continue - marqueurs ronds, ligne pointillées - marqueurs plus, lignes point-pointillées - marqueurs croix. Les marqueurs carrés représentent les points non pris éliminés par la méthode.

Cette méthode illustre donc l'existence de régimes de pluie à l'intérieur même d'un évènement de précipitations ce qui suppose une modification des processus physiques formant les précipitations pendant cet évènement. Il serait donc possible de mieux caractériser les précipitations en déterminant les lois Z-R correspondant à chacune de ces périodes. Néanmoins, dans l'objectif d'amélioration de l'estimation des précipitations, cette méthode n'est pas réellement applicable puisqu'elle élimine une partie importante des données pour lesquelles aucune relation Z-R ne peut être appliquée.

19 Conclusion

Dans ce chapitre, nous avons caractérisé la variabilité des précipitations en analysant les données du MRR acquises lors de la campagne COPS. Cette étude montre que chaque cas de précipitation est caractérisé par une combinaison unique des différents processus qui forment la DSD. Ainsi, chaque cas de précipitation peut être caractérisé par sa propre DSD et sa propre loi Z-R. De plus, certains cas montrent même plusieurs périodes stables associées avec des lois Z-R différentes. En général, les précipitations sont estimées à partir de la réflectivité radar à l'aide d'une relation Z-R unique. Il apparaît donc évident que des méthodes de classifications adéquates qui caractériseraient des régimes de précipitations spécifiques permettraient d'améliorer l'estimation des précipitations en utilisant des relations Z-R adaptées. Ceci fera l'objet du chapitre suivant.

Chapitre VI

Classification des régimes de précipitations

Comme le montre le Chapitre V, la variabilité des précipitations peut conduire, par l'intermédiaire de la DSD, à une forte sensibilité des coefficients des relations reliant le taux de précipitation au facteur de réflectivité radar. L'identification des processus physiques dominant la forme de la DSD permettrait une meilleure compréhension de la variabilité des précipitations et pourrait mettre en évidence des régimes de précipitations distincts. Alors, des méthodes de classification adéquates pourraient conduire à la distinction de ces régimes de précipitations et des relations Z-R associées. Par conséquent, en appliquant les relations Z-R spécifiques aux zones de précipitations correspondantes, l'estimation des précipitations pourrait être grandement améliorée.

De nombreux travaux ont porté sur l'identification de régimes de précipitations convectifs et stratiformes à l'intérieur de larges systèmes convectifs à méso-échelle. Par exemple, Steiner et al. (1995) proposent une méthode de classification basée sur l'hétérogénéité du champ horizontal de réflectivité mesuré par un radar. Mais, la plupart de ces travaux sont basés sur l'étude de la distribution de gouttes mesurée par des disdromètres. À l'aide de l'étude d'un cas de précipitations tropicales océaniques, Tokay et Short (1996) montrent que ces régimes de précipitations peuvent être différenciés à l'aide de la forme de la DSD. Néanmoins, Uijlenhoet et al. (2003b) montrent que cette classification ne peut pas être généralisée puisqu'elle ne s'applique pas à leur cas de précipitations continentales et de moyennes latitudes. D'autres auteurs proposent en plus un régime de transition entre les classes convectives et stratiformes (Atlas et al., 1999; Steiner et al., 2004; Uijlenhoet et al., 2003b).

De la même façon, on propose de développer des méthodes de classification applicables aux cas de précipitations mesurés lors de la campagne COPS. L'objectif étant d'améliorer l'estimation des précipitations au sol sur l'ensemble de la surface couverte par le radar en bande X, ces régimes de précipitations doivent être détectés sans avoir recours aux mesures d'un disdromètre. L'enjeu ici est d'être capable de détecter ces différents régimes de précipitations directement à partir du facteur de réflectivité radar mesuré par le radar en bande X, sans aucune information sur la DSD (puisque ce radar n'est ni cohérent, ni polarimétrique). On propose deux méthodes de classification, la première est innovante et repose sur les variations locales de la réflectivité (Section 20),

tandis que la seconde est basée sur la technique déjà existante de Steiner et al. (1995) (Section 21).

20 Classification basée sur les variations locales de la réflectivité

20.1 Description de la méthode

À l'aide des mesure d'un MRR, Diederich et al. (2004) et Van Baelen et al. (2006) ont remarqué un comportement caractéristique des relations entre le taux de précipitation et le facteur de réflectivité radar sur certains cas de précipitations très simples : il semble que leurs mesures suivent des relations Z-R pratiquement constantes lors de périodes de variations monotones de la réflectivité radar. Ainsi, Diederich et al. (2004) et Van Baelen et al. (2006) observent des relations Z-R différentes lorsque la réflectivité augmente et lorsque la réflectivité diminue. Ce comportement peut s'expliquer intuitivement par le fait que, lors d'averses, les gouttes les plus grosses arrivent au sol en début de pluie et lorsque la pluie s'intensifie. Au contraire, lorsque la pluie diminue en intensité, il n'arrive plus que des petites gouttes de pluie au sol. En réalité, c'est une conséquence du phénomène connu du tri en taille des gouttes. Ce tri spatial est dû à la vitesse de chute des gouttes qui est plus importante pour les plus grosses gouttes, et peut être amplifié par un vent vertical et/ou horizontal. L'effet de ce tri est que l'on obtient généralement en début de période une DSD au niveau du sol qui est étroite, presque monomodale, et dont le diamètre médian diminue dans le temps (voir Figure V.4). Le tri des gouttes est souvent cité comme un obstacle important à l'estimation quantitative des précipitations puisqu'il peut affecter les relations Z-R (Gunn et Marshall, 1955; Atlas et al., 1999; Lee et Zawadzki, 2005a). L'idée ici est donc de tirer parti de ce tri des gouttes pour améliorer l'estimation des précipitations en utilisant plusieurs relations Z-R.

L'objectif de cette étude est de généraliser la méthode utilisée par Van Baelen et al. (2006) sur une plus grande série de données, c'est-à-dire, de développer une méthode permettant d'appliquer des relations Z-R spécifiques aux zones de précipitations du radar en bande X d'intensité montante ou descendante en vue d'une estimation améliorée des précipitations. La première étape consiste à déterminer des relations Z-R générales correspondant aux régimes de précipitations recherchés en utilisant les données du MRR, l'efficacité de cette méthode pouvant être vérifiée en appliquant ces relations Z-R aux mesures du radar en bande X dans le volume commun des deux radars et en comparant le taux de précipitation obtenu avec celui mesuré par le MRR. Afin de permettre des estimations des précipitations au niveau du sol, une deuxième étape importante doit être consacrée à l'extension de cette méthode de façon à tenir compte de la variabilité verticale des précipitations, et de l'appliquer sur l'ensemble des données du radar en bande X.

Une partie de cette thèse a été consacrée à la première étape de ce projet. En réalité, plusieurs méthodes simples de classifications basées sur le facteur de réflectivité radar uniquement ont donc été développées tandis que leur apport pour l'estimation des précipitations ont été comparés. Ces résultats on été synthétisés dans Van Baelen et al. (2009b) et sont brièvement rappelés dans le paragraphe suivant.

20.2 Résultats généraux

Dans un premier temps, nous décrivons les résultats généraux des différentes méthodes utilisées en terme d'estimation des précipitations.

Le cas de précipitations étudié dans Van Baelen et al. (2006) était très faible et ne montrait pas de variations complexes du facteur de réflectivité radar. Or les évènements de précipitations mesurés lors de la campagne COPS sont plus intenses et montrent des variations plus complexes. Ainsi, la généralisation de la méthode de Van Baelen et al. (2006) aux données de la campagne COPS n'est pas aussi convaincante que pour le cas étudié précédemment. En effet, elle n'apporte pas ou peu d'amélioration de l'estimation des précipitations par rapport à l'utilisation d'une loi Z-R unique.

Afin de mieux prendre en compte la complexité des variations du facteur de réflectivité radar observé lors de la campagne COPS, on a donc décidé d'utiliser une troisième classe de "variations" : les zones où le facteur de réflectivité radar est constant. Malgré les difficultés pour appliquer ce shéma de classification de manière automatique, cette méthode fournit une amélioration notable de l'estimation des précipitations et les résultats obtenus seront donc décrits en détails dans le paragraphe suivant.

La troisème méthode est simplement basée sur l'intensité de la réflectivité mesurée. On obtient donc trois classes de précipitations que l'on peut appeler pluie faible, modérée et forte, qui ont des propriétés sensiblement différentes en terme de distribution de goutte et de relations Z-R moyennes. Mais, les relations Z-R des deux classes les plus intenses possèdent des coefficients irréalistes, avec un exposant supérieur à 2 (voir Section 17.3.2) ce qui semble indiquer que les conditions induites par cette classification sont inadaptées pour la déduction des relations Z-R. Ceci est par ailleurs confirmé par le fait que l'utilisation de ces relations spécifiques détériore l'estimation du cumul de précipitation par rapport à une relation Z-R unique. C'est pourquoi les résultats de cette méthode ne seront pas décrits plus en détail dans la suite de ce document.

Dans le paragraphe suivant, on détaille les résultats de la méthode de classification la plus efficace, c'est-à-dire, la méthode définissant des régimes de précipitations montants, stagnants et descendants.

20.3 Résultats de la classification des précipitations d'intensité montante, stagnante et descendante

Les performances de cette méthode sont d'abord décrites en analysant le même exemple de précipitations que celui de la Section 18.4 : le 17 juin 2007. Les données du MRR montrent que ce cas est bien représenté par la relation $Z = 487R^{1.8}$ qui, appliquée aux mesures du radar en bande X, fournit un cumul de précipitation de 8.00 mm en comparaison au cumul déduit du taux de précipitations mesuré par le MRR, égal à 7.73 mm (voir Tableau VI.1).

Comme expliqué dans la Section 20.1, la méthode est, dans un premier temps appliquée sur les données du volume commun entre les deux radars. La technique de sélection a donc été conçue sur l'évolution temporelle de la réflectivité du radar en bande X mesurée dans le volume de mesure commun. Dans les travaux de Van Baelen et al. (2006), un cas de précipitations unique et relativement court avait été étudié. La sélection des régimes de précipitations avait donc pû être faite manuellement. Dans

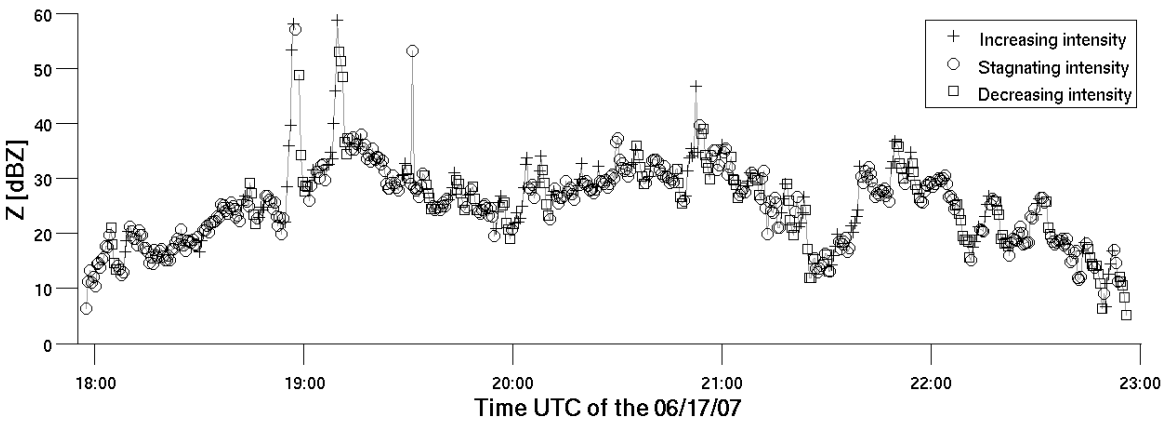

Fig. VI.1 – Application de la technique de sélection pour déterminer les zones de précipitations d'intensité montante, stagnante et descendante sur l'évolution temporelle de la réflectivité mesurée par le radar en bande X le 17 juin 2007.

notre cas, l'objectif est de généraliser cette classification à une quantité importante de données et donc à grand nombre de cas de précipitations. Ainsi, il a été indispensable de développer une technique de sélection automatique.

La Figure VI.1 présente l'application de cette technique de sélection sur les données du cas de précipitations du 17 juin 2007. À cause de la variabilité des précipitations, il est très difficile de développer une telle méthode qui fonctionne dans tous les cas. Ainsi, il est par exemple délicat de séparer une longue période stagnante d'une période d'augmentation et de diminution successives avec des critères simples. La technique retenue est donc basée sur l'application de nombreux tests sur les tendances locales de l'évolution du facteur de réflectivité radar à l'intérieur d'une fenêtre de sept valeurs consécutives, pour déterminer si la mesure centrale peut être classée dans les précipitations montantes ou descendantes. Les mesures qui ne sont affectées à aucune classe à la suite de ces tests, sont rangées dans la classe stagnante. Malgré ces difficultés, la Figure VI.1 montre que cette technique de sélection fonctionne globalement de façon satisfaisante.

Les données du MRR moyennées à l'échelle de la résolution temporelle du radar en bande X (30 s) sont ensuite utilisées pour déterminer les DSDs et les relations Z-R associées aux zones sélectionnées (Figure VI.2). Les DSDs de chaque zone montrent de

Tab. VI.1 – Cumul de précipitation mesuré par le MRR et estimé à partir de la réflectivité mesurée par le radar en bande X en utilisant une relation Z-R unique ou des relations Z-R spécifiques, pour le cas du 17 juin 2007 et pour la campagne COPS en entier, selon les deux méthodes décrites dans le texte. Les pourcentages entre parenthèses désignent la différence relative avec le cumul déduit des mesures du MRR.

Cumul des précipitations [mm]	MRR	Relation Z-R unique	Relations Z-R spécifiques
17 Juin 2007	7.73	8.00 (-3.49%)	8.10 (-4.77%)
Campagne COPS (cas par cas)	73.51	71.45 (-2.80%)	73.27 (-0.33%)
Campagne COPS	73.51	68.22 (-7.20%)	68.67 (-6.58%)

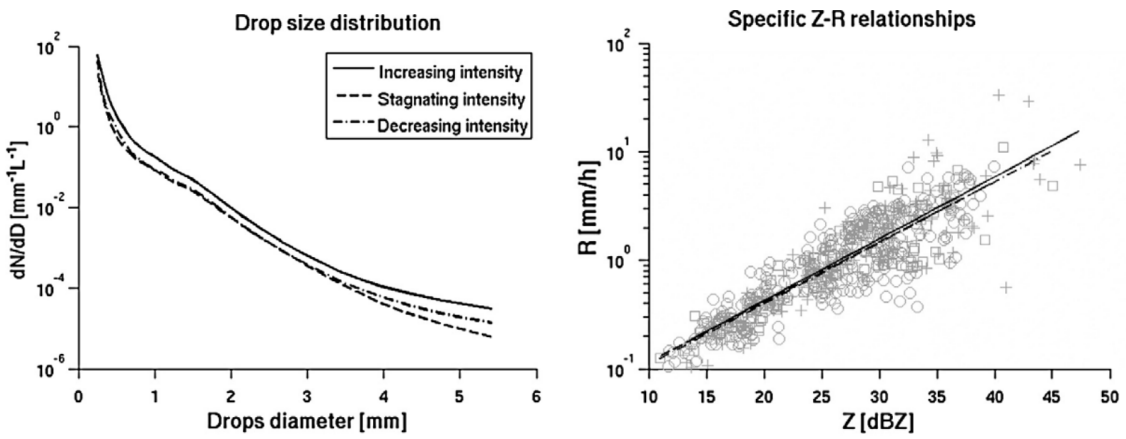

Fig. VI.2 – Distributions de gouttes (à gauche) et lois Z-R (à droite) déterminées à partir des données du MRR et associées aux zones de précipitations montantes, stagnantes et descendantes affichées dans la Figure VI.1. Le diagramme de dispersion des paires réflectivité-taux de précipitation associées aux différentes lois Z-R est également affiché sur la Figure de droite en reprenant les marqueurs de la légende de la Figure VI.1.

légères différences qui confirment que les zones de précipitations montantes contiennent des gouttes plus grosses et plus nombreuses que les zones de précipitations stagnantes et descendantes. En revanche, les relations Z-R ($Z = 448R^{1.8}$, $Z = 495R^{1.8}$ et $Z = 515R^{1.8}$ pour les classes d'intensité montante, stagnante et descendante, respectivement) ne semblent pas significativement différentes. De plus, les paires réflectivité-taux de précipitation de chaque régime ne semblent pas avoir de zones préférentielles dans le nuage de point. En conséquence, l'utilisation des lois Z-R spécifiques n'améliore malheureusement pas l'estimation des précipitations avec un cumul de précipitation de 8.10 mm (voir Tableau VI.1).

