

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

IDENTIFICATION DES PROCESSUS MICROPHYSIQUES À L'AIDE DES
VARIABLES DU RADAR POLARIMÉTRIQUE

MÉMOIRE

PRÉSENTÉ

COMME EXIGENCE PARTIELLE

DE LA MAÎTRISE EN SCIENCE DE L'ATMOSPHÈRE

PAR

DIMKA DAFINOVA

AOÛT 2008

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL
Service des bibliothèques

Avertissement

La diffusion de ce mémoire se fait dans le respect des droits de son auteur, qui a signé le formulaire *Autorisation de reproduire et de diffuser un travail de recherche de cycles supérieurs* (SDU-522 – Rév.01-2006). Cette autorisation stipule que «conformément à l'article 11 du Règlement no 8 des études de cycles supérieurs, [l'auteur] concède à l'Université du Québec à Montréal une licence non exclusive d'utilisation et de publication de la totalité ou d'une partie importante de [son] travail de recherche pour des fins pédagogiques et non commerciales. Plus précisément, [l'auteur] autorise l'Université du Québec à Montréal à reproduire, diffuser, prêter, distribuer ou vendre des copies de [son] travail de recherche à des fins non commerciales sur quelque support que ce soit, y compris l'Internet. Cette licence et cette autorisation n'entraînent pas une renonciation de [la] part [de l'auteur] à [ses] droits moraux ni à [ses] droits de propriété intellectuelle. Sauf entente contraire, [l'auteur] conserve la liberté de diffuser et de commercialiser ou non ce travail dont [il] possède un exemplaire.»

REMERCIEMENTS

Je veux remercier mon directeur de recherche, M. Isztar Zawadzki, pour ses conseils et son aide. Son appui moral m'a donné la force de continuer et de compléter ce travail.

J'aimerais remercier toute l'équipe scientifique de l'Observatoire radar J.S. Marshall à Ste-Anne-de-Bellevue. Je suis particulièrement reconnaissante à Gyu Won Lee pour son aide informatique, ses précieux conseils en programmation et les données du radar polarimétrique. Les analyses des données du POSS ont été effectuées grâce au logiciel qu'il m'a gracieusement fourni. Je remercie également M^{me} Alamelu Kilambi, grâce à qui j'avais plein accès aux données du radar polarimétrique et à toute autre information utile pour mon travail.

Je remercie M. Frédéric Fabry pour l'intérêt qu'il a porté à mon sujet de recherche et ses conseils judicieux. J'aimerais remercier tout le groupe du radar du département des Sciences de l'Atmosphère à l'Université McGill pour son intérêt et les conseils donnés au cours de nos rencontres hebdomadaires. J'aimerais remercier Maria Franco pour son aide et ses précieux conseils en informatique. Également, je veux remercier Jordi Garcia qui m'a fourni un logiciel pour visualiser les données du VPR.

Je veux remercier Mme Eva Monteiro et M. Enrico Torlaschi pour l'intérêt porté au début de mon travail. Je remercie tous mes amis du département des Sciences de la Terre et de l'Atmosphère à l'UQAM.

Je remercie mon conjoint de sa patience et son soutien au cours de mon travail.

TABLE DES MATIÈRES

LISTE DES FIGURES.....	vi
RÉSUMÉ	xi
INTRODUCTION	1
CHAPITRE I	6
LES VARIABLES POLARIMÉTRIQUES ET LES PROCESSUS MICROPHYSIQUES DES PRÉCIPITATIONS	6
1.1 La polarisation des ondes électromagnétiques et les variables polarimétriques - notions de base.....	6
1.2 Les variables polarimétriques et les propriétés des hydrométéores.....	10
1.2.1 Le facteur de réflectivité Z_H , Z_V	11
1.2.2 La réflectivité différentielle Z_{DR}	11
1.2.3 Le coefficient de corrélation ρ_{hv}	12
1.2.4 Le déphasage différentiel de propagation totale Φ_{DP}	12
1.2.5 Le déphasage différentiel spécifique de propagation K_{DP}	13
1.3 Microphysique des précipitations stratiformes et identification des hydrométéores.....	13
1.3.1 Les processus importants dans les précipitations stratiformes.....	13
1.3.1.1 La formation des cristaux de glace.....	15
1.3.1.2 La croissance des cristaux de glace.....	16
1.3.2 Les propriétés des hydrométéores impliqués dans les précipitations stratiformes et leurs signatures polarimétriques typiques	18
1.3.2.1 La pluie.....	19
1.3.2.2 La neige, les agrégats de neige et la neige fondante	20

1.3.2.3 Le mélange des hydrométéores de phase différente (la pluie - la grêle)	22
1.3.2.4 Le grésil/petite grêle.....	22
1.3.2.5 La grêle.....	23
1.3.3 Identification des hydrométéores dans les précipitations. Les méthodes pour extraire la microphysique des précipitations	24
CHAPITRE II	34
MÉTHODOLOGIE.....	34
2.1 Instruments utilisés pour les données de cette étude.....	34
2.2 Contraintes de la géométrie du radar	36
2.3 Domaine spatial à étudier.....	37
2.4 Choix des cas à étudier.....	39
2.5 Traitement des données polarimétriques.....	40
CHAPITRE III	44
LES RÉSULTATS	44
3.1 Profils verticaux moyens des variables polarimétriques.....	44
3.2 Distribution des valeurs moyennes des variables polarimétriques dans l'espace réflectivité Z - hauteur H.....	50
3.2.1. La variabilité de la distribution des valeurs moyennes de la réflectivité différentielle Zdr dans l'espace réflectivité (Z) – hauteur (H).....	50
3.2.2 La variabilité de la distribution des valeurs moyennes du déphasage différentiel spécifique de propagation Kdp dans l'espace réflectivité (Z) – hauteur (H)	57
3.2.3 La variabilité de la distribution des valeurs moyennes du coefficient de corrélation Rhv dans l'espace réflectivité (Z) – hauteur (H)	62
3.3 Identification des processus microphysiques dans les précipitations stratiformes. Études de cas.....	67
3.3.1 Le 13 août 2004.....	67
3.3.2 Le 24 décembre 2003	78

3.3.3 Le 9 septembre 2004	88
3.3.4 Le 1 ^{er} juin 2004	101
CONCLUSION.....	111
ANNEXE A	115
Le modèle conceptuel des causes microphysiques de la variabilité de la répartition granulométrique des tailles des particules.....	115
BIBLIOGRAPHIE.....	119

LISTE DES FIGURES

Figure	page
Figure 1.1 Polarisation des ondes électromagnétiques	7
Figure 1.3.1 Les trois régions de microphysique différente dans les précipitations stratiformes en fonction de l'altitude.....	14
Figure 1.3.2 La formation des différents types de cristaux de glace en fonction de la température et de la sursaturation (http://www.its.caltech.edu/~atomic/snowcrystals).....	17
Figure 1.4.1 La réflectivité en fonction de la vitesse de chute des hydrométéores (tiré de F. Fabry et I. Zawadzki, 2000).....	28
Figure 1.4.2 La réflectivité en fonction de l'altitude dans des précipitations stratiformes (tiré de Lee, 2003)	29
Figure 1.4.3 La distribution granulométrique pour différentes périodes de temps illustrant l'influence de la microphysique (agrégation intense, agrégation modérée et la formation de la bruine).....	33
Figure 2.1 Les instruments utilisés.....	34
Figure 2.2 Le balayage du radar et le domaine spatial étudié.....	37
Figure 2.3 La configuration du domaine spatial à étudier dans le plan horizontal	39
Figure 2.5.1 Illustration de la production des diagrammes dans l'espace Z – H pour montrer la variabilité des variables polarimétriques. $\Delta H = 200\text{m}$, $\Delta Z = 2\text{dBZ}$	43
Figure 3.1.1 Les profils moyens verticaux des variables polarimétriques en fonction de la hauteur pour les différentes catégories de réflectivité Z.....	46