Sur cet exemple, cette dégradation de l'estimation des précipitations est sans doute due à la difficulté rencontrée pour sélectionner les différents régimes de précipitations. Néanmoins, les différences affichées en terme de DSD (Figure VI.2, à gauche) montrent que les hypothèses de cette classification semblent bien valides et que la classification doit permettre d'améliorer l'estimation des précipitations dans des cas moins complexes.

Dans un deuxième temps, cette méthode a donc été généralisée et appliquée sur l'ensemble des données mesurées lors de la campagne COPS. Ceci correspond à 25 cas de précipitations représentant une durée totale de plus de 90 h de précipitations. Deux applications de la méthode ont alors été testées. La première consiste à renouveler l'étude précédente sur chaque cas pris individuellement et ainsi de déterminer trois relations Z-R spécifiques pour chacun des cas. Les cumuls de précipitations obtenus sont ensuite sommés de façon à déterminer le cumul de précipitations de la campagne dans son ensemble. Étant donné que le but final de la méthode développée ici est de déterminer une famille de relations Z-R applicables en toutes circonstances, la deuxième façon d'appliquer la méthode consiste à considérer l'ensemble des précipitations de la campagne comme un évènement de précipitations unique, en déterminant trois relations Z-R spécifiques générales pour toutes les périodes de réflectivités croissantes, stagnantes et décroissantes de l'ensemble de la campagne. Les différents résultats (listés dans le Tableau VI.1) montrent que, globalement, les deux façons d'appliquer la méthode améliorent légèrement (d'environ 2%) l'estimation du cumul de précipitation. Néanmoins,

l'utilisation de trois relations Z-R générales n'est pas aussi efficace que d'utiliser un trio de relations Z-R adaptées à chaque cas. Ceci semble confirmer ce qui a été observé précédemment, à savoir que chaque cas de précipitations semble caractérisé par une ou plusieurs relations Z-R qui lui sont propres.

À la vue de ces résultats, la question que l'on doit se poser et de savoir si une telle amélioration est significative. En effet, en ayant ajouté les incertitudes dues à la variabilité verticale des précipitations et à la détermination de ces régimes à partir d'un champ de réflectivité en deux dimensions, une telle amélioration sera-t-elle encore visible lorsque l'on fera des estimations des précipitations au sol ? De plus, la méthode de Clemens et al. (2006) appliquée dans la Section 18.4 au cas du 17 juin 2007 étudié ci-dessus a permis de détecter des périodes de stabilité de la relation Z-R (Figure V.9), à l'intérieur desquelles on peut distinguer des zones de précipitations montantes ou descendantes (Figure VI.1), notamment entre 21h et 21h45 et 22h et 22h45. Ces propriétés semblent donc contredire l'hypothèse que des régimes de précipitations d'intensité montante et descendante doivent être associés à des relations Z-R différentes.

Avant de généraliser cette méthode de façon à l'appliquer sur l'ensemble des données mesurées par le radar en bande X, il a donc été décidé de s'attarder sur la validité des hypothèses utilisées. Un cas de précipitations de très courte durée et qui n'avait pas été sélectionné dans l'analyse précédente à cause de son très faible cumul de précipitation présente clairement la signature d'un tri des gouttes par leur taille et permet d'agrémenter cette réflexion dans la section suivante.

20.4 Réflexion sur les hypothèses de la méthode

Les mesures du 13 août 2007 forment un bel exemple de tri des gouttes par leur taille. Ce jour, contrairement aux conditions du 12 août 2007 décrites dans le Chapitre IV, des cellules convectives se formaient au pied des Vosges, sur la face Est du relief et traversaient ensuite la vallée du Rhin, parfois jusqu'à la Forêt Noire. Les conditions favorables à ce type d'initiation de la convection sont décrites dans Hagen et al. (2011). Lorsqu'elles passaient au-dessus du MRR, les cellules convectives étaient donc très jeunes et peut-être même encore en formation. De plus, les images du radar en bande X montrent un déplacement rapide des cellules, ce qui indique la présence d'un fort vent horizontal. Ces conditions sont propices au phénomène de tri des gouttes.

L'évolution du profil de réflectivité mesuré par le MRR lors du 13 août 2007 (Figure VI.3, en haut à gauche) montre le passage de trois averses convectives au-dessus du MRR, avec des réflectivités atteignant une cinquantaine de dBZ. Une partie des données (entre 15h39 et 15h41) est éliminée à cause de la trop forte atténuation provoquée par les spectres images dans la première porte (voir Section 9 et Figure III.12). Les profils de pluie sont très inclinés, ce qui confirme la présence d'un fort cisaillement de vent horizontal. On retrouve ces trois averses dans l'évolution de la réflectivité mesurée dans la porte 3 (Figure VI.3, en bas à gauche).

Les spectres de réflectivité correspondants (Figure VI.3 en haut à droite) montrent un comportement très spécifique. Une succession de "bouffées" de précipitation passe au-dessus du MRR. Ces "bouffées" ont un spectre visiblement étroit et leur fréquence Doppler médiane semble diminuer rapidement. Ce comportement est confirmé en terme

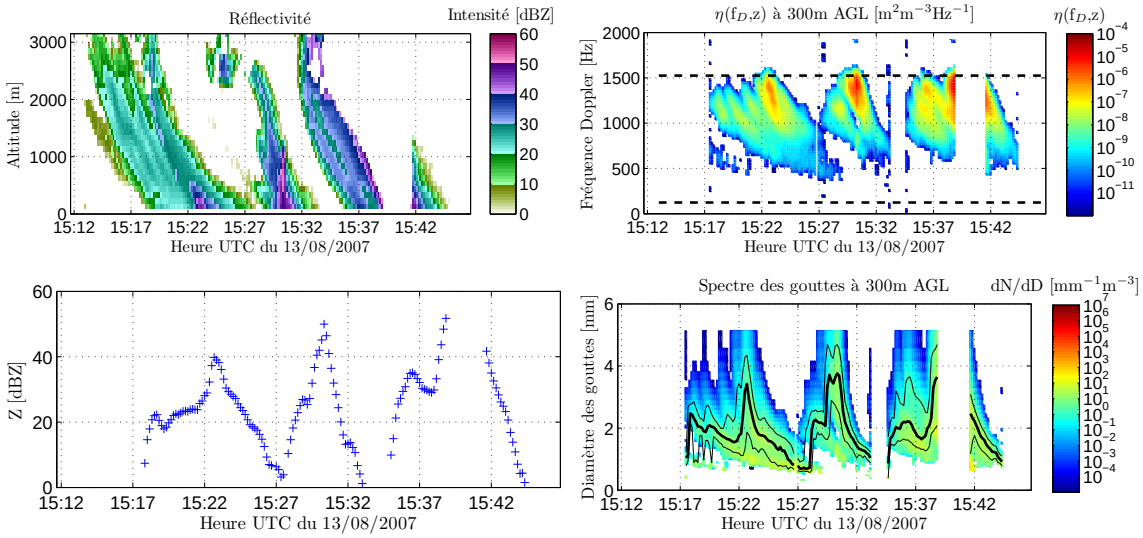

Fig. VI.3 – Évolutions du profil vertical de réflectivité (en haut à gauche), du spectre de réflectivité dans la porte 3 (en haut à droite), de la réflectivité dans la porte 3 (en bas à gauche) et de la DSD dans la porte 3 (en bas à droite) pour le cas de précipitation du 13 août 2007, montrant un phénomène de tri des gouttes par leur taille. Les lignes superposées à la DSD donnent une idée de la largeur de la distribution de goutte, leur calcul est décrit en détail dans la Section 3.2.2

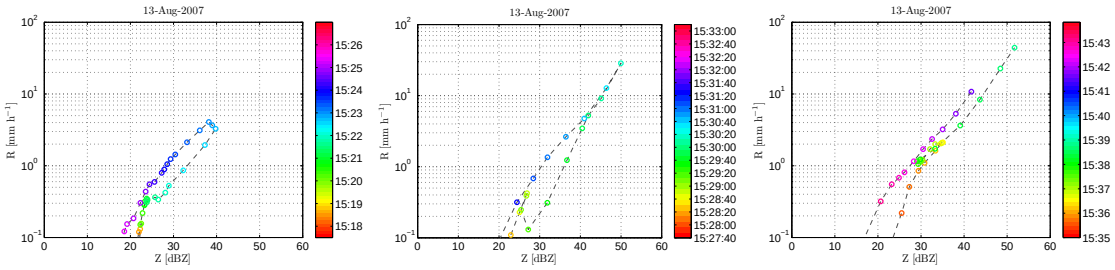

Fig. VI.4 – Évolution des précipitations dans le graphe $\log Z - \log R$ pour les trois averses visibles dans la Figure VI.3. L'échelle de couleur représente l'avancée du temps.

de distribution de gouttes (Figure VI.3 en bas à droite) avec des DSD dont 90% du contenu en eau est dû à des gouttes dont le diamètre est compris dans un intervalle de seulement 1 mm. Enfin, lorsqu'elles apparaissent, les "bouffées" de précipitation ont un diamètre médian plutôt grand (environ 3 mm pour les "bouffées" les plus importantes) mais qui diminue rapidement. Il faut noter ici, qu'il est certain que cette évolution si répétitive de la DSD n'est pas due au vent vertical, mais bien aux précipitations elles-mêmes. Mais, étant donné que ce cas de précipitations est convectif, un vent vertical important est tout à fait possible et, à cause de la variabilité de la DSD, on est dans ce cas dans l'impossibilité d'évaluer l'existence et l'intensité d'un tel vent vertical.

On décide d'évaluer l'effet du tri des gouttes sur la relation Z-R. Pour cela, on trace les variations au cours du temps du taux de précipitation en fonction de la réflectivité (Figure VI.4) pour les trois averses principales décrites dans la Figure VI.3. L'échelle de temps est représentée par les couleurs tandis qu'une ligne pointillée grise permet de suivre l'évolution des paires réflectivité-taux de précipitation. Cette figure confirme les observations de Diederich et al. (2004) et Van Baelen et al. (2009b) : les paires

réflectivité-taux de précipitation semblent suivre des lois Z-R différentes lors des phases d'intensification et de diminution des précipitations, tandis qu'on ne distingue aucune phase où les précipitations sont stagnantes. Néanmoins, en comparant l'évolution de ces paires et de la DSD associées, il semblerait que les gouttes de plus gros diamètres n'apparaissent pas au début de chaque averse mais au contraire au milieu, au moment où les précipitations sont les plus intenses. Ceci est en contradiction avec l'hypothèse de tri des gouttes. Mais, l'observation plus poussée de l'évolution de la DSD indique que l'intensification des précipitations semble liée à une "bouffée" différente de celle conduisant aux plus gros diamètres qui elle, n'arrive qu'ultérieurement. On pourrait alors envisager que ces trois exemples sont des cas particuliers d'averses précédées de précipitations légèrement moins intenses. Mais, dans ce cas, la phase d'intensification des précipitations serait due à la "bouffée" initiale, tandis que l'apparition de la bouffée principale amorcerait immédiatement la phase de diminution de l'intensité. Les deux relations Z-R différentes seraient alors simplement liées aux deux "bouffées" différentes.

Il est évident que l'on manque d'informations pour conclure sur un comportement général du tri des gouttes. Cela nécessiterait d'autres études de cas montrant l'effet du tri des gouttes par leur taille. Malheureusement, ce cas de précipitations est l'unique cas de la campagne COPS (sur un total de 72 cas) qui présente un tel comportement. Non seulement, ceci entrave une interprétation plus précise de ce comportement, mais cela amène de plus la question de la possibilité de généraliser les hypothèses de la méthode de classification à des cas de précipitations ordinaires. En effet, le phénomène de tri des gouttes est rare et correspond aux précipitations de type averses, qui sont rarement significatives en terme de cumul de précipitation par rapport à des précipitations stratiformes modérées mais de longue durée ou à un système convectif très intense. Ceci expliquerait pourquoi les améliorations apportées par la méthode de classification sont si faibles.

Cette étude de cas semble indiquer que le comportement observé par Diederich et al. (2004) et Van Baelen et al. (2006) est rare et que la méthode de classification des régimes de précipitations montantes et descendantes ne peut pas être généralisée. Alors, la seconde étape, qui consistait à prendre en compte la variabilité verticale des précipitations et d'appliquer la méthode de classification à l'ensemble des données du radar en bande X ne sera pas réalisée. Néanmoins, afin de remplir l'objectif de l'amélioration de l'estimation des précipitations à l'aide de classifications des régimes précipitants, une autre méthode plus simple d'utilisation est proposée dans la partie suivante. Cette méthode, basée sur la détection des zones de précipitations stratiformes et convectives est moins originale puisqu'elle a déjà été utilisée par de nombreux auteurs. En revanche, l'amélioration du cumul de précipitation en distinguant des relations Z-R convectives et stratiformes n'a pas été démontrée.

21 Classification basée sur le type de précipitation

Il est généralement reconnu depuis longtemps qu'il existe deux types de précipitation clairement identifiables : les précipitations stratiformes et convectives. Ces deux types sont caractérisés par des mécanismes très différents de formation des précipitations (Houze, 1993, 1997). Les précipitations convectives proviennent de cumulus ou de cumulonimbus qui sont caractérisés par des courants ascendants forts et très lo-

caux, c'est-à-dire, par de la convection, où les gouttes peuvent croître rapidement. Les précipitations résultantes sont intenses, relativement courtes, et varient fortement. Au contraire, les précipitations stratiformes sont plus faibles en moyenne mais peuvent durer plusieurs heures, conduisant à des cumuls significatifs. Cette distinction est donc importante d'un point de vue hydrologique.

De nombreuses méthodes ont été proposées pour séparer les composantes stratiformes et convectives des précipitations. La méthode la plus connue est celle de Steiner et al. (1995), qui propose un algorithme exécuté de manière opérationnelle sur les balayages volumiques des radars à longue portée (bande S et C). Cette méthode a ensuite été vérifiée, adaptée et complétée pour différents types de radars, différentes situations géographiques et différents climats (Yuter et Houze, 1997; Anagnostou et Krajewski, 1999; Sempere-Torres et al., 2000; Biggerstaff et Listemaa, 2001; Rigo et Llasat, 2004). Pourtant, même si la taille des petites cellules convectives peut être inférieure à la résolution des radars en bande S ou C, cette méthode n'a jamais été appliquée sur des données de réflectivité à haute résolution, mesurées par des radars en bande X par exemple. C'est ce qui sera fait dans cette Partie. On commencera par décrire les différences entre les précipitations convectives et stratiformes en termes de microphysique. Puis, nous détaillerons le principe de la méthode de Steiner et al. (1995), ainsi que les modifications apportées. Enfin, nous étudierons les caractéristiques microphysiques de ces deux classes et nous évaluerons l'aptitude de cette distinction pour l'amélioration des précipitations.

21.1 Différences physiques entre les précipitations convectives et stratiformes

Le vent vertical joue un rôle crucial dans la distinction entre les précipitations convectives et stratiformes (Houze, 1993).

Les précipitations stratiformes apparaissent dans des zones d'advection à grande échelle qui montrent de faibles mouvements verticaux de quelques centimètres par seconde. Comme la vitesse de chute des hydrométéores précipitants est bien supérieure au vent vertical, ces dernières grossissent pendant leur chute. Dans ce cas, le processus principal qui participe à la croissance des gouttes est la déposition de vapeur sur les particules de glace (Houghton, 1968). Comme c'est un processus lent, les précipitations stratiformes sont alors associées à un taux de précipitation assez faible (inférieur à 10 mm h^{-1}). En conséquence, les précipitations stratiformes sont particulièrement homogènes horizontalement et sont généralement associées à une couche de forte réflectivité appelée "bande brillante" (BB) correspondant à la couche où les particules en phase glace fondent (Section 18.3). Il faut noter que cette BB peut ne pas être complètement évidente dans les premiers ou derniers stades de développement des précipitations stratiformes.

Au contraire, dans les précipitations convectives, le vent vertical ($w = 1 - 10$ m s^{-1}) est aussi grand et peut dépasser largement la vitesse de chute typique des cristaux de glace. Ce fort vent vertical peut soulever les hydrométéores vers le haut, ce qui augmente leur temps de résidence dans le nuage, ainsi que leur opportunité de collecter des gouttelettes nuageuses. Dans ce cas, les hydrométéores grossissent principalement par collection par des particules plus grosses, c'est-à-dire, par le processus de coalescence

(Houghton, 1968). Les taux de précipitation associés à des précipitations convectives dépassent souvent 10 mm h^{-1}.

Finalement, ces deux types de précipitation sont très contrastés car les forts vents verticaux associés aux précipitations convectives sont très localisés, et entraînent la formation de noyaux verticaux de réflectivité très intense bien définis sur les échos radars, qui contrastent fortement avec l'orientation horizontale de la BB observée durant des précipitations stratiformes.

21.2 Identification des portions convectives et stratiformes des échos radar

Les mesures directes du vent vertical par avion ou par radar sont rares ou très localisées alors que les mesures de réflectivité radar sont fréquemment disponibles. Alors, comme le fait Steiner et al. (1995), la structure horizontale du champ de réflectivité peut être utilisée comme une signature des propriétés du vent vertical : à cause des forts vents verticaux, les régions convectives sont caractérisées par une réflectivité horizontale très variable, alors que les régions stratiformes sont relativement homogènes.

L'idée ici et d'adapter la méthode de Steiner et al. (1995) à l'échelle de résolution du radar en bande X. Le principe de cette méthode est de rechercher des pics de réflectivité par rapport à la réflectivité moyenne des voisins, que l'on appellera réflectivité de l'arrière-plan. Alors, ces pics et une zone circulaire tout autour sont classés comme convectifs, tandis que le reste est classé comme stratiforme. La Figure VI.5 (à gauche) schématise cette méthode. Par ailleurs, le seuil de réflectivité pour la détection des pics et le rayon convectif dépendent de la réflectivité de l'arrière-plan comme le montre la Figure VI.5 (à droite).

La méthode de Steiner et al. (1995) a été développée pour des conditions très différentes des nôtres. D'une part, elle est appliquée sur une grille cartésienne de 2 km de résolution et à 3 km d'altitude (sur des CAPPI) fournies par un radar volumique. D'autre part, leurs mesures correspondent à des précipitations tropicales qui sont dominées par des systèmes de précipitations à méso-échelle. Alors, dans notre étude, quatre éléments diffèrent fortement de la technique originale :

Résolution des données : La résolution spatiale du radar en bande X est meilleure que celle du radar classique en bande S de deux ordres de grandeur. Or, la taille de l'arrière-plan et le rayon convectif dépendent de la résolution du radar. En effet, une meilleure résolution révèle plus de détails, et donc plus de variations dans le champ de réflectivité. Alors, si la méthode est appliquée avec des paramètres adaptés à une moins bonne résolution, elle va détecter de trop nombreuses zones convectives. Ces deux paramètres seront donc adaptés à cette haute résolution à l'aide d'études de sensibilité décrites dans la Section 21.4.

Régimes de précipitation : Les régimes de précipitation majoritairement observés lors de la campagne COPS sont des systèmes précipitants de petite échelle : des cellules convectives isolées ou de la convection imbriquée dans des précipitations stratiformes. La haute résolution spatiale du radar en bande X est bien adaptée à ce genre de systèmes précipitants. En revanche, les évènements de convection peu profonde ou en formation ont, par définition, une faible extension verticale. Or, comme le radar en bande X possède un angle d'élévation fixe et, qui plus

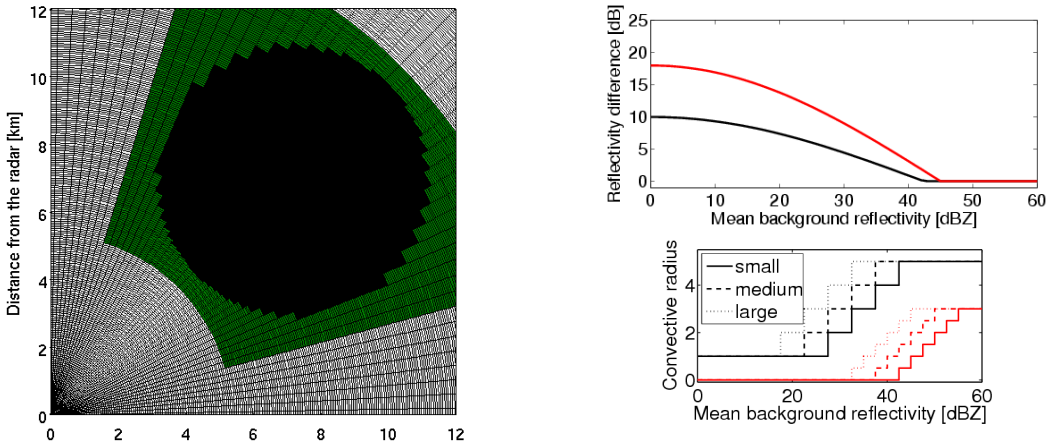

Fig. VI.5 – À gauche : schéma d'application de la méthode de classification des précipitations convectives et stratiformes pour le pixel situé au centre de l'image. La section d'anneau en vert représente la zone pour laquelle est calculée la réflectivité de l'arrière-plan et le cercle noir correspond à la zone qui peut être classée comme convective si le pixel central est identifié comme étant un noyau convectif. En haut à droite : Seuil de réflectivité en fonction de la réflectivité de l'arrièe-plan, utilisé pour détecter les pixels convectifs : les points situés le long et au-dessus de cette courbe sont considérés comme convectifs. La forme de cette courbe est déterminée par l'ÉquationVI.1. En bas à droite : Rayon convectif en fonction de la réflectivité de l'arrière-plan. Trois variations possibles sont testées dans la Section 21.4. Les couleurs des courbes montrent les paramètres utilisés par Steiner et al. (1995) et ceux déterminés dans la Section 21.4 pour le radar en bande X, en noir et rouge respectivement.

est, important, il est possible que ce type de précipitation ne soit pas détecté à longue distance du radar.

Type de données : Le radar en bande X n'étant pas volumique, il ne peut pas fournir de CAPPI. Mais, tant que les données ne sont pas perturbées par la BB, la méthode peut être appliquée directement sur un balayage radar (PPI) (Sempere-Torres et al., 2000). Les données du radar en bande X analysées ont donc été limitées à la 311ème porte (environ 18 km) de façon à ce qu'elles ne soient jamais contaminées par la BB qui a été détectée à une altitude minimale de 1600 m lors de la campagne COPS, en analysant les données du MRR. La zone choisie pour calculer la réflectivité de l'arrière-plan est une fenêtre fixe en nombre de pixels radar (voir Figure VI.5, à gauche) pour les mêmes raisons que Rosenfeld et al. (1995). D'abord, on n'ajoute pas d'incertitudes par l'interpolation de données en trois dimensions sur une grille cartésienne. De plus, comme le faisceau du radar s'élargit avec la distance au radar, ce procédé a l'avantage d'utiliser la même quantité d'information quelle que soit la distance au radar. Mais, la résolution des données n'est alors pas uniforme et diminue avec la distance. En conséquence, les paramètres ajustés globalement devraient peut-être plutôt être fonction de la distance de façon à ce que l'algorithme marche de manière homogène quelle que soit la distance au radar.

Seuil de détection des pics : Comme indiqué par Steiner et al. (1995), ce paramètre semble dépendre des régimes de précipitation et du radar utilisé (largeur de faisceau, sensibilité, étalonnage, etc.). Ce seuil a été ajusté aux conditions de

cette étude en utilisant la fonction de Yuter et Houze (1997) :

$$\Delta Z = a \cos\left(\frac{1}{b}\frac{\pi}{2} Z_{bg}\right) \tag{VI.1}$$

où les paramètres ont été ajustés grâce à l'étude de sensibilité de la Section 21.4. Cette fonction est représentée sur la Figure VI.5. Il est important de noter ici que ce seuil est réellement dépendant de l'étalonnage du radar en bande X. Or, cet étalonnage n'est malheureusement pas garanti. En effet, le radar en bande X a été étalonné de manière précise, par rapport au MRR en comparant leur mesures dans le volume commun, à l'aide de la méthode décrite dans la Partie 14. Mais, le MRR a simplement été étalonné à l'aide de comparaisons avec des pluviomètres sur les trois mois de données de la campagne COPS (voir Section 18.1). Enfin, comme cette méthode est basée sur la morphologie du champ de réflectivité, les variations de l'amplification décrites dans la Section 3.1 peuvent avoir un lourd impact sur son fonctionnement.

21.3 Exemples de l'application de la méthode

Dans cette section, on montre deux exemples de l'application de la méthode de séparation des zones convectives et stratiformes sur des cas de précipitation de types différents. Ces exemples montrent que l'algorithme adapté aux données du radar en bande X fonctionne globalement bien.

La Figure VI.6 présente l'application de la méthode de séparation sur un cas de précipitations convectives imbriquées dans des précipitations stratiformes le 23 juillet 2007. L'algorithme identifie correctement les zones convectives. De plus, les cellules convectives sont assez proches les unes des autres pour qu'une région continue de précipitations convective soit identifiée. Enfin, le rayon convectif dépendant de l'intensité est presque parfaitement adapté pour l'inclusion de toutes les précipitations autour la cellule convective la plus au sud.

La Figure VI.7 présente l'application de la méthode de séparation sur un cas de cellules convectives isolées, le 6 août 2007. Dans ce cas, l'algorithme identifie presque toutes les cellules convectives à l'exception des zones où la convection se développe ou se dissipe, puisque la réflectivité radar devient homogène. C'est une limitation connue de cet algorithme (Biggerstaff et Listemaa, 2001).

21.4 Tests de sensibilité

Dans cette section, on examine la sensibilité de la technique aux différents paramètres utilisés : le seuil de réflectivité, la taille de l'arrière-plan et le rayon convectif. Pour cela, on utilise la structure verticale de la réflectivité telle qu'elle est mesurée par le MRR : la présence de BB au-dessus du volume commun des deux radars permet de vérifier le fonctionnement de la méthode. Comme on l'a noté dans la Section 21.1, la BB peut être mal définie dans les précipitations stratiformes. De plus, l'altitude de la BB peut être supérieure à la plus haute altitude mesurée par le MRR (3100 m). Alors, pour ces différentes raisons, comme Steiner et al. (1995) le préviennent, "*L'observation d'une bande brillante est une condition nécessaire mais pas suffisante pour qu'une*

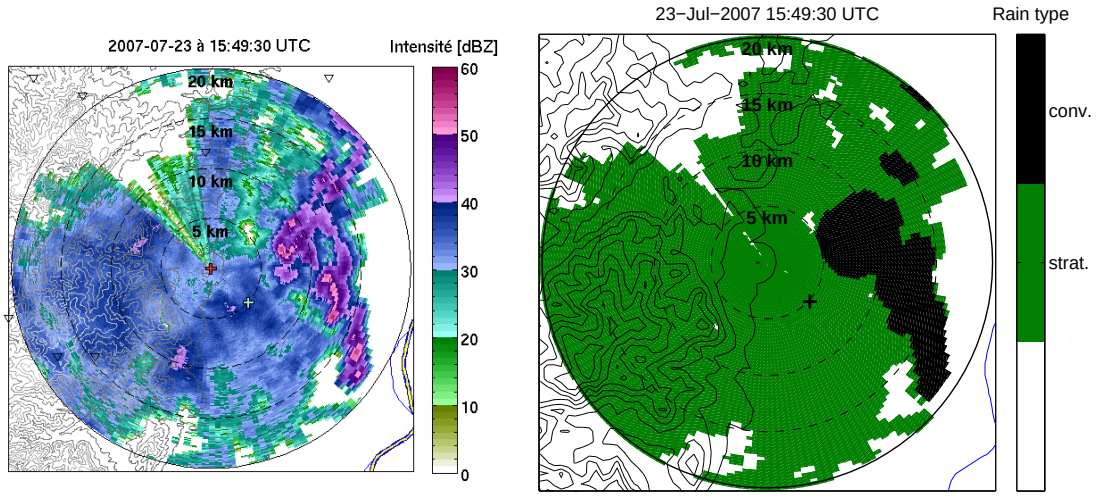

Fig. VI.6 – Champ de réflectivité mesuré par le radar en bande X (à gauche), et zones convectives et stratiformes identifiées par la méthode de séparation (à droite), lors d'un épisode de précipitation où des cellules convectives étaient imbriquées dans des zones de précipitations stratiformes.

zone de précipitation soit stratiforme". Néanmoins, l'observation d'une BB peut être utilisée comme un contrôle pour s'assurer qu'une zone stratiforme n'est pas faussement identifiée comme convective.

Une méthode de détection automatique de la présence d'une BB a été implémentée, en utilisant la forme du profil vertical de réflectivité et de la vitesse de chute moyenne calculée à partir des DSD mesurées par le MRR. La détermination de cette BB a donc été vérifiée manuellement pour chaque cas. Dans certains cas complexes, cette méthode ne fonctionne pas toujours correctement et même la détermination manuelle n'est pas toujours évidente. Les tests ont été effectués sur le volume de mesure commun des deux radars pour la totalité de la campagne COPS.

Les tests de sensibilité ont consisté en l'étude de la fraction d'échos convectifs et de la fraction de mauvaises classifications, c'est-à-dire, des échos de précipitation qui ont été classifiés comme convectifs alors qu'ils montrent la présence d'une BB. Les résultats sont présentés dans les trois points suivants :

Seuil de réflectivité : Lorsque chacun des paramètres a et b de l'Équation VI.1 augmente, le seuil de réflectivité devient de plus en plus restrictif, alors la fraction de mauvaise classification diminue, tout comme la fraction d'échos convectifs. On a choisi d'utiliser la paire de paramètres qui ne donne aucune mauvaise classification, tout en conservant la plus grande fraction d'échos convectifs, c'est-à-dire, $a = 18$ et $b = 45$. Ces paramètres sont très supérieurs aux valeurs trouvées par (Steiner et al., 1995) et les autres études similaires. La valeur de b de 45 dBZ est minimale parce que certains cas bien stratiformes dépassent 44 dBZ. Pourtant, il est communément admis que les précipitations stratiformes ne dépassent pas 40 dBZ. Ceci tendrait à montrer que l'étalonnage effectué à partir des mesures du pluviomètre n'est pas parfait. Néanmoins, c'est peut-être aussi la très haute résolution du radar en bande X qui permet de détecter des zones de précipitations stratiformes très hétérogènes et de haute réflectivité, qui, observées à une échelle

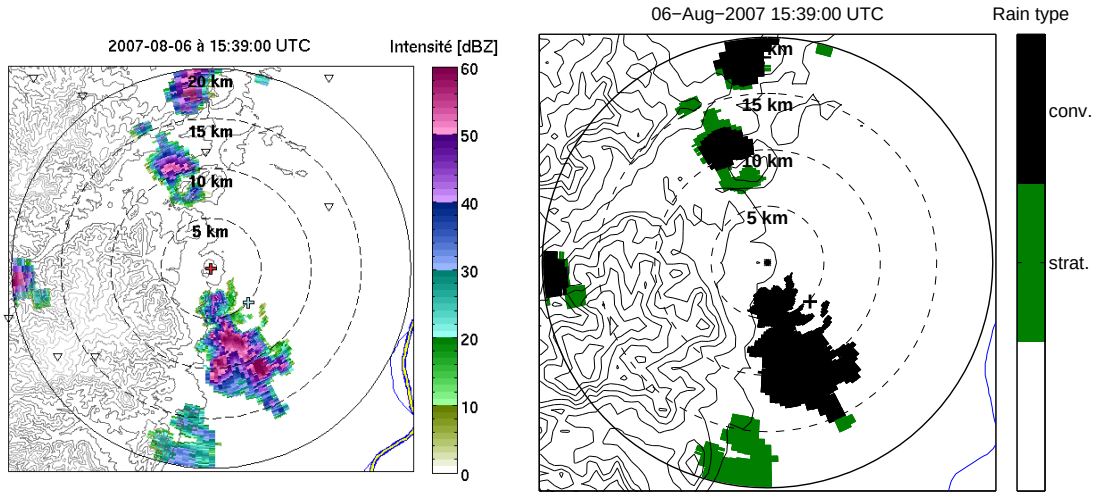

Fig. VI.7 – Champ de réflectivité mesuré par le radar en bande X (à gauche), et zones identifiées comme convectives et stratiformes par la méthode séparation (à droite), lors d'un épisode montrant de petites cellules convectives isolées.

plus grossière (avec un radar classique en bande S par exemple) ne dépasseraient pas 40 dBZ.