Figure 3.1.2 Profil moyen des variables polarimétriques pour une catégorie de la réflectivité Z et en fonction de la hauteur.....	49
Figure 3.2.1 La variabilité de la distribution des valeurs moyennes de la réflectivité différentielle Zdr dans l'espace réflectivité (Z) – hauteur (H), catégorie A.	53
Figure 3.2.2 La variabilité de la distribution des valeurs moyennes de la réflectivité différentielle Zdr dans l'espace réflectivité (Z) – hauteur (H), catégorie B.	54
Figure 3.2.3 La variabilité de la distribution des valeurs moyennes de la réflectivité différentielle Zdr dans l'espace réflectivité (Z) – hauteur (H), catégorie B.	55
Figure 3.2.4 La variabilité de la distribution des valeurs moyennes de la réflectivité différentielle Zdr dans l'espace réflectivité (Z) – hauteur (H), catégorie C.	56
Figure 3.2.5 La variabilité de la distribution des valeurs moyennes du déphasage différentiel spécifique Kdp dans l'espace réflectivité (Z) – hauteur (H), catégorie A.....	58
Figure 3.2.6 La variabilité de la distribution des valeurs moyennes du déphasage spécifique Kdp dans l'espace réflectivité (Z) – hauteur (H), catégorie B.	59
Figure 3.2.7 La variabilité de la distribution des valeurs moyennes du déphasage spécifique Kdp dans l'espace réflectivité (Z) – hauteur (H), catégorie B. ...	60
Figure 3.2.8 La variabilité de la distribution des valeurs moyennes du déphasage spécifique Kdp dans l'espace réflectivité (Z) – hauteur (H), catégorie C. ...	61
Figure 3.2.9 La variabilité de la distribution des valeurs moyennes du coefficient de corrélation Rhv dans l'espace réflectivité (Z) – hauteur (H), catégorie A. ...	63
Figure 3.2.10 La variabilité de la distribution des valeurs moyennes du coefficient de corrélation Rhv dans l'espace réflectivité (Z) – hauteur (H), catégorie B. ...	64
Figure 3.2.11 La variabilité de la distribution des valeurs moyennes du coefficient de corrélation Rhv dans l'espace réflectivité (Z) – hauteur (H), catégorie B. ..	65
Figure 3.2.12 La variabilité de la distribution des valeurs moyennes du coefficient de corrélation Rhv dans l'espace réflectivité (Z) – hauteur (H), catégorie C. ..	66
Figure 3.3.1 L'analyse de surface à 1200Z, le 13 août 2004	67
Figure 3.3.2 Le sondage aérologique de Maniwaki, le 13 août 2004 à 1200Z.....	68

Figure 3.3.3 L'image satellitaire, le 13 août 2004 à 1045Z	68
Figure 3.3.4 Les données du VPR, le 13 août 2004 de 0216Z à 0849Z	69
Figure 3.3.5 La réflectivité Z et le spectre Doppler des vitesses, le 13 août 2004 de 0238Z à 0515Z.....	71
Figure 3.3.6 La réflectivité Z et le spectre Doppler des vitesses, le 13 août 2004 de 0538Z à 0953Z.....	72
Figure 3.3.7 La répartition granulométrique et la relation R-Z obtenus par la technique SIFT, le 13 août 2004.....	74
Figure 3.3.8 Identification des hydrométéores par la méthode opérationnelle appliquée au radar polarimétrique de McGill, le 13 août 2004 à 0657Z.....	75
Figure 3.3.9 Les diagrammes de la distribution des valeurs moyennes des variables polarimétriques, le 13 août 2004 de 0300Z à 0700Z.....	76
Figure 3.3.10 L'analyse de surface à 1200Z, le 24 décembre 2003.....	78
Figure 3.3.11 L'image satellitaire VIS, le 24 décembre 2003 à 1745Z.....	79
Figure 3.3.12 Le sondage aérologique de Maniwaki, le 25 décembre 2003 à 0000Z	79
Figure 3.3.13 Les données VPR, le 24 décembre 2003 de 2043Z à 2341Z.....	81
Figure 3.3.14 La réflectivité Z et le spectre Doppler des vitesses pour le 24 décembre 2003, de 2107Z à 2323Z.....	82
Figure 3.3.15 La répartition granulométrique et la relation R-Z obtenus par les données du POSS et la technique SIFT, le 24 décembre 2003.....	84
Figure 3.3.16 Identification des hydrométéores par la méthode opérationnelle appliquée au radar polarimétrique de McGill, le 24 décembre 2003 à 2159Z	85
Figure 3.3.17 Les diagrammes des variables polarimétriques, le 24 décembre 2003 de 1900Z à 0100Z.....	86
Figure 3.3.18 Analyse de surface à 1200Z, le 9 septembre 2004	88
Figure 3.3.19 L'image satellitaire IR à 1145Z, le 9 septembre 2004.....	89
Figure 3.3.20 Le sondage aérologique de Maniwaki à 1200Z, le 9 septembre 2004..	89
Figure 3.3.21 L'image VPR, le 9 septembre 2004 de 0636Z à 1448Z	91

Figure 3.3.22 La réflectivité Z et le spectre Doppler des vitesses pour le 9 septembre 2004 de 0700Z à 0858Z.....	93
Figure 3.3.23 La réflectivité Z et le spectre Doppler des vitesses pour le 9 septembre 2004 de 1000Z à 1158Z.....	94
Figure 3.3.24 La réflectivité Z et le spectre Doppler des vitesses pour le 9 septembre 2004 de 12:33Z à 13:52Z.....	95
Figure 3.3.25 La réflectivité Z et le spectre Doppler des vitesses pour le 9 septembre 2004 de 14:00Z à 15:38Z.....	96
Figure 3.3.26 La répartition granulométrique et la relation R-Z obtenus par la technique SIFT, le 9 septembre 2004 de 0737Z à 1202Z.....	98
Figure 3.3.27 La répartition granulométrique et la relation R-Z obtenus par la technique SIFT, le 9 septembre 2004 de 1137Z à 1556Z.....	99
Figure 3.3.28 Les diagrammes des variables polarimétriques dans l'espace réflectivité (Z) - hauteur (H), le 9 septembre 2004 de 0900Z à 1600Z.....	100
Figure: 3.3.29 L'image satellitaire IR, le 1 ^{er} juin 2004 à 2145Z.....	101
Figure:3.3.30 L'analyse de surface à 1200Z, le 1 ^{er} juin 2004.....	102
Figure:3.3.31 Le téphigramme de Buffalo, le 1 ^{er} juin 2004 à 1200Z.....	102
Figure 3.3.32 Les données VPR, le 1 ^{er} juin 2004 de 1931Z à 2327Z.....	103
Figure 3.3.33 Identification des hydrométéores par la méthode opérationnelle appliquée au radar polarimétrique de McGill, le 1 ^{er} juin 2004 à 2036Z et à 2355Z.....	104
Figure 3.3.34 La réflectivité Z et le spectre Doppler des vitesses pour le 1 ^{er} juin 2004 de 1928Z à 2126Z.....	105
Figure 3.3.35 La réflectivité Z et le spectre Doppler des vitesses pour le 1 ^{er} juin 2004 de 2140Z à 2339Z.....	106
Figure 3.3.36 La répartition granulométrique et la relation R-Z obtenus par la technique SIFT, le 1 ^{er} juin 2004 de 1950Z à 2237Z.....	108
Figure 3.3.37 La répartition granulométrique et la relation R-Z obtenus par la technique SIFT, le 1 ^{er} juin 2004 de 2204Z à 2338Z.....	109

Figure 3.3.38 Les diagrammes des variables polarimétriques dans l'espace réflectivité Z - hauteur H, le 1 ^{er} juin 2004 de 1940Z à 2359Z.....	110
A.1 Illustration des processus qui modifient la forme de la répartition granulométrique des particules (tiré de Lee, 2003)	116

RÉSUMÉ

L'information obtenue par le radar polarimétrique est utilisée en recherche depuis une trentaine d'années. Ce qui fait du radar polarimétrique un outil unique pour sonder l'atmosphère, c'est sa capacité de fournir de l'information à distance sur les propriétés des hydrométéores. Il est donc permis d'espérer pour l'avenir une meilleure compréhension des processus microphysiques en présence dans les précipitations. Plusieurs méthodes ont été développées jusqu'à maintenant pour se rapprocher de ce but.