Taille de la zone de réflectivité des alentours : Plus la taille de la zone alentour est grande, plus la portion stratiforme autour d'une cellule convective contribue à la moyenne des réflectivités de l'arrière-plan. Alors, en gardant le même seuil de réflectivité, les échos convectifs sont détectés plus facilement et la fraction d'échos convectifs augmente, tout comme la fraction de mauvaises classifications. Néanmoins, ce paramètre n'a qu'un faible impact sur la classification. La surface de l'arrière-plan doit simplement être suffisamment grande pour contenir n'importe quelle cellule convective. L'examen des mesures du radar en bande X montre que la taille typique des cellules convectives observées lors de la campagne COPS était d'environ 4 km de diamètre. Alors, la taille de la fenêtre a été fixée à 161 portes par 29 azimuts, de façon à contenir une surface équivalente à un cercle de 5 km de diamètre à 10 km du radar.

Rayon convectif : Si elle est appliquée avec un rayon convectif nul, cette méthode ne détecte que les noyaux de courant ascendants ou descendants. Le rayon convectif permet de prendre en compte les régions autour des noyaux convectifs individuels, où de la convection est tout de même prédominante. Chaque zone convective correspond aux pixels ayant leur centre de gravité à une distance inférieure au rayon convectif du noyau convectif détecté. Comme dans Steiner et al. (1995), la classification donne de meilleurs résultats quand le rayon convectif dépend de la réflectivité de l'arrière plan, mais dans le cas présent, il varie de 0 à 3 km.

21.5 Caractéristiques des régimes de précipitation obtenus

Dans cette section, on va étudier et comparer les caractéristiques des classes convectives et stratiformes telles qu'elles sont détectées par le radar en bande X. Pour cela, l'algorithme de classification a été appliqué sur l'ensemble de la campagne COPS. La proportion de précipitations convectives est particulièrement faible ce qui indique que

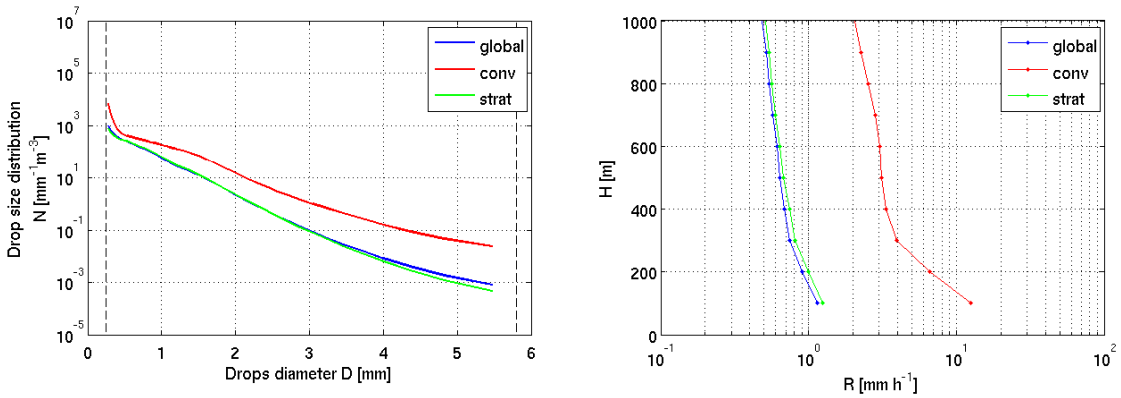

Fig. VI.8 – Distributions de gouttes (à gauche) et profils du taux de précipitation (à droite) du MRR correspondant à l'ensemble des données de la campagne COPS, et aux régimes de précipitations convectifs et stratiformes déduits de l'application de la classification.

la classe de précipitations stratiformes domine cette série de données. Par la suite, on utilise les résultats de la classification dans le volume de mesure commun aux deux radars, pour caractériser les deux types de précipitation obtenus à l'aide des mesures du MRR.

La Figure VI.8 (à gauche) présente la DSD de l'ensemble de la campagne COPS et des deux classes convectives et stratiformes. Comme la classe de précipitations stratiformes domine cette série de données, il est normal d'obtenir une DSD stratiforme proche de la DSD globale. On observe que la DSD convective présente de bien plus fortes concentrations de gouttes de tous diamètres que les classes globales et stratiformes. Par ailleurs, la forme des DSDs aux petits diamètres n'est pas réaliste et est due au fait que les DSDs sont moyennées sur de grandes séries de données. En effet, il suffit que les différentes classes incluent une seule DSD individuelle perturbée par un vent vertical pour obtenir une telle forme. Néanmoins, ce vent doit être ascendant pour décaler la DSD vers les petits diamètres et doit être assez faible pour ne pas provoquer de repliement spectral qui aurait permis de le détecter.

Les profils verticaux du taux de précipitation de ces classes est présenté dans la Figure VI.8, à droite. De la même façon que pour la distribution de gouttes, les profils des classes globale et stratiforme sont très semblables. En revanche, le profil de la classe convective présente des taux de précipitation légèrement plus importants mais qui ont l'air beaucoup plus variables avec l'altitude. Ce comportement est sans doute dû au fait que, par définition, les précipitations convectives sont celles qui peuvent être le plus perturbées par un vent vertical. De plus, les données appartenant à la classe convective sont beaucoup moins nombreuses que celles appartenant à la classe stratiforme, ce qui implique que le profil moyen est beaucoup moins lissé. De la même manière que pour la Figure V.7, le comportement au-delà de 1000 m n'est pas significatif puisque la majorité des variations doit être due à la présence d'une BB (sauf pour la classe convective). En revanche, entre 1000 m et 300 m, le taux de précipitation de la classe convective augmente considérablement, ce qui peut-être dû (comme pour la Section 18.3), soit à la présence d'un vent vertical soit à un phénomène de tri des gouttes, deux phénomènes très probables en cas de précipitations convectives. Par ailleurs, la perturbation des mesures dans les deux premières portes à cause des spectres fantômes (voir Section 9) apparaît extrêmement forte pour la classe convective. Pour caractériser la variabilité

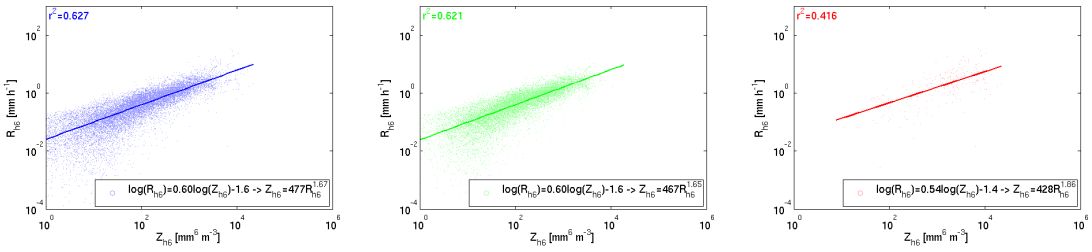

Fig. VI.9 – Relations Z-R correspondant à l'ensemble des données de la campagne COPS (à gauche), et aux régimes de précipitations convectifs (à droite) et stratiformes (au milieu) déduits de l'application de la classification sur l'ensemble des données du MRR.

verticale du taux de précipitation, on détermine alors un facteur entre les mesures du volume commun (à 600 m) et les mesures à 300 m d'altitude. Ce facteur est de 0.83, 0.78 et 0.77 pour les classes globale, stratiforme et convective, respectivement.

Il faut ensuite déterminer des relations Z-R qui doivent permettre de faire correspondre la réflectivité mesurée par le radar en bande X en altitude, aux mesures faites au sol. Or, à cause de la variabilité verticale des précipitations, et notamment du cisaillement vertical du vent (particulièrement visible sur la Figure VI.3 en haut à gauche), la corrélation entre la réflectivité radar et le taux de précipitation choisis à des altitudes différentes diminue d'autant que la différence d'altitude entre les mesures est grande. Ainsi, de telles conditions pour déterminer les relations Z-R correspondantes ne seraient pas optimales. On décide donc de déterminer les relations Z-R en utilisant la réflectivité radar et le taux de précipitation mesurés dans la même porte d'altitude par le MRR, puis de corriger le facteur a obtenu, de façon à prendre en compte la variabilité verticale du taux de précipitation présentée dans la Figure VI.8 (à droite).

La Figure VI.9 présente les lois Z-R obtenues pour les différentes classes en utilisant le taux de précipitation et le facteur de réflectivité radar mesurés dans la porte 6 du MRR (qui correspond à l'altitude du volume de mesure commun). On s'aperçoit que même en choisissant les mesures d'une même porte, les données montrent tout de même une forte dispersion, avec des coefficients de corrélation assez faibles (environ 0.62 pour les classes globales et stratiformes et seulement 0.42 pour la classe convective). La faible corrélation de la classe convective s'explique par le fait que les données regroupent les pires conditions de mesures pour le MRR : vent vertical important, précipitations intenses conduisant à une forte atténuation et à des spectres images dans les premières portes, qui impliquent une mauvaise correction de l'atténuation pour les portes supérieures. En revanche la faible corrélation des classes globales et stratiforme doit être due au fait que l'on regroupe de nombreux cas de précipitations formées par des processus microphysiques différents. En effet, on a vu dans la Section 18.2 que chaque cas de précipitation pouvait être caractérisé par sa propre relation Z-R.

Comme expliqué précédemment, afin de tenir compte de la variabilité verticale des précipitations, on corrige le facteur a de chaque relation Z-R de façon à tenir compte de la variation du taux de précipitation moyen entre la porte 6 et la porte 3 du MRR [(1)]. Les

(1). Le problème des spectres images des deux premières portes ne permet pas d'évaluer la variabilité verticale entre le sol et la troisième porte. Alors, de la même manière que pour l'étalonnage du radar MRR à partir du Parsivel (Section 10.1), on considère que les variations entre le sol et la porte 3 sont négligeables, même si les données semblent montrer le contraire.

facteurs déduits de la Figure VI.8 (à droite) sont propres au taux de précipitation. Pour corriger les facteurs a des différentes relations Z-R déterminées dans la Figure VI.9, il faut donc les transformer en utilisant les exposants b des relations respectives. On obtient alors les facteurs 0.73, 0.61 et 0.67 et les relations $Z = 223R^{1.6}$, $Z = 209R^{1.54}$, $Z = 40R^{1.95}$ pour les classes globale, stratiforme et convective, respectivement. Ces relations Z-R sont intéressantes : les relations des classes globales et stratiformes sont très proches de la relation de Marshall et al. (1955), tandis que les coefficients de la classe convective font bien partie de la gamme de valeurs possibles. Mais, un faible facteur et un fort exposant sont généralement associés à des précipitations stratiformes (Section 17.3.2). Ces coefficients anormaux sont certainement dus aux nombreuses sources d'erreurs (énumérées dans le paragraphe précédent) dans les mesures du MRR en cas de précipitations convectives.

Afin de vérifier si ces relations Z-R spécifiques peuvent tout de même être utilisées pour améliorer l'estimation du taux de précipitation, on les applique aux données du radar en bande X dans la section suivante.

21.6 Estimation des précipitations

Dans ce paragraphe, on évalue l'intérêt de cette méthode du point de vue de l'amélioration de l'estimation des précipitations. Pour cela, on applique soit la relation Z-R globale, soit les deux relations Z-R spécifiques aux données du radar en bande X.

Dans un premier temps on souhaite comparer les estimations aux mesures du pluviomètre utilisé pour étalonner le MRR (Section 18.1). Afin de tenir compte du cisaillement horizontal du vent, on sélectionne les données du radar en bande X dans un cercle de 250 m autour du point situé à la verticale du pluviomètre. Les relations Z-R sont appliquées à la moyenne des réflectivités incluses dans ce cercle. Les taux de précipitation équivalents ainsi obtenus sont sommés de façon à obtenir le cumul de précipitation de chaque évènement, et les résultats sont comparés au cumul de précipitation mesuré par le pluviomètre dans la Figure VI.10. Pour cette comparaison, les 26 cas présentant les cumuls de pluie les plus significatifs ont été sélectionnés. Cette figure montre que les relations Z-R appliquées au radar en bande X donnent une assez bonne estimation des précipitations dans la plupart des cas. Les cas avec les écarts les plus importants correspondent à des épisodes convectifs très localisés (6 et 13 août en particulier) pour lesquels la validité de la mesure du pluviomètre est discutable. En revanche, l'utilisation des lois Z-R spécifiques n'améliore que très rarement l'estimation des précipitations. Comme on l'a vu dans le paragraphe précédent, ceci peut-être dû aux données du MRR utilisées pour déterminer la relation Z-R convective, qui ont de fortes chances de ne pas être valides.

Le cumul de précipitation estimé par le radar X à l'aide de la relation Z-R globale est satisfaisant. On peut donc utiliser cette relation pour estimer les précipitations sur l'ensemble de la surface couverte par le radar en bande X. En revanche, l'application des relations Z-R spécifiques n'a pas de réel interêt puisqu'on a vu qu'elles ne permettaient pas d'améliorer l'estimation des précipitations. En revanche, cette méthode permet également d'étudier la fraction de précipitation tombée sous forme convective et sous forme stratiforme. Ainsi, cela pourrait permettre de vérifier si l'initiation de la convection est plus fréquente dans certaines zones privilégiées.

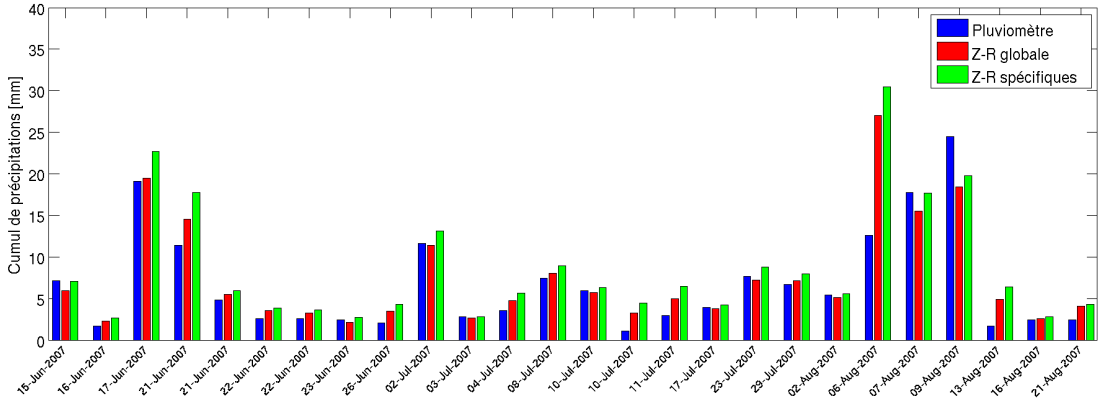

Fig. VI.10 – Cumuls de précipitation mesuré par le pluviomètre et estimés à partir de la réflectivité du radar en bande X à l'aide d'une relation globale et de deux relations convective et stratiforme, pour les cas les plus significatifs de la campagne COPS.

La Figure VI.11 présente les cumuls de précipitation pour quelques cas de la campagne COPS. Sur ces images, il est visible que selon l'endroit où se forment les cellules de précipitation, le cumul au sol peut être très hétérogène avec des valeurs passant de 0 à plusieurs dizaines de mm en moins de 5 km de distance. On distingue différents types de formation des cellules convectives et on devine différentes directions et vitesses de déplacement de ces cellules.

Par ailleurs, le cumul estimé à partir des trois mois de données de la campagne COPS (Figure VI.12, à gauche [(2)]) est assez hétérogène. Paradoxalement, les précipitations ne semblent pas particulièrement importantes sur le relief (de 100 à 150 mm), et sont prépondérantes dans une bande Nord-Sud à 5 km à l'Est du pied des Vosges avec une valeur maximale d'environ 300 mm. Il semble alors que cette forte hétérogénéité est principalement due à la convection qui produit des précipitations plus importantes sur la plaine du Rhin sous le vent des Vosges. La Figure VI.12 (à droite) montre la contribution convective (en pourcentage du cumul de précipitation) sur l'ensemble de la campagne COPS. Cette Figure confirme que les précipitations convectives sont plus importantes en plaine à l'Est des Vosges (jusqu'à 60% de précipitations convectives contre 40% sur la chaîne des Vosges). Ainsi, durant la campagne COPS, il semble que le relief a eu une réelle influence sur la formation des précipitations, avec une initiation de la convection qui s'est faite majoritairement sous le vent des Vosges, selon le modèle du 13 août (Hagen et al., 2011).

22 Conclusion

Dans ce Chapitre, on a étudié la faisabilité de l'amélioration de l'estimation des précipitations à l'aide de classifications des régimes de précipitations. Ces classifications doivent pouvoir fonctionner en utilisant seulement des données de réflectivité. Pour cela,

(2). Sur la Figure VI.12, le cumul a été représenté avec une échelle linéaire parce que l'échelle logarithmique ne permet pas de distinguer les différences de cumul dans la gamme principale de ces données, entre 100 mm et 200 mm et entre 200 mm et 300 mm.

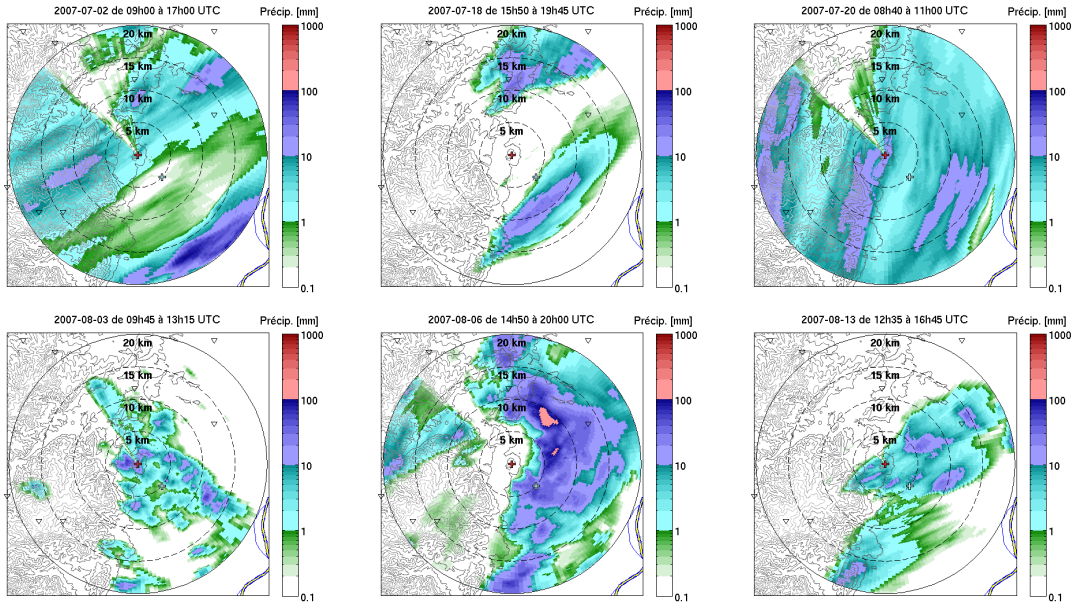

Fig. VI.11 – Cumuls de précipitation estimés à l'aide du radar en bande X pour six cas de la campagne COPS (de gauche à droite et de haut en bas) : 2 juillet, 18 juillet, 20 juillet, 3 août, 6 août et 13 août.

on a utilisé deux méthodes de classification, l'une basée sur l'évolution temporelle de la réflectivité radar, l'autre, sur l'hétérogénéité du champ de réflectivité radar.

La première méthode est basée sur le fait que le tri des gouttes par leur taille lors de l'évolution des précipitations peut altérer la DSD et donc les relations Z-R correspondantes. Son principe consiste en distinguer les zones de précipitation d'intensité montante, qui sont théoriquement associées à des gouttes de diamètre important, des zones de précipitation d'intensité descendante qui sont au contraire associées à des gouttes de petits diamètres. L'application de cette méthode sur les données de la campagne COPS, dans le volume commun de mesure des deux radars, ne donne pas de résultats significatifs. De plus, l'étude d'un cas précis semble même contredire les hypothèses utilisées. D'une manière générale, il semble clair que ce tri des gouttes est un phénomène trop rare pour que cette méthode soit généralisable à l'ensemble des cas de précipitation de la campagne COPS.

La seconde méthode consiste à distinguer les zones de précipitations convectives des zones stratiformes en partant du principe que les précipitations convectives sont plus hétérogènes. Cette méthode, bien reconnue dans la littérature semble détecter ces différentes zones de manière efficace. En revanche, cette distinction ne semble pas permettre d'améliorer l'estimation des précipitations. Plusieurs raisons expliquent cela : tout d'abord, les relations Z-R sont déterminées à partir des données du MRR, qui, on l'a vu peuvent être soumises à de nombreuses erreurs, en particulier pour la classe convective. Ensuite, il existe toujours une grande variabilité des paires Z-R même à l'intérieur des classes déterminées : le Chapitre V a montré que chaque évènement de précipitation semble être associé à sa propre relation Z-R. Alors cette variabilité résiduelle peut entraver l'amélioration de l'estimation des précipitations par rapport à l'utilisation d'une loi Z-R propre à l'évènement considéré. Enfin, les nombreux artéfacts de mesure du radar en bande X énumérés dans le Chapitre IV ont un impact direct sur cette méthode puisqu'elle est basée sur la morphologie du champ de réflectivité. C'est

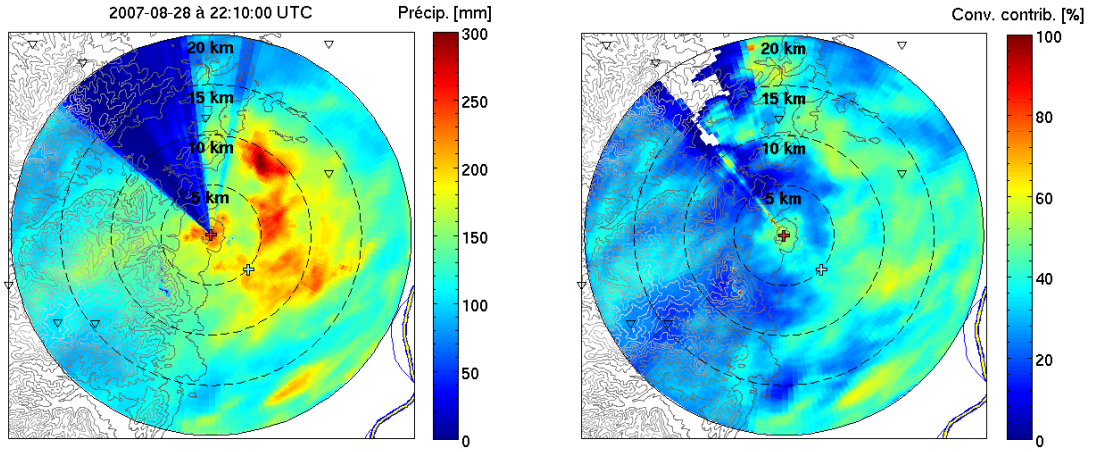

Fig. VI.12 – Cumuls de précipitation (à gauche) et fraction convective de ce cumul (à droite) estimés à partir des données du radar en bande X pour l'ensemble de la campagne COPS.

pourquoi, dans le cas présenté ici, le filtrage de ces artéfacts également décrit dans le Chapitre IV, a été utilisé. Mais ce filtrage, particulièrement intense, peut faire perdre les caractéristiques du champ de réflectivité nécessaires pour effectuer cette classification.

Ainsi, l'objectif de ce Chapitre, qui était de déterminer des relations Z-R spécifiques générales caractérisant des régimes de précipitation de la campagne COPS et permettant une amélioration de l'estimation des précipitations n'a été que partiellement atteint puisque cette amélioration n'est effective que pour certains cas isolés. Néanmoins, de nombreuses perspectives d'amélioration permettent de garder un certain optimisme. D'abord, il a été montré dans le Chapitre IV que les données du prototype du radar en bande X utilisé étaient sujettes à caution et que le radar nouvelle génération récemment acquis par le LaMP semble fournir des données de qualité plus adaptées pour effectuer ces classifications. Par ailleurs, une réflexion s'impose sur une méthode permettant l'amélioration des données du MRR en cas de vent vertical, afin de déterminer des relations Z-R de précipitations convectives plus fiables.

Conclusions et perspectives

L' estimation quantitative des précipitations (QPE) à l'aide de mesures radar est un sujet complexe qui fait l'objet de nombreux travaux en météorologie radar. En effet, ces estimations sont entravées par de nombreuses sources d'erreurs comme l'étalonnage du radar, l'atténuation, la variabilité des précipitations. L'objectif de cette thèse est de mieux comprendre et de prendre en compte cette variabilité à l'aide de deux radars à très haute résolution, mais l'ensemble de ces problèmes ont pratiquement tous été abordés.

En effet, les deux radars utilisés dans cette thèse sont innovants et leurs mesures ne sont pas complètement validées. Le premier radar est un prototype de radar en bande X à balayage, basé sur un radar nautique commercial, et qui fournit des mesures du facteur de réflectivité radar à très haute résolution (60 m) mais avec une courte portée de 20 km. Le second radar, un Micro Rain Radar (MRR), est à visée verticale et mesure à la fois la réflectivité et la vitesse des cibles et permet de déduire la distribution de gouttes et les paramètres des précipitations comme le taux de précipitation. Pour cela, plusieurs hypothèses sont nécessaires, comme une relation entre la vitesse de chute et le diamètre des hydrométéores, ainsi qu'un vent vertical considéré comme négligeable. Ce radar est couramment utilisé et il a été démontré qu'il fonctionne correctement dans la plupart des cas. Néanmoins, la validité de l'exploitation de ses mesures dans le cadre de précipitations convectives n'est pas garantie.

Généralement, la variabilité des précipitations et de la distribution de gouttes (DSD) est prise en compte à l'aide de caractéristiques variées des précipitations obtenues grâce à des mesures de la vitesse des cibles ou de la réflectivité selon plusieurs polarisations. Mais ces développements sont couteux, et le prototype utilisé n'est pas destiné à en profiter. Alors, l'objectif de cette thèse est de trouver des critères judicieux pour séparer les régimes de précipitation à partir du facteur de réflectivité radar seul, et d'en déduire des relations Z-R spécifiques permettant d'améliorer l'estimation des précipitations.

Ce travail de thèse s'est donc déroulé en de nombreuses étapes, du traitement des données de ces deux radars jusqu'à la classification des précipitations en régimes distincts, en passant par l'étude de la variabilité des précipitations.

Avec trois ans de mesures de précipitations variées presque continues, l'ensemble de données disponibles pour cette thèse est important et montre un fort potentiel. En réalité, seuls les trois mois de données de la campagne COPS, à laquelle le LaMP a participé, ont été étudiés en profondeur, faute de temps. L'optimisation de la disposition relative des deux radars permet d'obtenir un volume commun dans lequel les mesures effectuées par les deux radars montrent un très bon accord, avec une corrélation proche de 0.9. Ce volume commun a un interêt primordial par la suite puisqu'il permet de

comparer les réflectivités mesurées par les deux radars et donc d'étalonner l'un par rapport à l'autre, et de valider les relations Z-R déduites des méthodes de classification sur la réflectivité du radar en bande X en comparant le taux de précipitation obtenu avec celui déduit du MRR.

Dans le Chapitre III, l'étude des étapes principales du traitement des données du MRR a amené à proposer des améliorations aux problèmes de la détection du niveau de bruit de la mesure et la correction itérative de l'atténuation. Ainsi, pour détecter le niveau de bruit, il est recommandé de préférer la méthode de Urkowitz et al. (1994) à celle de Hildebrand et Sekhon (1974), car son fonctionnement est très robuste, même en cas de signal mal conditionné. De la même manière, pour coriger l'atténuation, il est préférable d'utiliser la méthode de Peters et al. (2010), une version améliorée de celle de Hitschfeld et Bordan (1954). Mais, certains problèmes ne peuvent pas être pris en compte, comme l'apparition de spectre images dans les portes d'altitude les plus faibles, et leurs conséquences sur la correction de l'atténuation dans les portes supérieures. Néanmois, ce problème ne devient effectif qu'en cas de précipitations très intenses. En revanche, deux perturbations courantes ne sont pas prises en compte : la turbulence et le vent vertical. Ce Chapitre montre que l'effet du vent vertical n'est pas négligeable, en particulier sur la déduction du taux de précipitation. Cependant, comme les méthodes de correction ne sont pas parfaites, de la même façon que les concepteurs du MRR, on ne préfère pas les appliquer pour ne pas détériorer les mesures. Par ailleurs, on montre qu'un vent vertical fort peut même provoquer un repliement du spectre qui perturbe largement l'exploitation des résultats, mais peut être facilement détecté de manière automatique. Ainsi, les cas de mouvements convectifs les plus intenses peuvent être facilement éliminés, mais ce n'est pas le cas des vents d'intensité modérée. Alors, tant que cette correction n'aura pas été correctement effectuée, le taux de précipitation déduit des mesures du MRR est incertain et le MRR n'est pas adapté pour la déduction de relations Z-R pour des précipitations convectives. En revanche, le facteur de réflectivité radar est peu perturbé par le vent vertical. Ainsi, les comparaisons de ce paramètre avec un disdromètre PARSIVEL colocalisé ont montré un très bon accord et le MRR peut donc être étalonné de manière précise en utilisant un tel instrument, sachant par ailleurs que le PARSIVEL peut souffrir d'un sous-échantillonnage statistique.

Dans le Chapitre IV sont présentés de nombreux problèmes de mesure du radar en bande X qui peuvent avoir un fort impact sur l'estimation des précipitations. Plusieurs méthodes de filtrage basées sur des hypothèses simples mais nécessitant un lourd traitement ont été proposées pour éliminer la plupart de ces perturbations. Ensuite, ce chapitre décrit la méthode de correction de l'atténuation du signal radar, ainsi que l'étalonnage de ce radar en utilisant les mesures des deux radars dans leur volume commun. Cette étude montre que la réflectivité du radar en bande X nécessite une correction linéaire, fonction de l'intensité de la réflectivité, pour qu'il soit correctement étalonné, et que cet étalonnage semble régulièrement varier brusquement, sans raison apparente. Ce dernier problème implique qu'un étalonnage précis du radar en bande X n'est pas réalisable pour les données de la campagne COPS, pour laquelle le disdromètre installé ne fonctionnait pas. Ce problème pourrait être préjudiciable lors de l'exploitation des données de cette campagne.