Poursuivant les efforts d'études précédentes sur les précipitations stratiformes et convectives, nous avons essayé d'obtenir une forme de présentation des données polarimétriques qui interprète les processus dominants dans les précipitations en examinant la variabilité des observables polarimétriques. Le défi de cette étude a été d'identifier les processus microphysiques dans les précipitations stratiformes en suivant l'évolution de la croissance des hydrométéores à travers la variabilité des observables polarimétriques.

Nous avons obtenu les profils moyens des variables polarimétriques pour des cas stratiformes survenus de novembre 2003 à avril 2005. Nous avons construit les diagrammes de la distribution des variables polarimétriques représentant leur variabilité dans l'espace réflectivité (Z) – hauteur (H) d'après une méthodologie élaborée dans ce but. Nous avons testé nos hypothèses et validé nos résultats pour quatre cas sélectionnés.

La nouvelle forme de présentation des données que nous avons élaborée en nous servant des variables polarimétriques fournit un outil supplémentaire pour identifier les processus microphysiques dominants dans les précipitations stratiformes. La méthodologie a été adaptée pour tenir compte des particularités des précipitations stratiformes et, combinée avec l'information extraite par d'autres instruments et d'autres méthodes, peut servir à compléter l'image globale d'événements de précipitation.

Mots-clés: le radar polarimétrique, les variables polarimétriques, l'identification des hydrométéores.

INTRODUCTION

Reconnaître et identifier à distance les processus microphysiques en présence dans les précipitations est une idée fascinante qui date de plusieurs années. Obtenir une évaluation quantitative précise des précipitations constitue une étape subséquente qui fait aussi depuis longtemps l'objet de recherche dans le domaine de la météorologie radar. Notre étude porte sur l'identification des processus microphysiques. On peut penser pour l'avenir qu'une meilleure connaissance des processus microphysiques en présence dans les précipitations aura une incidence positive sur l'évaluation quantitative des précipitations. Le défi de notre travail est d'identifier les processus microphysiques dans les précipitations stratiformes en suivant l'évolution des hydrométéores à travers la variabilité des observables polarimétriques.

Le progrès soutenu de la télédétection au cours des soixante dernières années a permis une meilleure compréhension des processus dans l'atmosphère. L'invention du radar Doppler, qui fournit de l'information sur la réflectivité et la vitesse des hydrométéores, a stimulé le développement des études sur la détection et l'identification des phénomènes météorologiques à méso-échelle. Les efforts dans ce domaine ont abouti à l'installation d'un réseau de radars météorologiques Doppler pour les besoins opérationnels.

Depuis plus d'une trentaine d'années, l'opportunité d'explorer l'atmosphère avec des ondes polarisées a permis d'intensifier les efforts pour comprendre les processus physiques à micro-échelle. Le radar polarimétrique pourrait fournir des réponses supplémentaires aux questions sur les processus microphysiques complexes

qui mènent à la formation et la croissance des hydrométéores, aux transformations dans la couche de fusion et aux modifications dans les nuages. Le radar polarimétrique est considéré comme un outil unique pour la télédétection parce que les variables polarimétriques sont sensibles à la taille, la forme et l'état thermodynamique des hydrométéores ainsi qu'à leur concentration et leur comportement dans le volume de résolution. Son potentiel pour la discrimination entre les particules de différentes phases thermodynamiques (la pluie, la neige, la grêle, le grésil etc.) et les diffuseurs non météorologiques (les oiseaux, les insectes, les échos du terrain et l'anomalie de propagation (AP)) a été reconnu dans des études diverses. L'information obtenue par le radar polarimétrique pourrait aussi être utilisée dans un contexte opérationnel pour découvrir les régions potentielles de givrage des aéronefs ainsi que pour améliorer les prévisions à court terme. Elle pourrait également servir à améliorer des conditions initiales dans les modèles numériques.

Le radar en bande S de l'université McGill a été l'un des premiers radars polarimétriques à être installé opérationnellement et il fonctionne depuis 1999.

Les efforts de recherche ont jusqu'à présent montré que la polarimétrie radar a le pouvoir de faire progresser l'état des connaissances pour identifier les types d'hydrométéores, estimer les paramètres de la répartition granulométrique des particules et, par conséquent, améliorer l'estimation quantitative des précipitations. Une bonne estimation quantitative des précipitations à distance exige une bonne compréhension des processus microphysiques de l'atmosphère. Jusqu'à présent, avec les radars conventionnels, on a toujours évalué le taux de précipitation en se servant de la réflectivité radar Z basée sur la relation R - Z . Une relation empirique qui dépend du type de précipitation et diffère selon l'endroit ne peut pas être universelle. Il serait possible d'obtenir une estimation plus juste du taux de précipitation si la répartition granulométrique des particules qui relie les deux variables, la réflectivité Z et le taux de précipitation R , était connue. L'information additionnelle provenant des variables polarimétriques Z_{dr} , K_{dp} et R_{hv} pourrait être utile pour la reconstitution de la

répartition granulométrique des particules et la mesure du taux de précipitation à distance (Sachidananda et Zrnica, 1987, Bringi et al., 2002).

Notre travail se veut une étude approfondie des variables polarimétriques pour des événements de précipitation qui se sont produits dans la région de Montréal. Cette recherche vise principalement à développer une méthodologie appropriée de traitement des données polarimétriques afin d'attribuer des signatures de variables polarimétriques à différents processus microphysiques. En premier lieu, nous avons montré les profils verticaux moyens des variables polarimétriques. En deuxième lieu, nous avons présenté la variabilité de la distribution des valeurs moyennes des données polarimétriques sous forme de diagrammes polarimétriques dans l'espace Z-H, afin de faciliter l'interprétation des processus microphysiques en jeu. En troisième lieu, nous avons choisi quatre cas représentatifs pour tester notre présentation en comparant les résultats avec ceux provenant d'autres méthodes déjà éprouvées. Étant donné les processus dynamiques relativement faibles qui y agissent et leur homogénéité horizontale, nous avons choisi de porter notre intérêt sur les précipitations stratiformes.

Pour l'identification des processus microphysiques, nous avons utilisé les données des sondages aérologiques, les analyses de surface et les données satellitaires ainsi que l'interprétation des données du radar à visée verticale (VPR) et le disdromètre POSS (Precipitation Occurrence Sensor System). Nous pensons qu'avec l'intégration des données du radar polarimétrique sous forme de diagrammes polarimétriques, l'image des processus microphysiques dans l'atmosphère sera plus complète.

Nous avons validé nos hypothèses en comparant nos résultats avec ceux obtenus par d'autres méthodes déjà élaborées et testées pour révéler la microphysique des précipitations. Pour la validation de nos résultats, nous avons utilisé les données

du disdromètre POSS situé à la station météorologique de Dorval ainsi que celles du radar à visée verticale (VPR) situé à Ste-Anne-de-Bellevue à proximité du radar McGill, et occasionnellement les images du profileur du vent UHF, située sur le toit du Burnside Hall de l'Université McGill au centre-ville de Montréal. Nous avons utilisé les images générées par l'algorithme d'identification des hydrométéores appliqué au radar polarimétrique de McGill. L'analyse préliminaire des cas choisis a été faite en nous servant des données du sondage aérologique de Maniwaki et des stations les plus proches en amont.

Ce mémoire est organisé comme suit :

Dans le premier chapitre, nous présentons les notions de base sur la polarisation des ondes électromagnétiques et les variables polarimétriques, ainsi que la relation entre les valeurs des variables polarimétriques et les propriétés des différents types d'hydrométéores. Nous introduisons la microphysique des précipitations, les processus importants en présence dans les précipitations stratiformes, les hydrométéores impliqués et les signatures polarimétriques typiques. À la fin, nous décrivons les outils et les méthodes utilisés pour extraire la microphysique des précipitations, tels que le radar à visée verticale (VPR), le disdromètre (POSS) et la méthode pour l'identification des hydrométéores basée sur l'algorithme de la logique floue. Les données obtenues par ceux-ci ont servi pour la validation des résultats de notre étude.

Dans le chapitre 2, nous présentons les instruments utilisés dans cette étude, les contraintes de la géométrie du radar ainsi que le choix du domaine spatial et les cas choisis. Nous décrivons ensuite la méthodologie élaborée dans cette étude pour le traitement adéquat des données du radar polarimétrique.