Le Chapitre V est consacré à l'étude de la variabilité des précipitations en terme de distribution de gouttes et de relation Z-R, d'abord d'un point de vue théorique, puis en utilisant les trois mois de données de la campagne COPS. Cette étude montre que

chaque cas de précipitation est caractérisé par une combinaison unique des différents processus qui forment la DSD. Ainsi, chaque cas de précipitation peut être caractérisé par sa propre DSD et sa propre loi Z-R. De plus, certains cas montrent même plusieurs périodes stables associées à des lois Z-R différentes. Ce chapitre confirme donc la grande variabilité des précipitations, et le besoin de classifications prenant en compte au mieux cette variabilité.

Enfin, le Chapitre VI propose deux méthodes de classifications des régimes de précipitations. La première méthode tente de tirer parti du phénomène de tri des gouttes, qui est connu pour perturber les mesures radars, en sélectionnant les zones de précipitations d'intensité montante, stagnante et descendante. Il s'avère que cette méthode ne donne pas de résultats positifs même dans le volume commun de mesure des deux radars. L'extension de cette méthode à l'ensemble de la surface couverte par le radar en bande X n'a donc pas été effectuée. En revanche, une seconde méthode, plus simple d'utilisation, a été adaptée aux mesures du radar en bande X. Celle-ci permet de distinguer les zones de précipitations convectives et stratiformes de manière efficace, mais elle ne permet pas d'améliorer l'estimation des précipitations que pour certains cas. Plusieurs raisons permettent d'expliquer cela : tout d'abord, on a montré que le MRR n'était pas adapté pour déduire des relations Z-R en cas de précipitations convectives, de plus, les nombreux artéfacts de mesure du radar en bande X, ainsi que le filtrage effectué pour les éliminer peuvent perturber les caractéristiques du champ de réflectivité nécessaires pour effectuer cette classification, enfin, comme chaque évènement de précipitations peut être caractérisé par une relation Z-R unique, il existe toujours une grande variabilité des précipitations à l'intérieur même de chaque classe. Ainsi, la détermination de relations Z-R spécifiques générales caractérisant les régimes de précipitations de la campagne COPS et permettant une amélioration de l'estimation des précipitations est difficile dans les conditions actuelles.

En terme de perspectives, pour que cet objectif soit atteint, il faut d'une part, utiliser les données du nouveau radar en bande X et, d'autre part, développer une méthode de correction du vent vertical dans les données du MRR.

Depuis l'hiver 2010-2011, le LaMP dispose d'une nouvelle version du radar en bande X qui semble mieux fonctionner : l'amplification variable du signal et les pics de réflectivité aberrants ont disparus, tandis que les autres artéfacts de mesure semblent beaucoup plus rares. Si certains de ces artéfacts persistent, il serait utile de comprendre leur origine grâce à des tests électroniques en amont : comportement du contrôle du gain, linéarité du récepteur, etc. Ainsi, leur correction "à la source" éviterait l'utilisation de méthodes de filtrage qui peuvent éliminer des informations importantes de la mesure des précipitations.

En ce qui concerne le MRR, de nombreux travaux ont porté, sans véritable succès, sur l'estimation combinée du vent vertical et de la DSD avec des radars à visée verticale. Mais, ces études datent de plusieurs années et les radars utilisés à cette époque n'étaient pas aussi performant que le MRR. En effet, l'atout du MRR est sa très haute résolution spatiale et temporelle. Il serait donc envisageable d'étudier la faisabilité d'une méthode de déduction du vent vertical à l'aide de la continuité temporelle et verticale des spectres mesurés par le MRR, de la même manière que ce qui a été fait manuellement dans cette thèse, pour étudier l'effet du repliement spectral. La principale difficulté est de ne pas négliger la variabilité naturelle de la DSD. Pour cela, les données d'un disdromètre au sol peuvent être utilisées puisqu'on a montré dans cette thèse que leurs mesures

montrent un bon accord avec celles du MRR. Mais, d'autres mesures doivent également être disponibles en altitude, à l'aide, par exemple, d'un radar VHF colocalisé dont la résolution serait semblable à celle du MRR, dans le but de valider la méthode développée.

Alors, les méthodes de classification utilisées dans cette thèse pourraient être réappliquées sur ces nouvelles données corrigées, afin de vérifier leur fonctionnement dans de meilleures conditions. Des classifications plus détaillées peuvent être également envisagées, à commencer, par exemple, par une combinaison des classifications présentées dans cette thèse. Par ailleurs, l'utilisation des données du site Clermontois permettraient d'avoir à disposition le réseau dense de pluviomètres de la ville de Clermont-Ferrand, primordial pour valider les classifications effectuées. Mais, il faut être conscient d'un résultat majeur de cette thèse, qui est que chaque évènement de précipitation est caractérisé par sa propre DSD et sa propre loi Z-R. Ainsi, les relations Z-R obtenues à l'aide de ces classifications risquent de présenter tout de même une forte variabilité et il n'est pas garanti que de telles relations permettent une amélioration notable de l'estimation des précipitations. Le disdromètre PARSIVEL fournit des mesures de la DSD plus précises que celles du MRR, avec cependant un risque de sous-échantillonnage statistique. Alors, l'exploitation de la longue série de données de ce disdromètre permettrait de mieux comprendre cette variabilité et ainsi de vérifier si une amélioration de l'estimation des précipitations à l'aide de ces classifications est réellement possible.

S'il est confirmé que chaque évènement de précipitation est caractérisé par sa propre DSD et sa propre relation Z-R, d'autres perspectives sont possibles : dans ce cas, l'estimation quantitative des précipitations avec un radar conventionnel ne peut être effective qu'avec l'apport d'information externes en temps réel sur la DSD pour déterminer la relation Z-R à utiliser. Dans ce cas, la combinaison d'un radar conventionnel et d'un MRR qui fournirait la DSD de l'évènement en cours, sans oublier un disdromètre colocalisé pour l'étalonnage, est une solution efficace et écomomique. Si le but est d'anticiper la quantité de précipitation qui risque de tomber dans la zone d'interêt à proximité du radar, il peut s'avérer nécessaire de distribuer plusieurs MRR tout autour du radar conventionnel afin d'obtenir une estimation de la DSD avant que les précipitations commencent dans la zone d'interêt quelle que soit la provenance des précipitations.

Quoi qu'il en soit, la très haute résolution du radar en bande X permet une estimation des précipitations à très haute résolution. Ainsi, même sans classification des régimes de précipitation, ce radar peut-être utilisé pour effectuer des estimations avec une haute précision. Par exemple, il peut être utilisé en combinaison avec un logiciel de nowcasting, actuellement en cours de développement au LaMP, pour anticiper et gérer les épisodes d'innondations éclair dans des petits bassins urbains comme celui de Clermont-Ferrand.

Bibliographie

Anagnostou, E. N. et W. F. Krajewski, 1999: Real-Time Radar Rainfall Estimation. Part I: Algorithm Formulation. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **16**, 189–197. 169

Andrieu, H. et J. D. Creutin, 1995a: Identification of Vertical Profiles of Radar Reflectivity for Hydrological Applications Using an Inverse Method. Part I: Formulation. *J. Appl. Meteorol.*, **34**, 225–239. 155

Andrieu, H. et J. D. Creutin, 1995b: Identification of Vertical Profiles of Radar Reflectivity for Hydrological Applications Using an Inverse Method. Part II: Formulation. *J. Appl. Meteorol.*, **34**, 240–259. 155

Atlas, D., 2002: Radar Calibration: Some Simple Approaches. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **83**. 100

Atlas, D. et H. C. Banks, 1951: The Interpretation of Microwave Reflections from Rainfall. *J. Atmos. Sci.*, **8**, 271–282. 21

Atlas, D., R. C. Srivastava, et R. S. Sekhon, 1973: Doppler radar characteristics of precipitation at vertical incidence. *Rev. Geophys.*, **11**, 1–35. 24, 27, 48, 56, 60, 77

Atlas, D. et C. W. Ulbrich, 1977: Path- and Area-Integrated Rainfall Measurement by Microwave Attenuation in the 1-3 cm Band. *J. Appl. Meteorol.*, **16**, 1322–1331. 24, 145

Atlas, D. et C. W. Ulbrich, 2000: An Observationally Based Conceptual Model of Warm Oceanic Convective Rain in the Tropics. *J. Appl. Meteorol.*, **39**, 2165–2181. 26

Atlas, D., C. W. Ulbrich, F. D. Marks, Jr., E. Amitai, et C. R. Williams, 1999: Systematic variation of drop size and radar-rainfall relations. **104**, 6155–6169, doi: 10.1029/1998JD200098. 150, 161, 162

Baars, J. W. M., 2007: *The paraboloïdal reflector antenna in radio astronomy and communication*. Springer, New York NY, USA, 253 pp. 29

Barrick, D. E., 1973: FM-CW Radar Signals and Digital Processing. Tech. Rep. ERL 283-WPL 26, NOAA, U.S. Dept. of Commerce, Boulder CO. 54, 56, 57

Battan, L. J., 1959: *Radar meteorology*. University of Chicago Press, 161 pp. 28, 31, 38, 41

Battan, L. J., 1964: Some Observations of Vertical Velocities and Precipitation Sizes in a Thunderstorm. *J. Appl. Meteorol.*, **3**, 415–420. 47

Battan, L. J., 1973: *Radar observation of the atmosphere*. University of Chicago Press, 324 pp. 20, 141, 152

Battan, L. S. et J. B. Theiss, 1966: Observations of Vertical Motions and Particle Sizes in a Thunderstorm. *J. Atmos. Sci.*, **23**, 78–87. 47

Berenguer, M., D. Sempere-Torres, C. Corral, et R. Sánchez-Diezma, 2006: A Fuzzy Logic Technique for Identifying Nonprecipitating Echoes in Radar Scans. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **23**, 1157–1180. 21, 109

Berne, A., G. Delrieu, et H. Andrieu, 2005: Estimating the Vertical Structure of Intense Mediterranean Precipitation Using Two X-Band Weather Radar Systems. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **22**, 1656–1675. 133

Berne, A. et R. Uijlenhoet, 2006: Quantitative analysis of X-band weather radar attenuation correction accuracy. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, **6**, 419–425. 45, 125

Biggerstaff, M. I. et S. A. Listemaa, 2001: An Improved Scheme for Convective/Stratiform Echo Classification Using Radar Reflectivity. *J. Appl. Meteorol.*, **39**, 2129–2150. 169, 172

Brandes, E. A., G. Zhang, et J. Vivekanandan, 2002: Experiments in Rainfall Estimation with a Polarimetric Radar in a Subtropical Environment. *J. Appl. Meteorol.*, **41**, 674–685. 21

Bringi, V. N., V. Chandrasekar, N. Balakrishnan, et D. S. Zrnić, 1990: An Examination of Propagation Effects in Rainfall on Radar Measurements at Microwave Frequencies. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **7**, 829–840. 42

Campos, E. et I. Zawadzki, 2000: Instrumental Uncertainties in Z-R Relations. *J. Appl. Meteorol.*, **39**, 1088–1102. 149

Caton, P. G. F., 1966: A study of raindrop-size distribution in the free atmosphere. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **92**, 15–30. 47

Chadwick, R. B., K. P. Moran, R. G. Strauch, G. E. Morrison, et W. C. Campbell, 1976a: A New Radar for Measuring Winds. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **57**, 1120–1126. 54

Chadwick, R. B., K. P. Moran, R. G. Strauch, G. E. Morrison, et W. C. Campbell, 1976b: Microwave radar wind measurements in the clear air. *Radio Sci.*, **11**, 795–802. 54, 57

Chandrasekar, V. et V. N. Bringi, 1987: Simulation of Radar Reflectivity and Surface Measurements of Rainfall. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **4**, 464–478. 145

Chapon, B., G. Delrieu, M. Gosset, et B. Boudevillain, 2008: Variability of rain drop size distribution and its effect on the Z R relationship: A case study for intense Mediterranean rainfall. *Atmos. Res.*, **87**, 52–65. 158

Cho, Y.-H., G. Lee, K.-E. Kim, et I. Zawadzki, 2006: Identification and Removal of Ground Echoes and Anomalous Propagation Using the Characteristics of Radar Echoes. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **23**, 1206–1222. 109

Ciach, G. J., 2003: Local Random Errors in Tipping-Bucket Rain Gauge Measurements. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **20**, 752–759. 19

Cifelli, R., C. R. Williams, D. K. Rajopadhyaya, S. K. Avery, K. S. Gage, et P. T. May, 2000: Drop-Size Distribution Characteristics in Tropical Mesoscale Convective Systems. *J. Appl. Meteorol.*, **39**, 760–777. 48

Clemens, M., G. Peters, P. Winkler, et S. J., 2006: Identification of temporally stable Z/R relationships using measurements of micro-rain radars. *International Conference on Weather Radar in Hydrology*, Grenoble, France, 10–12 Mars. 14, 158, 166

Collier, C. G., 1989: *Applications of Weather Radar Systems. A Guide to Uses of Radar Data in Meteorology and Hydrology.* Halsted Press: A division of John Wiley & Sons, New York NY, USA, 294 pp. 37

Delrieu, G., H. Andrieu, et J. D. Creutin, 2000: Quantification of Path-Integrated Attenuation for X- and C-Band Weather Radar Systems Operating in Mediterranean Heavy Rainfall. *J. Appl. Meteorol.*, **39**, 840–850. 39, 41

Delrieu, G., S. Caoudal, et J. D. Creutin, 1997: Feasibility of Using Mountain Return for the Correction of Ground-Based X-Band Weather Radar Data. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **14**, 368–385. 45

Delrieu, G., J. D. Creutin, et I. Saint-Andre, 1991: Mean K-R Relationships: Practical Results for Typical Weather Radar Wavelengths. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **8**, 467–476. 39

Delrieu, G., L. Hucke, et J. D. Creutin, 1999a: Attenuation in Rain for X- and C-Band Weather Radar Systems: Sensitivity with respect to the Drop Size Distribution. *J. Appl. Meteorol.*, **38**, 57–68. 43, 125

Delrieu, G., S. Serrar, E. Guardo, et J. D. Creutin, 1999b: Rain Measurement in Hilly Terrain with X-Band Weather Radar Systems: Accuracy of Path-Integrated Attenuation Estimates Derived from Mountain Returns. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **16**, 405–416. 45, 124

Delrieu, G., V. Ducrocq, E. Gaume, J. Nicol, O. Payrastre, E. Yates, P.-E. Kirstetter, H. Andrieu, P.-A. Ayral, C. Bouvier, J.-D. Creutin, M. Livet, S. Anquetin, M. Lang, L. Neppel, C. Obled, J. P. Du-Châtelet, G.-M. Saulnier, A. Walpersdorf, et W. Wobrock, 2005: The Catastrophic Flash-Flood Event of 8 9 September 2002 in the Gard Region, France: A First Case Study for the Cévennes Vivarais Mediterranean Hydrometeorological Observatory. *J. of Hydrology*, **6**, 34–52. 19

Diederich, M., S. Crewell, et U. R., 2004: Investigation of rainfall microstructure and variability using vertically pointing radar and disdrometer. *European Conference on Radars in Meteorology and Hydrology*, Visby, Sweden. 162, 167, 168

Doherty, L. H., 1964: Z-R Relationships Deduced from Forward Scatter Doppler Measurements. *J. Atmos. Sci.*, **21**, 683–697. 24

Donnadieu, G., 1980: Comparison of Results Obtained with the VIDIAZ Spectropluviometer and the Joss-Waldvogel Rainfall Disdrometer in a 'Rain of a Thundery Type'. *J. Appl. Meteorol.*, **19**, 593–597. 26

Doviak, R. J. et D. S. Zrnic, 1993: *Doppler radar and weather observations*. 2nd ed., Academic Press, San Diego CA, USA, 562 pp. 28, 40, 67

Fabry, F., A. Bellon, M. R. Ducan, et G. L. Austin, 1994: High resolution rainfall measurements by radar for very small basins: the sampling problem reexamined. *J. of Hydrology*, **161**, 415–428. 21

Feingold, G. et Z. Levin, 1986: The Lognormal Fit to Raindrop Spectra from Frontal Convective Clouds in Israel. *J. Appl. Meteorol.*, **25**, 1346–1364. 143