Dans le chapitre 3, nous montrons les résultats obtenus : les profils verticaux moyens des variables polarimétriques et la distribution des variables polarimétriques Z_{dr} , R_{hv} et K_{dp} dans l'espace Z-H. Nous finissons ce chapitre avec une étude de quatre cas d'intérêt pour lesquels une étude plus poussée a permis de valider les résultats obtenus.

CHAPITRE I

LES VARIABLES POLARIMÉTRIQUES ET LES PROCESSUS MICROPHYSIQUES DES PRÉCIPITATIONS

Dans ce chapitre, nous présenterons d'abord des notions de base sur les ondes polarimétriques, les variables polarimétriques et les propriétés des hydrométéores. Ensuite, nous introduirons les processus les plus importants qui entrent en jeu dans les précipitations stratiformes, ainsi que les hydrométéores impliqués et les signatures polarimétriques typiques qui les caractérisent. À la fin, nous présenterons les différentes méthodes développées pour extraire la microphysique des précipitations.

1.1 La polarisation des ondes électromagnétiques et les variables polarimétriques - notions de base

Les ondes électromagnétiques sont définies par l'amplitude, la phase, la longueur d'onde et l'état de polarisation. La polarisation est désignée par la direction du vecteur électrique dans le plan de polarisation (figure 1.1). Elle peut être elliptique ou linéaire. Dans la nature la radiation non polarisée est la plus fréquente. D'habitude, la radiation anthropogène est polarisée.

Les propriétés polarimétriques des hydrométéores sont décrites par la matrice de rétrodiffusion S . (McCormik et Hendry, 1975). Elle relie les champs électriques incident (i) et rétrodiffusé (b) par la relation :

$$\begin{bmatrix} E_h \\ E_v \end{bmatrix}^b = \begin{bmatrix} s_{hh} & s_{hv} \\ s_{vh} & s_{vv} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} E_h \\ E_v \end{bmatrix}^i \frac{\exp(-jkr)}{r} \quad (1.1)$$

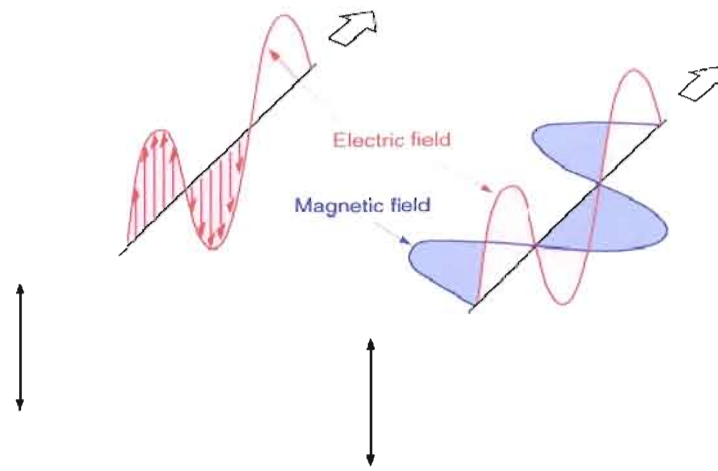


Figure 1.1 Polarisation des ondes électromagnétiques

Les index « h » et « v » font référence à des polarisations différentes, horizontale et verticale. Le premier index désigne le champ incident et le deuxième - le champ rétrodiffusé. Pour un milieu constitué d'hydrométéores, le signal rétrodiffusé peut être décrit par la matrice de covariance de rétrodiffusion :

$$\begin{bmatrix} \langle |s_{hh}|^2 \rangle & \langle s_{hv} s_{hh}^* \rangle & \langle s_{vv} s_{hh}^* \rangle \\ \langle s_{hh} s_{hv}^* \rangle & \langle |s_{hv}|^2 \rangle & \langle s_{vv} s_{hv}^* \rangle \\ \langle s_{hh} s_{vv}^* \rangle & \langle s_{hv} s_{vv}^* \rangle & \langle |s_{vv}|^2 \rangle \end{bmatrix} \quad (1.2)$$

Les différents termes de cette matrice sont reliés aux propriétés des hydrométéores dans le volume de résolution du radar, c'est-à-dire la taille, la phase thermodynamique, la forme et l'orientation. Il y a deux façons par lesquelles les hydrométéores affectent les mesures polarimétriques :

- 1) par l'effet de rétrodiffusion des ondes électromagnétiques des diffuseurs dans le volume de résolution;
- 2) par l'effet de propagation des ondes électromagnétiques des diffuseurs qui se trouvent entre le radar et le volume de résolution.

La rétrodiffusion des ondes électromagnétiques par les hydrométéores anisotropes affecte les amplitudes et les phases des ondes électromagnétiques. L'utilité de la matrice de covariance de rétrodiffusion (1.2) vient du fait qu'on peut en déduire les variables polarimétriques :

- le facteur de réflectivité pour la polarisation horizontale et verticale

$$Z_h = \left(4\lambda^4 / \pi^4 |K_w|^2\right) \cdot \langle |s_{hh}|^2 \rangle, \quad (\text{Battan, 1973}) \quad (1.3)$$

$$Z_v = \left(4\lambda^4 / \pi^4 |K_w|^2\right) \cdot \langle |s_{vv}|^2 \rangle, \quad (1.4)$$

- la réflectivité différentielle

$$Z_{DR} = 10 \log \left(\langle |s_{hh}|^2 \rangle / \langle |s_{vv}|^2 \rangle \right), \quad (\text{Seliga et Bringi, 1976}) \quad (1.5)$$

- le coefficient de corrélation

$$\rho_{hv}(0) = \langle s_{vv} s_{hh}^* \rangle / \left[\langle |s_{hh}|^2 \rangle^{1/2} \langle |s_{vv}|^2 \rangle^{1/2} \right], \text{ (Sachidananda et Zrnica, 1986)} \quad (1.6)$$

où s_{ij} est un élément de la matrice de rétrodiffusion;

$K_w = (\varepsilon_w - 1)/(\varepsilon_w + 2)$ est le facteur relié à la constante diélectrique de l'eau ;

ε_w est la constante diélectrique ;

λ est la longueur d'onde du radar ;

$\langle \rangle$ désignent la moyenne de l'ensemble pour une distribution des hydrométéores.

Si les effets de propagation sont considérés, les signaux rétrodiffusés qui traversent un milieu anisotrope sont soumis à l'atténuation et au changement de phase. Pour le radar en bande S, le déphasage différentiel de propagation est lié à l'atténuation. Le déphasage différentiel total et le déphasage différentiel spécifique peuvent être obtenus comme suit:

- le déphasage différentiel de propagation total

$$\Phi_{DP} = \Phi_{hh} - \Phi_{vv} \quad (1.7)$$

- le déphasage différentiel de propagation spécifique

$$K_{DP} = \frac{[\Phi_{DP}(r_2) - \Phi_{DP}(r_1)]}{2(r_2 - r_1)} \quad (1.8)$$

où ϕ_{hh} et ϕ_{vv} sont les phases des ondes polarisées horizontalement et verticalement.

Le radar polarimétrique transmet simultanément les ondes polarisées linéaires dans les plans horizontaux et verticaux. Les ondes rétrodiffusées polarisées dans les deux directions sont reçues simultanément mais séparément. Cela permet de calculer des paramètres additionnels des échos météorologiques. Le milieu anisotrope affecte les ondes polarisées orthogonales par les effets de rétrodiffusion et de propagation. En comparant les signaux rétrodiffusés de polarisation différente, on peut extraire de l'information sur l'orientation, la composition, l'indice de réfraction et le comportement des hydrométéores.

1.2 Les variables polarimétriques et les propriétés des hydrométéores

Les études faites jusqu'à maintenant montrent l'utilité des variables polarimétriques pour l'identification des types d'hydrométéores et leur application dans un milieu opérationnel. (Herzeg et Jameson, 1992, Doviak et Zrnica, 1993, Illingworth et Zrnica, 1995, Zrnica et Ryzhkov, 1999). Les trente dernières années ont été marquées par les études des hydrométéores et des signatures des variables polarimétriques dans les différents types de précipitations, *convectives* (Bringi et al., 1991; Fulton et Heymsfield, 1991; Herzeg et Jameson, 1992; Holler et al., 1994; Bringi et al., 1996; Bringi et al., 1997, Carey et Rutledge, 1998; Hubert et al., 1998) et *stratiformes* (Herzeg et Jameson, 1992; Zrnica et al., 1993; Ryzhkov et Zrnica, 1998). Les variables polarimétriques sont influencées par les propriétés des hydrométéores et plus précisément par le type, la forme, la taille et la densité des particules et leur constante diélectrique. L'intérêt porté aux variables polarimétriques s'explique par le fait qu'il est possible de déduire les propriétés microphysiques des hydrométéores à distance à l'aide du radar polarimétrique.

1.2.1 Le facteur de réflectivité Z_H , Z_V

Le facteur de réflectivité pour les ondes polarisées horizontalement ou verticalement est proportionnel à la section efficace de rétrodiffusion des hydrométéores intégrée au volume. Pour une particule de taille donnée, les valeurs de Z_H et Z_V dépendent de la constante diélectrique et celles-ci sont plus grandes pour la pluie que pour la glace. Le facteur de réflectivité dépend de l'étalonnage du radar et sa valeur est affectée par l'atténuation dans des précipitations fortes.

1.2.2 La réflectivité différentielle Z_{DR}

La réflectivité différentielle est reliée au rapport des axes **a/b** de la particule (**a** est le rayon de l'axe horizontal et **b** celui de l'axe vertical) et à la taille des hydrométéores. (Seliga et Bringi, 1976). La variable peut être interprétée comme la mesure du rapport moyen des axes des hydrométéores dans le volume de résolution. La valeur de Z_{DR} est positive pour les diffuseurs de Rayleigh ayant leur axe vertical dans le plan de polarisation, et négative si l'orientation est contraire. Les grands hydrométéores ont plus d'effet sur les valeurs de Z_{DR} que les petits. La réflectivité différentielle Z_{DR} est indépendante de la concentration totale mais dépend des effets de propagation et de l'étalonnage du radar.

1.2.3 Le coefficient de corrélation ρ_{hv}

Le coefficient de corrélation, pour des diffuseurs de Rayleigh, dépend de la variabilité de la taille des particules. La valeur de ρ_{hv} diminue si la variété des tailles et de l'orientation des hydrométéores augmente. (Balakrishnan et Zrnica, 1990; Zrnica et al, 1993). La décorrélation entre les échos polarisés horizontalement et verticalement est significative si les particules sont grandes, ont une forme irrégulière, sont fondantes, ou si c'est un mélange de particules plutôt que des particules identiques d'un même type. Ce paramètre est indépendant de l'étalonnage du radar, de la concentration des hydrométéores et des effets de propagation. Les échos de sol ont des valeurs très petites, ce qui facilite leur élimination par rapport aux échos de précipitations.

1.2.4 Le déphasage différentiel de propagation totale Φ_{DP}

Le déphasage différentiel de propagation totale Φ_{DP} est un paramètre mesuré directement. Dans un volume rempli d'hydrométéores orientés horizontalement, les ondes polarisées horizontales se propagent plus lentement et elles ont un déphasage plus grand si on les compare à des ondes polarisées verticales. Ce paramètre dépend de la forme et de la concentration des hydrométéores.

1.2.5 Le déphasage différentiel spécifique de propagation K_{DP}

Le déphasage différentiel spécifique de propagation K_{DP} représente la différence entre les phases des ondes rétrodiffusées polarisées horizontalement et verticalement, cela mesuré sur un kilomètre (1.8). Ce paramètre est sensible aux hydrométéores anisotropes. Les valeurs de K_{DP} croissent avec l'augmentation de la constante diélectrique du milieu et avec la déformation des hydrométéores (aplatis ou allongés). Ces valeurs de K_{DP} dépendent de la concentration des particules.

Le déphasage différentiel spécifique de propagation K_{DP} est très utile pour l'estimation du taux de précipitation (Zrníc et Ryzhkov, 1996) dans le cas des hydrométéores anisotropes, parce que K_{DP} est indépendant de l'étalonnage du récepteur/transmetteur et de l'atténuation.

1.3 Microphysique des précipitations stratiformes et identification des hydrométéores

1.3.1 Les processus importants dans les précipitations stratiformes

La majeure partie des précipitations observées dans les latitudes moyennes est le résultat de processus qui opèrent dans les nuages froids ou mixtes. Les processus qui contribuent à la formation et la croissance des hydrométéores dans l'atmosphère dépendent de la température de la couche d'air et des conditions dynamiques et thermodynamiques. Étant donné que l'intérêt principal de notre étude porte sur les précipitations stratiformes, nous ferons souvent référence à la réflectivité Z puisque

sa signature caractéristique est toujours présente dans ces cas (la ligne en noire sur la figure 1.3.1). Nous avons examiné les processus microphysiques par rapport aux trois régions importantes observées dans les précipitations stratiformes : la région de la neige, la couche de fusion et la région de la pluie.

Vu la complexité des processus physiques dans la couche de fusion, nous avons concentré nos efforts sur les processus microphysiques les plus importants qui entrent en jeu dans la formation des précipitations stratiformes et qui opèrent de part et d'autre de la couche de fusion :

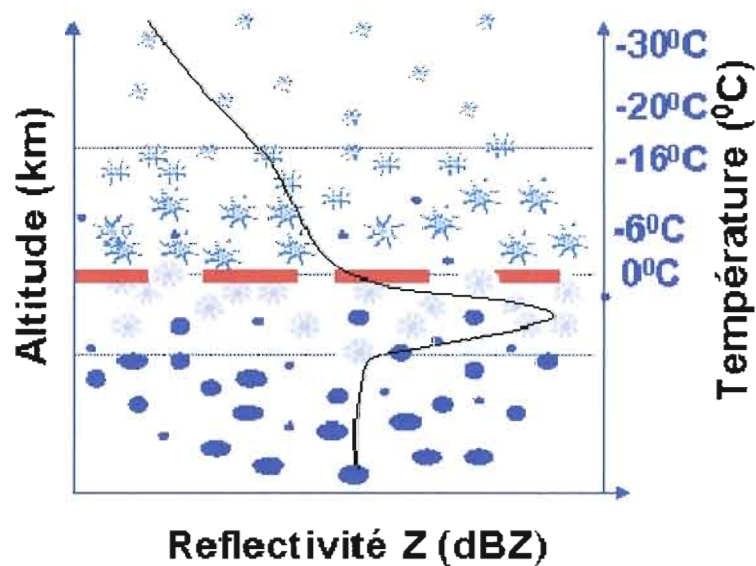


Figure 1.3.1 Les trois régions de microphysique différentes dans les précipitations stratiformes en fonction de l'altitude.

- La formation et la croissance des cristaux de glace par diffusion, l'accrétion, l'agrégation et la multiplication des particules de glace au-dessus de la couche de fusion ;

- La coalescence, le fractionnement et l'évaporation des gouttelettes de pluie en dessous de la couche de fusion.

Plus loin dans cette étude, nous examinerons la variabilité des signatures polarimétriques dans les régions de la neige et de la pluie et nous nous intéresserons aux processus microphysiques qui les provoquent. La variabilité des observables polarimétriques qu'on y retrouve nous oblige à considérer plus en détail les processus microphysiques dans la région de la neige.

1.3.1.1 La formation des cristaux de glace

La nucléation hétérogène

La nucléation hétérogène est un processus de formation des particules de glace à partir des molécules d'eau. Ce processus opère quand les molécules sont collectées par les noyaux de congélation (particules de poussière, aérosols, etc.) et gèlent autour d'eux. La nucléation hétérogène a lieu à des températures habituellement inférieures à -10°C et surtout autour de -15°C . Si les noyaux de congélation sont absents, la formation de glace débute à des températures beaucoup plus froides. Dans le cas où les embryons de glace existent déjà à des températures plus chaudes ($\sim -5^{\circ}\text{C}$), les plus grandes gouttelettes gèlent à des températures moins froides que les petites gouttelettes.

La déposition

C'est un processus de formation des particules de glace à partir de la vapeur d'eau dans un état saturé, à des températures inférieures à 0°C et en présence de noyaux glaciogènes. Ce processus fait en sorte, dans les nuages mixtes, que les petits cristaux de glace se forment et grossissent grâce à la vapeur d'eau fournie par

l'évaporation de petites gouttelettes d'eau (effet Bergeron). Il dépend de la température et il est très efficace dans les températures inférieures à -10°C et surtout entre -12°C et -15°C où la sursaturation atteint son maximum.