Ferignac, P., 1962: Test de Kolmogorov-Smirnov sur la validité d'une fonction de distribution. *Revue de statistique appliquée*, **10(4)**, 13–32. 80, 81

Foote, G. B. et P. S. Du Toit, 1969: Terminal Velocity of Raindrops Aloft. *J. Appl. Meteorol.*, **8**, 249–253. 61

French, M. M., H. B. Bluestein, D. C. Dowell, L. J. Wicker, M. R. Kramar, et A. L. Pazmany, 2008: High-Resolution, Mobile Doppler Radar Observations of Cyclic Mesocyclogenesis in a Supercell. **136**, 4997–5016. 21

Fujiwara, M., 1965: Raindrop-size Distribution from Individual Storms. *J. Atmos. Sci.*, **22**, 585–591. 141, 150

Fukao, S., K. Wakasugi, T. Sato, S. Morimoto, T. Tsuda, I. Hirota, I. Kimura, et S. Kato, 1985: Direct measurement of air and precipitation particle motion by very high frequency Doppler radar. *Nature*, **316**, 712–714. 48

Gage, K. S., C. R. Williams, W. L. Ecklund, et P. E. Johnston, 1999: Use of Two Profilers during MCTEX for Unambiguous Identification of Bragg Scattering and Rayleigh Scattering. *J. Atmos. Sci.*, **56**, 3679–3691. 34

Gossard, E. E., 1988: Measuring Drop-Size Distributions in Clouds with a Clear-Air-Sensing Doppler Radar. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **5**, 640–649. 48

Gossard, E. E., J. B. Snider, E. E. Clothiaux, B. Martner, J. S. Gibson, R. A. Kropfli, et A. S. Frisch, 1997: The Potential of 8-mm Radars for Remotely Sensing Cloud Drop Size Distributions. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **14**, 76–87. 98

Gossard, E. E., R. O. Strauch, et R. R. Rogers, 1990: Evolution of Dropsize Distributions in Liquid Precipitation Observed by Ground-Based Doppler Radar. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **7**, 815–828. 48

Gourley, J. J., P. Tabary, et J. Parent Du Chatelet, 2007a: A Fuzzy Logic Algorithm for the Separation of Precipitating from Nonprecipitating Echoes Using Polarimetric Radar Observations. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **24**, 1439–1451. 109

Gourley, J. J., P. Tabary, et J. Parent Du Chatelet, 2007b: Empirical Estimation of Attenuation from Differential Propagation Phase Measurements at C Band. *J. Appl. Meteorol.*, **46**, 306–317. 42

Grecu, M. et W. F. Krajewski, 2000: An Efficient Methodology for Detection of Anomalous Propagation Echoes in Radar Reflectivity Data Using Neural Networks. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **17**, 121–129. 109

Gunn, K. L. S. et T. W. R. East, 1954: The microwave properties of precipitation particles. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **80**, 522–545. 34, 39

Gunn, R. et G. D. Kinzer, 1949: The terminal velocity of fall for water droplets in stagnant air. *J. Atmos. Sci.*, **6**, 243–248. 26, 60

Gunn, R. E. S. et J. S. Marshall, 1955: The Effect of Wind Shear on Falling Precipitation. *J. Atmos. Sci.*, **12**, 339–349. 162

Guyot, A. et J. Testud, 1999: The Dual-Beam Technique Applied to Airborne Cloud Radar. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **16**, 924–938. 42

Hagen, M., J. van Baelen, et E. Richard, 2011: Influence of the wind profile on the initiation of convection in mountainous terrain. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **137**, 224–235. 117, 123, 166, 178

Hauser, D. et P. Amayenc, 1981: A New Method for Deducing Hydrometeor-Size Distributions and Vertical Air Motions from Doppler Radar Measurements at Vertical Incidence. *J. Appl. Meteorol.*, **20**, 547–555. 48

Hauser, D., P. Amayenc, B. Nutten, et P. Waldteufel, 1984: A New Optical Instrument for Simultaneous Measurement of Raindrop Diameter and Fall Speed Distributions. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **1**, 256–269. 26

Hildebrand, P. H., 1978: Iterative Correction for Attenuation of 5 cm Radar in Rain. *J. Appl. Meteorol.*, **17**, 508–514. 43, 44, 63, 87, 124

Hildebrand, P. H. et R. S. Sekhon, 1974: Objective Determination of the Noise Level in Doppler Spectra. *J. Appl. Meteorol.*, **13**, 808–811. 77, 78, 79, 84, 182

Hitschfeld, W. et J. Bordan, 1954: Errors inherent in the radar measurements of rainfall at attenuating wavelengths. *J. Atmos. Sci.*, **11**, 58–67. 12, 13, 21, 42, 43, 44, 45, 87, 88, 124, 125, 126, 131, 182

Houghton, H. G., 1968: On precipitation mechanisms and their artificial modification. *J. Appl. Meteorol.*, **7**, 851–859. 169, 170

Houze, R. A., 1993: *Cloud dynamics*. Academic Press, 573 pp. 168, 169

Houze, R. A., Jr., 1997: Stratiform Precipitation in Regions of Convection: A Meteorological Paradox? *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **78**, 2179–2196. 168

Hu, Z. et R. C. Srivastava, 1995: Evolution of Raindrop Size Distribution by Coalescence, Breakup, and Evaporation: Theory and Observations. *J. Atmos. Sci.*, **52**, 1761–1783. 150

Hubbert, J. C., M. Dixon, et S. M. Ellis, 2009: Weather Radar Ground Clutter. Part II: Real-Time Identification and Filtering. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **26**, 1181–1197. 109

Iguchi, T. et R. Meneghini, 1994: Intercomparison of Single-Frequency Methods for Retrieving a Vertical Rain Profile from Airborne or Spaceborne Radar Data. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **11**, 1507–1516. 45

Illingworth, A. J., T. M. Blackman, et J. W. F. Goddard, 2000: Improved rainfall estimates in convective storms using polarisation diversity radar. *Hydrology and Earth Syst. Sci.*, **4**, 555–563. 21

Jameson, A. R., 1992: The Effect of Temperature on Attenuation-Correction Schemes in Rain Using Polarization Propagation Differential Phase Shift. *J. Appl. Meteorol.*, **31**, 1106–1120. 42

Jameson, A. R. et A. B. Kostinski, 2001: Reconsideration of the physical and empirical origins of Z R relations in radar meteorology. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **127**, 517–538. 150

Joss, J. et E. G. Gori, 1978: Shapes of Raindrop Size Distributions. *J. Appl. Meteorol.*, **17**, 1054–1061. 143, 144

Joss, J. et A. Waldvogel, 1967: Ein Spektrograph für Niederschlagstropfen mit automatischer Auswertung. *Pure and Applied Geophysics*, **68**, 240–246. 25

Kabèche, A. et J. Testud, 1995: Stereoradar Meteorology: A New Unified Approach to Process Data from Airborne or Ground-Based Meteorological Radars. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **12**, 783–799. 42

Kneifel, S., M. Maahn, G. Peters, et C. Simmer, 2011: Observation of snowfall with a low-power FM-CW K-band radar (Micro Rain Radar). *Meteorol. and Atmos. Phys.*, **113**, 75–87. 57

Kollias, P., E. E. Clothiaux, M. A. Miller, E. P. Luke, K. L. Johnson, K. P. Moran, K. B. Widener, et B. A. Albrecht, 2007: The Atmospheric Radiation Measurement Program Cloud Profiling Radars: Second-Generation Sampling Strategies, Processing, and Cloud Data Products. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **24**, 1199–1214. 98

Krajewski, W. F. et B. Vignal, 2001: Evaluation of Anomalous Propagation Echo Detection in WSR-88D Data: A Large Sample Case Study. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **18**, 807–814. 109

Kruger, A. et W. F. Krajewski, 2002: Two-Dimensional Video Disdrometer: A Description. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **19**, 602–617. 27

Laws, J. O. et D. A. Parsons, 1943: The relation of raindropsize to intensity. *Trans. Amer. Geophys. Union*, **24**, 452–460. 25

Lee, G. et I. Zawadzki, 2005a: Variability of Drop Size Distributions: Time-Scale Dependence of the Variability and Its Effects on Rain Estimation. *J. Appl. Meteorol.*, **44**, 241–255. 162

Lee, G. W. et I. Zawadzki, 2005b: Variability of Drop Size Distributions: Time-Scale Dependence of the Variability and Its Effects on Rain Estimation. *J. Appl. Meteorol.*, **44**, 241–255. 150

Lee, G. W., I. Zawadzki, W. Szyrmer, D. Sempere-Torres, et R. Uijlenhoet, 2004: A general Approach to Double-Moment Normalization of Drop Size Distributions. *J. Appl. Meteorol.*, **43**, 264–281. 147

List, R., 1988: A Linear Radar Reflectivity-Rainrate Relationship for Steady Tropical Rain. *J. Atmos. Sci.*, **45**, 3564–3572. 150

Löffler-Mang, M. et J. Joss, 2000: An Optical Disdrometer for Measuring Size and Velocity of Hydrometeors. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **17**, 130–139. 26

Löffler-Mang, M., M. Kunz, et W. Schmid, 1999: On the Performance of a Low-Cost K-Band Doppler Radar for Quantitative Rain Measurements. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **16**, 379–387. 53

Marquis, J., Y. Richardson, J. Wurman, et P. Markowski, 2008: Single- and Dual-Doppler Analysis of a Tornadic Vortex and Surrounding Storm-Scale Flow in the Crowell, Texas, Supercell of 30 April 2000. **136**, 5017–5043. 21

Marshall, J. S., W. Hitschfeld, et K. L. S. Gunn, 1955: Advances in Radar Weather. *Adv. Geophys.*, **2**, 1–56. 20, 123, 127, 141, 153, 177

Marshall, J. S. et W. M. Palmer, 1948: The Distribution of Raindrops with Size. *J. Atmos. Sci.*, **5**, 165–166. 13, 25, 96, 123, 141, 142, 144

Marzoug, M. et P. Amayenc, 1991: Improved range-profiling algorithm of rainfall rate from a spaceborne radar with path-integrated attenuation constraint. *IEEE Trans. Geosc. Remote Sens.*, **29**, 584–592. 42, 45, 124

Marzoug, M. et P. Amayenc, 1994: A Class of Single- and Dual-Frequency Algorithms for Rain-Rate Profiling from a Spaceborne Radar. Pad I: Principle and Tests from Numerical Simulations. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **11**, 1480–1506. 43, 45

Massey, F. J., Jr., 1951: The Kolmogorov-Smirnov test for goodness of fit. *Journal of the American Statistical Association*, **46(253)**, 68–78. 81

Meneghini, R., 1978: Rain-rate estimates for an attenuating radar. *Radio Sci.*, **13**, 459–470. 43

Meneghini, R., J. Eckerman, et D. Atlas, 1983: Determination of Rain Rate from a Spaceborne Radar Using Measurements of Total Attenuation. *IEEE Trans. Geosc. Remote Sens.*, **21**, 34–43. 45

METEK, 2005: MRR Physical Basics. Tech. Rep. 1.8.2, Available from METEK GmbH, Fritz-Straßmann-Straße 4, D-25337 Elmshorn, Germany. 54, 55, 57, 77, 78, 84

Mie, G., 1908: Beitrage zur Optik truber Medien, speziell kolloidaler Metallosungen. *Annalen der Physik*, **330**, 377–445. 31

Montero-Martínez, G., A. B. Kostinski, R. A. Shaw, et F. García-García, 2009: Do all raindrops fall at terminal speed? *Geophys. Res. Lett.*, **36**, 11 818–11 822. 27

Morrison, J. A. et M.-J. Cross, 1974: Scattering of a plane electromagnetic wave by axisymmetric raindrops. *Bell Syst. Tech. J.*, **53**, 955–1019. 62

Ottersten, H., 1969: Radar Backscattering from the Turbulent Clear Atmosphere. *Radio Sci.*, **4**, 1251–1255. 34

Peters, G., B. Fischer, et T. Andersson, 2002: Rain observations with a vertically looking Micro Rain Radar. *Boreal Env. Res.*, **7**, 353–362. 58

Peters, G., B. Fischer, et M. Clemens, 2010: Rain Attenuation of Radar Echoes Considering Finite-Range Resolution and Using Drop Size Distributions. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **27**, 829–842. 43, 44, 87, 88, 182

Peters, G., B. Fischer, et C. M., 2006: Areal homogeneity of Z-R-relations. *European Conference on Radars in Meteorology and Hydrology*, Barcelona, Spain, 18–22 Sep. 49

Peters, G., B. Fischer, H. Münster, M. Clemens, et A. Wagner, 2005: Profiles of Raindrop Size Distributions as Retrieved by Microrain Radars. *J. Appl. Meteorol.*, **44**, 1930–1949. 58, 60, 61, 62, 63, 89, 93, 98, 99, 108, 155, 156

Petitdidier, M., A. Sy, A. Garrouste, et J. Delcourt, 1997: Statistical characteristics of the noise power spectral density in UHF and VHF wind profilers. *Radio Sci.*, **32**, 1229–1247. 78

Pointin, Y., 2011: Techniques d'Observation de l'Atmosphère. Cours de Master deuxième année. 34

Probert-Jones, J. R., 1962: The radar equation in meteorology. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **88**, 485–495. 30

Pruppacher, H. R. et J. D. Klett, 1997: *Microphysics of Clouds and Precipitation*. 2nd ed., Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Netherlands, 954 pp. 23

Richard, E., J.-P. Chaboureau, C. Flamant, C. Champollion, M. Hagen, K. Schmidt, C. Kiemle, U. Corsmeier, C. Barthlott, et P. di Girolamo, 2011: Forecasting summer convection over the Black Forest: a case study from the Convective and Orographically-induced Precipitation Study (COPS) experiment. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **137**, 101–117. 116

Rigo, T. et M. C. Llasat, 2004: A methodology for the classification of convective structures using meteorological radar: Application to heavy rainfall events on the Mediterranean coast of the Iberian Peninsula. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, **4**, 59–68. 169

Rogers, R. R., 1964: An extension of the Z-R relation for Doppler radar. *11th Weather Radar Conference*, Bouler CO, USA, Sep. 48

Rogers, R. R., 1967: Doppler radar investigations of Hawaiian rain. *Tellus*, **19**, 432–455. 48

Rogers, R. R., 1984: A review of multiparameter radar observations of precipitation. *Radio Sci.*, **19**, 23–36. 48

Rogers, R. R. et R. J. Pilié, 1962: Radar Measurements of Drop-Size Distribution. *J. Atmos. Sci.*, **19**, 503–505. 47

Rosenfeld, D., E. Amitai, et D. B. Wolff, 1995: Classification of Rain Regimes by the Three-Dimensional Properties of Reflectivity Fields. *J. Appl. Meteorol.*, **34**, 198–211. 171

Rosenfeld, D. et C. W. Ulbrich, 2003: Cloud Microphysical Properties, Processes, and Rainfall Estimation Opportunities. *Meteorological Monographs*, **30**, 237–258. 14, 147, 148, 150

Rosenfeld, D., D. B. Wolff, et D. Atlas, 1993: General Probability-matched Relations between Radar Reflectivity and Rain Rate. *J. Appl. Meteorol.*, **32**, 50–72. 149

Salles, C. et J. Creutin, 2003: Instrumental Uncertainties in Z-R Relationships and Raindrop Fall Velocities. *J. Appl. Meteorol.*, **42**, 279–290. 26

Sauvageot, H., 1982: *Radarmétéorologie : télédétection active de l'atmosphère*. Editions Eyrolles, Paris, France, 296 pp. 28, 32, 34, 41, 100

Sauvageot, H. et J.-P. Lacaux, 1995: The shape of Averaged Drop Size Distribution. *J. Atmos. Sci.*, **52**, 1070–1083. 26

Schafer, R., S. Avery, P. May, D. Rajopadhyaya, et C. Williams, 2002: Estimation of Rainfall Drop Size Distributions from Dual-Frequency Wind Profiler Spectra Using Deconvolution and a Nonlinear Least Squares Fitting Technique. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **19**, 864–874. 48