La multiplication des cristaux de glace

Ce processus (appelé aussi mécanisme de Hallett-Mossop) opère par la multiplication des cristaux de glace défragmentés quand les cristaux de glace viennent d'un niveau plus haut et passent à travers les régions où la température varie entre 0°C et -10°C . S'ils entrent en collision avec des gouttelettes surfondues, ces dernières gèlent et explosent en se multipliant. L'éclaboussement peut se produire à des températures variant entre 0°C et -10°C , tandis que la défragmentation mécanique des particules de glace a lieu à des températures inférieures à -10°C .

1.3.1.2 La croissance des cristaux de glace

La croissance des cristaux de glace par *diffusion*

Les cristaux de glace se forment et croissent en prenant différentes formes selon la température ambiante et le taux de sursaturation. Par exemple (voir la figure 1.3.2), les plaques hexagonales sont favorisées aux températures de 0°C à -4°C ; les colonnes de -4°C à -10°C ; les dendrites de -12°C à -16°C et les plaques de -16°C à -22°C .

La croissance des cristaux de glace par *givrage (accrétion)* des gouttelettes surfondues

Dans un nuage mixte, les cristaux de glace provenant d'une couche plus froide et passant à travers une couche d'eau surfondue grossissent par *accrétion* des gouttelettes surfondues. La particule givrée est appelée grésil ou neige roulée, selon

sa structure et sa densité. Les grêlons se forment aussi par accréation mais requièrent la présence de nuages convectifs, qui ont un fort contenu en eau liquide et où la dynamique joue un rôle important.

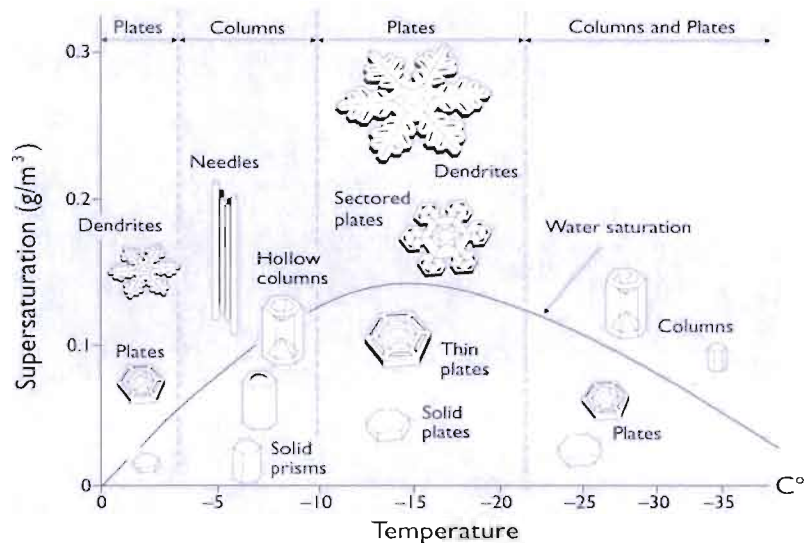


Figure 1.3.2 La formation des différents types de cristaux de glace en fonction de la température et de la sursaturation (<http://www.its.caltech.edu/~atomic/snowcrystals>).

La croissance des cristaux de glace par *agrégation*

Les cristaux de glace qui ont des vitesses de chute différentes peuvent entrer en collision et former des particules de plus grandes tailles. Ce processus est appelé *agrégation* et il prédomine si les vitesses verticales de l'air ambiant sont assez faibles. Les vitesses de chute des cristaux de glace dépendent de leurs formes et dimensions ainsi que de leur degré de givrage. Si la vitesse de chute pour les plaques et les colonnes dépend du diamètre des particules, celle des dendrites n'en dépend presque pas. Les colonnes et plaques ont une plus grande vitesse de chute et, en passant par les couches de l'atmosphère où se forment les dendrites, peuvent accélérer

l'agrégation. Un autre facteur qui influence l'agrégation est la possibilité d'adhérence des particules en cours de collision. Cette probabilité augmente avec la température (surtout importante pour les températures entre 0°C et -6°C) et la forme complexe des particules (comme les dendrites).

1.3.2 Les propriétés des hydrométéores impliqués dans les précipitations stratiformes et leurs signatures polarimétriques typiques

Dans notre étude, on cherche à trouver des relations entre les signatures polarimétriques typiques des précipitations stratiformes et les types dominants d'hydrométéores observés. Dans les articles les plus récents, on considère généralement les types d'hydrométéores suivants (Straka et al, 2000):

- La pluie (faible, modérée, forte, extrêmement forte)
- La neige
- Le mélange d'hydrométéores de phases différentes
- Le grésil/petite grêle
- La grêle

La température est aussi prise en considération dans la classification et on s'en sert pour éliminer certaines ambiguïtés. Il existe des études récentes où on peut trouver sous forme de tableaux ou de graphiques les valeurs typiques des variables polarimétriques associées aux différents hydrométéores (Doviak et Zrnica, 1993, Straka et al, 2000). La particularité de la présente étude tient du fait qu'elle se concentre sur les précipitations stratiformes. Notre attention se porte sur la pluie, les cristaux de glace et la neige ainsi que le grésil et la neige fondante. La relation entre les propriétés des hydrométéores et les variables polarimétriques est commentée plus loin.

1.3.2.1 La pluie

Les gouttes de pluie sont considérées comme des sphéroïdes et la caractéristique importante des gouttelettes de la pluie du point de vue du radar polarimétrique est le rapport des axes a/b . Il dépend de la taille des gouttes :

$$a/b = 1.03 - 0.062D_e, \text{ (Pruppacher et Pitter, 1971)} \quad (1.9)$$

où D_e est le diamètre équivalent en mm.

Les gouttes où $D > 1\text{mm}$ s'aplatissent durant la chute et ont leur plus grand axe à l'horizontale. La répartition granulométrique des tailles des gouttes peut être approximée par une fonction exponentielle (la répartition granulométrique Marshall-Palmer) ou gamma. Sur le radar, on classe habituellement l'intensité de la pluie en fonction de limites climatologiques, d'après la réflectivité Z : faible ($Z_H < 30\text{dBZ}$), modérée ($30\text{dBZ} < Z_H < 40\text{dBZ}$), forte ($40\text{dBZ} < Z_H < 45\text{dBZ}$), très forte ($45\text{dBZ} < Z_H < 50\text{dBZ}$), intense ($50\text{dBZ} < Z_H < 57\text{dBZ}$) et extrêmement forte ($Z_H > 57\text{dBZ}$). Pour la pluie, le facteur de réflectivité (Z_H et Z_V) peut atteindre une valeur maximale d'environ 60dBZ .

Les valeurs de la réflectivité différentielle Z_{DR} dépendent de la taille des gouttes, plus précisément du rapport a/b . Puisque les gouttes sont habituellement déformées et tombent avec leur plus grand axe à l'horizontal, Z_{DR} prend une valeur positive. Étant donné une plus grande déformation des gouttes de grande taille que celles de petite taille, Z_{DR} prend pour ces premières une valeur supérieure.

Le déphasage différentiel K_{DP} pour les hydrométéores anisotropes, tels que les gouttes de pluie, prend des valeurs positives. Ainsi K_{DP} est utilisé pour différencier la

pluie des hydrométéores isotropes. Pour les gouttes de diamètre $1 < D_0 < 2$ mm, les valeurs de $K_{D\rho}$ sont habituellement inférieures à $0,5 \text{ deg.km}^{-1}$.

Les valeurs du coefficient de corrélation ρ_{hv} sont généralement proches de 1.00 (d'habitude plus grandes que 0,97). Une répartition granulométrique plus large des gouttes de pluie peut diminuer les valeurs de ρ_{hv} . Les oscillations des gouttes, leur coalescence ou fractionnement peuvent aussi diminuer la valeur de ρ_{hv} .

1.3.2.2 La neige, les agrégats de neige et la neige fondante

Les signatures polarimétriques de la neige et des cristaux de glace ne sont pas très prononcées à cause de la constante diélectrique et de la densité des particules. De plus, la variabilité des signatures dépend des formes des cristaux de glace présents, nombreuses et difficiles à modéliser.

Peu importe la forme des cristaux de glace et des agrégats, les valeurs de Z_H et Z_V sont en général plus faibles pour la neige que pour la pluie, à cause des effets diélectriques. Le facteur de réflectivité dépend de la densité des particules et varie entre 10 et 36dBZ environ. Les signatures polarimétriques sont plus prononcées pour la neige fondante et les agrégats fondants (environ 5 à 10dBZ de plus) à cause de l'augmentation de la densité des particules et de la constante diélectrique. D'habitude ces processus ont lieu dans la *couche de fusion* et on observe une bande brillante bien prononcée dans le profil vertical typique de la réflectivité Z . Le profil vertical de Z_H est utile pour différencier les agrégats de neige et le grésil au niveau de couche de fusion. Par exemple, l'absence d'une bande brillante prononcée indique souvent la présence du grésil.

Pour les cristaux de glace individuels bien orientés horizontalement, les valeurs de Z_{DR} sont positives. Les valeurs proches de 0dB sont associées à des petits cristaux de glace caractérisés par une petite valeur de la constante diélectrique et une faible densité, ainsi qu'aux cristaux de glace isotropes (presque sphériques ou qui roulent en tombant). La neige sèche produit des valeurs de Z_{DR} inférieures à 1dB. La neige fondante contribue à des grandes valeurs positives de Z_{DR} . Les valeurs de Z_{DR} pour des cristaux de glace à basses températures varient entre 0,4dB et 3,0dB quand la réflectivité Z_H varie entre 5 et 30dBZ. Pour la neige sèche à basse température, Z_{DR} varie entre 0dB et 0,2dB avec des valeurs de Z_H entre 5 et 30dBZ. Pour la neige mouillée, les valeurs sont $0,4 < Z_{DR} < 3,0dB$ pour les valeurs de réflectivité $30 < Z_h < 45dBZ$. Quand la neige fondante se transforme en gouttelettes de pluie, Z_{DR} diminue habituellement pour atteindre des valeurs typiques pour la pluie. Si le fractionnement des gouttes de pluie est observé, Z_{DR} diminue encore plus.

Les cristaux de glace orientés horizontalement donnent des valeurs de $0 < K_{DP} < 0,6 \text{ deg.km}^{-1}$ et de la réflectivité Z_H entre 5 et 30dBZ. Les cristaux orientés verticalement indiquent des valeurs négatives $0 > K_{DP} > -0,6 \text{ deg.km}^{-1}$ pour les mêmes valeurs de réflectivité Z . Ces dernières valeurs sont valides pour des températures inférieures à 0°C . Pour les agrégats fondants dans la couche de fusion, $K_{DP} \approx 0,5-1 \text{ deg. km}^{-1}$ (Zrnic et al., 1993).

Les valeurs de ρ_{hv} pour la neige pure sont les mêmes que pour la pluie pure parce qu'il n'y a pas de grande variation des angles d'inclinaison par rapport à la verticale. Les valeurs diminuent beaucoup dans les régions des agrégats fondants et des précipitations mixtes (de 0,90 à 0,5), notamment dans la couche de fusion.

1.3.2.3 Le mélange des hydrométéores de phase différente (la pluie - la grêle)

La grêle mouillée correspond à des valeurs du facteur de réflectivité Z_H ou Z_V supérieures à 55dBZ. Pour de la pluie mêlée à de la grosse grêle, les valeurs peuvent atteindre 60-80dBZ. Le mélange des grandes gouttes et de la petite grêle mouillée contribue aux valeurs positives de Z_{DR} . La présence de grêle de grande taille réduit les valeurs de Z_{DR} . Des valeurs extrêmes de Z_{DR} de 5 à 6 dB sont caractéristiques des grandes gouttes qui comportent des noyaux de glace.

Puisque la présence de la grêle n'influence pas beaucoup la valeur de K_{DP} , le mélange des particules *pluie - grêle* va produire des valeurs positives de K_{DP} ; les plus grandes particules d'un mélange pluie-grêle produisent les plus grandes valeurs de K_{DP} . Le coefficient de corrélation ρ_{hv} dans un mélange *pluie - grêle* prend des valeurs caractéristiques inférieures à 0,90 (Balakrishnan et Zrnic, 1990). Sous la couche de fusion, de façon générale, la valeur de ρ_{hv} diminue en raison de la contribution dominante de la pluie.

1.3.2.4 Le grésil/petite grêle

Le grésil, dont la taille varie entre 0,5 et 5 mm et la petite grêle, avec des dimensions entre 5 et 10 mm, sont souvent non distinguables par leur signature polarimétrique. Leurs formes sont plutôt sphériques ou coniques et le facteur de réflectivité $Z_H < 35dBZ$. Les particules sèches de faible densité ont des valeurs de $Z_H < 35dBZ$ tandis que le grésil mouillé de plus grande densité a des valeurs de $Z_H < 45dBZ$.

La réflectivité différentielle typique pour le grésil est négative et $Z_{DR} < 0\text{dB}$ si les particules sont allongées et tombent verticalement. Si les particules sont aplaties et tombent orientées horizontalement, $Z_{DR} > 0\text{dB}$. Si les particules sont mouillées, les signatures polarimétriques sont plus fortes à cause de la constante diélectrique et $Z_{DR} < 2\text{dB}$.

Le déphasage différentiel K_{DP} varie comme suit : $-0,5 \text{ deg.km}^{-1} < K_{DP} < 1,5 \text{ deg.km}^{-1}$ si la réflectivité $20\text{dBZ} < Z < 50\text{dBZ}$. Les particules orientées verticalement correspondent à des valeurs négatives de K_{DP} , tandis que celles orientées horizontalement sont liées à des valeurs positives. Le coefficient de corrélation ρ_{hv} est habituellement supérieur à 0,95 pour le grésil ou la petite grêle (Balakrishnan et Zrnica, 1990).

1.3.2.5 La grêle

La petite grêle (5 -10 mm) est presque sphérique. Quand sa taille augmente, la grêle devient conique ou elliptique et prend une forme plus irrégulière. La plupart des grêlons sont de forme aplatie et ont un rapport des axes entre 0,6 et 1. En tombant, la grêle effectue des mouvements giratoires et des culbutes, ce qui fait que la grêle semble isotrope et qu'on peut lui attribuer un rapport des axes égal à 1.

Pour la grêle, la réflectivité $Z_H > 45 - 55\text{dBZ}$. La grêle mouillée prend d'habitude des valeurs de réflectivité plus grandes à cause de la constante diélectrique. Le profil vertical de Z_H est typique pour la grêle.

La petite grêle est plus sphérique et les valeurs de $Z_{DR} \approx 0\text{dB}$. La grêle de plus grande taille peut être sphérique ou allongée et les valeurs de $Z_{DR} < 0\text{dB}$. Les mouvements complexes qu'effectue la grêle en tombant font que les grêlons de taille

différente semblent isotropes ou sphériques et $Z_{DR} \approx 0$ dB. Les valeurs de Z_{DR} varient de -2 à 0,5dB. Les valeurs positives sont caractéristiques de petits grêlons (diffuseurs Rayleigh orientés horizontalement).

Le déphasage différentiel spécifique $K_{DP} \approx 0$ deg.km⁻¹ parce que différents facteurs font que K_{DP} n'est pas sensible à la grêle : faible concentration, petite constante diélectrique et mouvements giratoires font de la grêle un hydrométéore isotrope.

Le coefficient de corrélation ρ_{hv} diminue quand la taille de la grêle augmente, la répartition des tailles des particules devient plus large, la grêle devient mouillée ou spongieuse ou la grêle est mêlée à d'autres hydrométéores de taille et de répartition granulométrique différente.

1.3.3 Identification des hydrométéores dans les précipitations. Les méthodes pour extraire la microphysique des précipitations

Historiquement, les études sur les processus microphysiques qui agissent dans les précipitations réunissent des techniques et des efforts divers. On a l'habitude, dans les écrits, d'examiner deux types de précipitation en tenant compte de leur dynamique différente:

- *Convective*, qui est associée à de forts courants ascendants, une inhomogénéité à l'horizontale et une absence de bande brillante dans la signature de la réflectivité Z.

- *Stratiforme*, qui est associée à de faibles courants ascendants à grande échelle, une homogénéité horizontale et une bande brillante bien définie dans le profil de la réflectivité Z.