Schönhuber, M., G. Lammer, et W. L. Randeu, 2008: The 2D-Video-Distrometer. *Precipitation: Advances in Measurement, Estimation and Prediction*, S. Michaelides, Ed., Springer Berlin Heidelberg, 3–31. 27

Sekhon, R. S. et R. C. Srivastava, 1971: Doppler Radar Observations of Drop-Size Distributions in a Thunderstorm. *J. Atmos. Sci.*, **28**, 983–994. 24, 77, 146

Seliga, T. A. et V. N. Bringi, 1976: Potential Use of Radar Differential Reflectivity Measurements at Orthogonal Polarizations for Measuring Precipitation. *J. Appl. Meteorol.*, **15**, 69–76. 21

Sempere Torres, D., J. M. Porrà, et J.-D. Creutin, 1994: A General Formulation for Raindrop Size Distribution. *J. Appl. Meteorol.*, **33**, 1494–1502. 145, 146, 147

Sempere-Torres, D., J. M. Porrà, et J.-D. Creutin, 1998: Experimental evidence of a general description for raindrop size distribution properties. **103**, 1785–1798. 145

Sempere-Torres, D., R. Sanchez-Diezma, Z. I., et J. D. Creutin, 2000: Identification of stratiform and convective areas using radar data with application to the improvement of DSD analysis and Z-R relations. *Physics and Chemistry of the Earth, Part B: Hydrology, Oceans and Atmosphere*, **25**, 985–990, first European Conference on Radar Meteorology. 169, 171

Serrar, S., G. Delrieu, J. Creutin, et R. Uijlenhoet, 2000: Mountain reference technique: Use of mountain returns to calibrate weather radars operating at attenuating wavelengths. **105**, 2281–2290. 46

Sheppard, B. E. et P. I. Joe, 1994: Comparison of Raindrop Size Distribution Measurements by a Joss-Waldvogel Disdrometer, a PMS 2DG Spectrometer, and a POSS Doppler Radar. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **11**, 874–887. 26

Skolnik, M., 2008: An Introduction and Overview od Radar. *Radar Handbook*, M. Skolnik, Ed., McGraw-Hill New York NY, USA, 3rd ed., 1.1–1.24. 33

Smith, J. A. et W. F. Krajewski, 1993: A modeling study of rainfall rate-reflectivity relationships. *Water Resour. Res.*, **29**, 2505–2514. 150

Spilhaus, A. F., 1948: Raindrop Size, Shape and Falling Speed. *J. Atmos. Sci.*, **5**, 108–110. 24

Srivastava, R. C., 1971: Size Distribution of Raindrops Generated by their Breakup and Coalescence. *J. Atmos. Sci.*, **28**, 410–415. 20, 147

Steiner, M., R. A. Houze, Jr., et S. E. Yuter, 1995: Climatological characterization of three-dimensional storm structure from operational radar and rain gauge data. *J. Appl. Meteorol.*, **34**, 1978–2007. 161, 162, 169, 170, 171, 172, 173, 174

Steiner, M. et J. A. Smith, 2002: Use of Three-Dimensional Reflectivity Structure for Automated Detection and Removal of Nonprecipitating Echoes in Radar Data. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **19**, 673–. 109

Steiner, M., J. A. Smith, et R. Uijlenhoet, 2004: A Microphysical Interpretation of Radar Reflectivity Rain Rate Relationships. *J. Atmos. Sci.*, **61**, 1114–1131. 143, 150, 161

Strauch, R. G., W. C. Campbell, R. B. Chadwick, et K. P. Moran, 1976: Microwave FM-CW Doppler radar for boundary layer probing. *Geophys. Res. Lett.*, **3**, 193–196. 54

Testud, J. et P. Amayenc, 1989: Stereoradar Meteorology: A Promising Technique for observation of Precipitation from a Mobile Platform. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **6**, 89–108. 42

Testud, J., S. Oury, R. A. Black, P. Amayenc, et X. Dou, 2001: The Concept of 'Normalized' Distribution to Describe Raindrop Spectra: A Tool for Cloud Physics and Cloud Remote Sensing. *J. Appl. Meteorol.*, **40**, 1118–1140. 97, 146, 147

Tokay, A., P. Hartmann, A. Battaglia, K. S. Gage, W. L. Clark, et C. R. Williams, 2009: A Field Study of Reflectivity and Z-R Relations Using Vertically Pointing Radars and Disdrometers. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **26**, 1120–1134. 149, 155

Tokay, A., A. Kruger, et W. F. Krajewski, 2001: Comparison of Drop Size Distribution Measurements by Impact and Optical Disdrometers. *J. Appl. Meteorol.*, **40**, 2083–2097. 149

Tokay, A. et D. A. Short, 1996: Evidence from Tropical Raindrop Spectra of the Origin of Rain from Stratiform versus Convective Clouds. *J. Appl. Meteorol.*, **35**, 355–371. 26, 144, 161

Tridon, F., J. Van Baelen, et Y. Pointin, 2011: Aliasing in Micro Rain Radar data due to strong vertical winds. *Geophys. Res. Lett.*, **38**, L02 804. 93

Uijlenhoet, R., 1999: A consistent rainfall parameterization based on the exponential raindrop size distribution. *J. of Hydrology*, **218**, 101–127. 23, 123, 142

Uijlenhoet, R., 2001: Raindrop size distributions and radar reflectivity-rain rate relationships for radar hydrology. *Hydrology and Earth Syst. Sci.*, **5**, 615–627. 152, 153, 154

Uijlenhoet, R., J. A. Smith, et M. Steiner, 2003a: The Microphysical Structure of Extreme Precipitation as Inferred from Ground-Based Raindrop Spectra. *J. Atmos. Sci.*, **60**, 1220–1238. 150

Uijlenhoet, R., M. Steiner, et J. A. Smith, 2003b: Variability of Raindrop Size Distributions in a Squall Line and Implications for Radar Rainfall Estimation. *J. of Hydrology*, **4**, 43–61. 26, 63, 142, 143, 144, 150, 161

Ulbrich, C. W., 1983: Natural Variations in the Analytical Form of the Raindrop Size Distribution. *J. Appl. Meteorol.*, **22**, 1764–1775. 143, 144

Ulbrich, C. W., 1985: The Effects of Drop Size Distribution Truncation on Rainfall Integral Parameters and Empirical Relations. *J. Appl. Meteorol.*, **24**, 580–590. 144

Urkowitz, H., J. D. Nespor, et H. S. Owen, 1994: Tests of distribution-free non-Gaussian noise removal in spectral analysis of meteorological radar echo. *Geoscience and Remote Sensing Symposium*, Pasadena CA, USA, 8–12 Août, 35–37. 77, 79, 82, 83, 84, 85, 86, 94, 182

Van Baelen, J., L. Brucker, P. G., F. B., et M. H., 2006: Simultaneous X-band and K-band study of precipitations. *European Conference on Radars in Meteorology and Hydrology*, Barcelona, Spain, 18–22 Sep. 162, 163, 168

Van Baelen, J., Y. Pointin, W. Wobrock, A. Flossmann, G. Peters, F. Tridon, et C. Planche, 2009a: Precipitation and microphysical studies with a low cost high resolution X-band radar: an innovative project prospective. *Adv. Geosci.*, **20**, 25–32. 49, 64

Van Baelen, J., F. Tridon, et Y. Pointin, 2009b: Simultaneous X-band and K-band study of precipitation to derive specific Z-R relationships. *Atmos. Res.*, **94**, 596–605. 162, 167

van de Beek, C. Z., H. Leijnse, J. N. M. Stricker, R. Uijlenhoet, et H. W. J. Russchenberg, 2010: Performance of high-resolution X-band radar for rainfall measurement in The Netherlands. *EGU General Assembly 2010, held 2-7 May, 2010 in Vienna, Austria, p.15403*, **12**, 205–221. 138

Villarini, G. et W. F. Krajewski, 2010: Review of the Different Sources of Uncertainty in Single Polarization Radar-Based Estimates of Rainfall. *Surveys in Geophysics*, **31**, 107–129. 20, 36, 75

Wakasugi, K., S. Fukao, S. Kato, A. Mizutani, et M. Matsuo, 1985: Air and precipitation particle motions within a cold front measured by the MU VHF radar. *Radio Sci.*, **20**, 1233–1240. 48

Wakasugi, K., A. Mizutani, M. Matsuo, S. Fukao, et S. Kato, 1987: Further Discussion on Deriving Drop-Size Distribution and Vertical Air Velocities Directly from VHF Doppler Radar Spectra. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **4**, 170–179. 48

Waldvogel, A., 1974: The N_0 Jump of Raindrop Spectra. *J. Atmos. Sci.*, **31**, 1067–1078. 143, 144, 158

Wexler, R. et D. Atlas, 1963: Radar Reflectivity and Attenuation of Rain. *J. Appl. Meteorol.*, **2**, 276–280. 39

Williams, C. R., K. S. Gage, C. W., et K. P., 2005: Monitoring the Reflectivity Calibration of a Scanning Radar Using a Profiling Radar and a Disdrometer. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **22**, 1004–1018. 104, 106, 128

Williams, C. R., A. B. White, K. S. Gage, et F. M. Ralph, 2007: Vertical Structure of Precipitation and Related Microphysics Observed by NOAA Profilers and TRMM during NAME 2004. *J. Climate*, **20**, 1693–1712. 48

Willis, P. T., 1984: Functional Fits to Some Observed Drop Size Distributions and Parameterization of Rain. *J. Atmos. Sci.*, **41**, 1648–1661. 146

Wulfmeyer, V., A. Behrendt, H.-S. Bauer, C. Kottmeier, U. Corsmeier, A. Blyth, G. Craig, U. Schumann, M. Hagen, S. Crewell, P. Di Girolamo, C. Flamant, M. Miller, A. Montani, S. Mobbs, E. Richard, M. W. Rotach, M. Arpagaus, H. Russchenberg, P. Schlüessel, M. König, V. Gärtner, R. Steinacker, M. Dorninger, D. D. Turner, T. Weckwerth, A. Hense, et C. Simmer, 2008: The convective and orographically-induced precipitation study: a research and development project of the world weather research program for improving quantitative precipitation forecasting in low-mountain regions. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **89**, 1477–1486. 69

Wulfmeyer, V., A. Behrendt, C. Kottmeier, U. Corsmeier, C. Barthlott, G. C. Craig, M. Hagen, D. Althausen, F. Aoshima, M. Arpagaus, H.-S. Bauer, L. Bennett, A. Blyth, C. Brandau, C. Champollion, S. Crewell, G. Dick, P. di Girolamo, M. Dorninger, Y. Dufournet, R. Eigenmann, R. Engelmann, C. Flamant, T. Foken, T. Gorgas, M. Grzeschik, J. Handwerker, C. Hauck, H. Höller, W. Junkermann, N. Kalthoff, C. Kiemle, S. Klink, M. König, L. Krauss, C. N. Long, F. Madonna, S. Mobbs, B. Neininger, S. Pal, G. Peters, G. Pigeon, E. Richard, M. W. Rotach, H. Russchenberg, T. Schwitalla, V. Smith, R. Steinacker, J. Trentmann, D. D. Turner, J. van Baelen, S. Vogt, H. Volkert, T. Weckwerth, H. Wernli, A. Wieser, et M. Wirth, 2011: The Convective and Orographically-induced Precipitation Study (COPS): the scientific strategy, the field phase, and research highlights. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **137**, 3–30. 69

Yuter, S. E. et R. A. Houze, Jr., 1997: Measurements of Raindrop Size Distributions over the Pacific Warm Pool and Implications for Z-R Relations. *J. Appl. Meteorol.*, **36**, 847–867. 169, 172

Zawadzki, I. et M. de Agostinho Antonio, 1988: Equilibrium Raindrop Size Distributions in Tropical Rain. *J. Atmos. Sci.*, **45**, 3452–3459. 150

RÉSUMÉ

Mesure des précipitations à l'aide d'un radar en bande X non-cohérent à haute résolution et d'un radar en bande K à visée verticale. Application à l'étude de la variabilité des précipitations lors de la campagne COPS.

L'estimation quantitative des précipitations à l'échelle locale est une nécessité sociétale, à cause de l'augmentation des dégâts provoqués par des inondations exacerbées par l'urbanisation croissante. Or, des estimations locales sont particulièrement difficiles à réaliser à cause de la forte variabilité des précipitations. De plus, ce genre d'estimation est sollicité par de petits organismes tels qu'une commune, pour lesquels il n'est pas envisageable d'utiliser des instruments à la pointe de la recherche technologique à cause de leur coût prohibitif. Ainsi, il est nécessaire de développer des méthodes d'estimation quantitative des précipitations applicables à un dispositif expérimental de prix abordable.

Dans ce but, un dispositif expérimental innovant est utilisé dans cette thèse. Il est constitué d'instruments de mesure directe, au sol, tels que des pluviomètres et des disdromètres, et d'un prototype de radar à balayage horizontal basé sur un radar nautique commercial, associé à un MRR (Micro Rain Radar) à visée verticale qui fournissent une estimation en altitude de la pluie, respectivement sur une surface donnée et le long d'un profil vertical. Le radar à balayage horizontal est un radar en bande X, c'est-à-dire qu'il fonctionne à une longueur d'onde lui procurant une très haute résolution radiale, mais qui est très atténuée par les précipitations. Le MRR permet d'obtenir une description précise de la microphysique des précipitations et sert de relais entre les mesures au sol et les mesures en altitude du radar en bande X.

Ces deux radars étant novateurs, une grande partie de cette thèse consiste à valider leurs mesures : étalonnage, filtrage d'échos aberrants, correction de l'atténuation, etc. Une fois les mesures rendues exploitables, cette thèse se focalise sur l'étude de la variabilité des précipitations afin de proposer et développer différentes méthodes de classification, selon leur type ou leur variations locales, et de vérifier leur potentiel pour l'amélioration de l'estimation des précipitations. Les résultats montrent que cet objectif ne peut être atteint que si la qualité des mesures des radars est encore améliorée : moins d'échos parasites pour le radar en bande X et prise en compte du vent vertical pour le MRR.

Mots clés : distribution de goutte, réflectivité radar, taux de précipitations, relation Z-R, repliement spectral.

ABTRACT

Precipitation measurement with high resolution non-coherent X-band radar and vertically pointing K-band radar. Application to the study of the variability of precipitation in the framework of COPS field campaign.

Due to the increase of damage associated with floods enhanced by expanding urbanisation, the quantitative estimation of precipitation on a local scale is a societal need. However, such estimations are difficult because of the high variability of precipitation. Moreover, these estimations are requested by small organisations such as local authorities which cannot afford top level research instruments. Hence, new methods of estimation applicable to a cheap experimental set are needed.

Toward this goal, an innovative experimental set is used in this work. It consists of ground instruments such as raingauges and disdrometers, and two radars, a prototype of a scanning radar based on a modified marine radar and a vertically pointing MRR (Micro Rain Radar), which give estimation of rain aloft, over an area and along a profile, respectively. The scanning radar works at X-band, meaning that it uses a longwave very attenuated by precipitation, but which provides a high range resolution. The MRR yields a detailed description of microphysics of precipitation and fills the gap between ground measurements and X-band radar measurements aloft.

As both these radars are innovative, a large part of this PhD thesis was spent on the measurements validation: radar calibration, abnormal echoes filtering, attenuation consideration, etc. Using these corrected measurements, this PhD focus then on the study of the variability of precipitation, and aims to propose and develop several classification methods based on precipitation type or local variability, and to check their potential for the improvement of precipitation estimation. Results show that this goal can be reached only if the radar measurements quality is further improved: less interference echoes for the X-band radar, and consideration of vertical wind for the MRR.

Keywords: drop size distribution, radar reflectivity, rain rate, Z-R relationships, spectral aliasing.

Thèse soutenue par Frédéric Tridon à l'Université Blaise Pascal (Clermont II) le 15 septembre 2011 pour l'obtention du titre de Docteur en Physique de l'Atmosphère.