À cause de l'importance du temps violent et des phénomènes extrêmes, les précipitations convectives qui leur sont associées ont été l'objet de recherche depuis longtemps. Les signatures des variables polarimétriques sont bien documentées sur ces phénomènes. (Bringi et al., 1986, Zrnica et al., 1993a, Straka, 1996, Hubbert et al., 1998, Balakrishnan et Zrnica, 1990, Holler et al., 1994). Les précipitations stratiformes ont aussi fait l'objet d'un grand nombre d'études (Hall et al., 1984, Bader et al., 1987, Zrnica et al., 1993, Zawadzki et Fabry, 1995, Ryzhkov et al., 2002). D'un point de vue microphysique, elles représentent un champ homogène qui reste encore propice à explorer.

Le radar polarimétrique s'est avéré très utile pour examiner la microphysique des précipitations stratiformes étant donné l'homogénéité horizontale des précipitations et le volume de résolution du radar, relativement important en comparaison des autres instruments de sondage de l'atmosphère. Les observations in situ par avion accompagnent parfois les grands projets (Bringi et al., 1986, Bringi et al., 1997, Ryzhkov et Zrnica, 1998). Les résultats des modèles numériques sont souvent comparés aux observations pour tester les hypothèses (Zrnica et al., 1993). Ces méthodes ont toutefois des résolutions temporelles et spatiales assez différentes, ce qui rend la vérification difficile.

Même si beaucoup de progrès a été accompli au cours des années, pouvoir discriminer les processus microphysiques et identifier les types d'hydrométéores à distance à l'aide du radar reste un grand défi en météorologie.

Différents algorithmes ont déjà été proposés pour déduire les types des hydrométéores d'après les données du radar polarimétrique (Holler et al., 1994, Matrosov et al., 1996, Vivekanandan et al., 1999, Zrníc et Ryzhkov, 1999, Liu et Chandrasekar, 2000, Straka et al., 2000). Ces algorithmes sont basés en grande partie sur des modèles d'hydrométéores dont les propriétés rétrodiffusées calculées sont comparées avec celles mesurées in situ. Des algorithmes automatisés exploitent le fait que les variables polarimétriques sont sensibles à la forme, la taille, la concentration des hydrométéores et à leur constante diélectrique. Des tables comprenant les valeurs spécifiques des variables polarimétriques associées à chaque type d'hydrométéores ont été utilisées comme base des schèmes de classification des hydrométéores (Doviak et Zrníc, 1993). Straka et Zrníc ont développé un schéma basé sur les limites strictes dans les valeurs typiques des variables polarimétriques des hydrométéores (Straka et Zrníc, 1993). Une méthode développée plus tard (Liu et Chandrasekar, 2000; Straka et al., 2000) a créé la base de l'algorithme opérationnel utilisé pour la classification des hydrométéores. Parmi tous les algorithmes qui existent présentement, celui de « *la logique floue* », (Vivekanandan et al, 1999), est jugé très convenable pour l'identification des hydrométéores. C'est une méthode qui opère avec des limites transitoires entre les valeurs des observables polarimétriques qui se chevauchent, et sont «floues». L'identification des hydrométéores par le radar polarimétrique de l'Observatoire J. S. Marshall à l'Université McGill est basée sur cette dernière méthode. Dans l'exemple illustré sur la figure 1.3.5, on peut distinguer 15 types d'hydrométéores et on attribue à chacun une couleur différente. Cette image PPI (Plan Position Indicator) du radar McGill montre une bande brillante bien définie, constituée de neige mouillée (WSn, en vert foncé). En dessous de la bande brillante, on peut identifier la pluie (R-, en orange) et la bruine (DRZ, en jaune). Au-dessus de la bande brillante, on retrouve la neige sèche (DSn, bleu foncé) et les cristaux de glace (Ix, en vert).

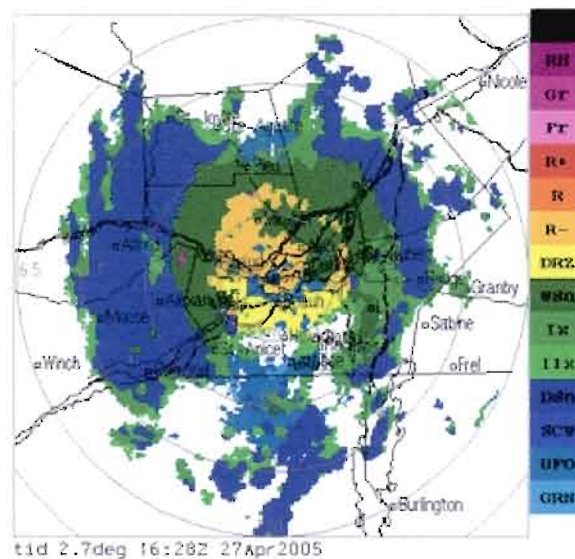


Figure 1.3.5 Identification des hydrométéores dans un milieu opérationnel. L'image PPI du radar McGill à un angle d'élévation de 2.7°, le 27 avril 2005 à 1628Z

Une autre méthode souvent utilisée pour illustrer la microphysique des précipitations depuis une quinzaine d'années est basée sur les mesures du *radar à visée verticale (VPR)*. On utilise le VPR pour fournir de l'information sur le spectre Doppler et la réflectivité dans les précipitations (Zawadzki et Fabry, 1995, May et Keenan, 2005, Fabry et Zawadzki, 2001, Zawadzki et al., 2001a) et identifier les hydrométéores dans les différentes régions des précipitations. Le spectre Doppler des vitesses est très utile pour la discrimination des particules puisque la neige et la pluie ont des vitesses de chute différentes. L'image observée par le spectre Doppler est complétée par les valeurs de la réflectivité Z qui, selon le type d'hydrométéores, se retrouvent dans des intervalles des valeurs typiques. Cette méthode est très utile pour les précipitations stratiformes, où on peut identifier les hydrométéores d'après leur réflectivité et leur vitesse de chute (voir figure 1.4.1).

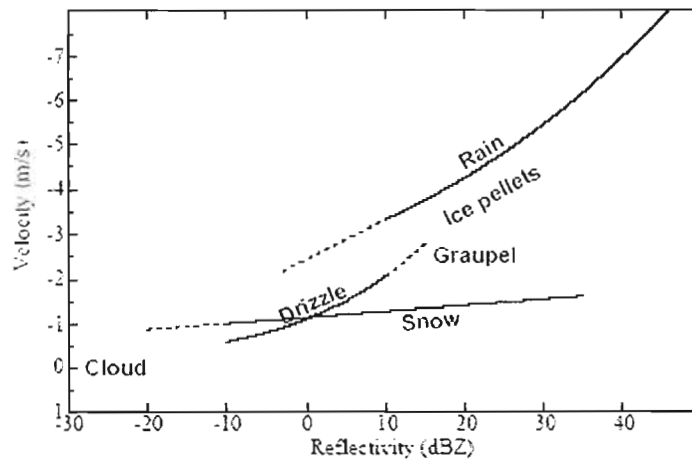


Figure 1.4.1 La réflectivité en fonction de la vitesse de chute des hydrométéores (tiré de F. Fabry et I. Zawadzki, 2000)

On voit que chaque type d'hydrométéores est unique dans un intervalle de la combinaison Réflectivité (dBZ) - Vitesse (ms^{-1}). Les processus comme l'agrégation et le givrage dans la région de la neige sont facilement repérés à l'aide de cette technique. Pour des situations où de la pluie faible à modérée est observée, le scénario de la formation et de la croissance des particules de glace comprend quatre étapes : 1) formation et croissance des cristaux de glace au sommet des nuages; 2) croissance par déposition jusqu'au niveau où la température atteint -6°C ; 3) croissance par agrégation dans la couche où la température varie entre -6°C et 2°C ; 4) fonte des flocons de neige. D'habitude, les couches épaisses d'air chaud contribuent à l'agrégation des particules de glace. Dans les situations de forts courants ascendants de l'air ambiant, le givrage est favorisé davantage.

Comme le volume de résolution du radar à visée verticale VPR est comparable à celui du radar en bande S et que ceux-ci sont situés assez près l'un de

l'autre (voir Figure 2.1), il nous sera possible dans cette étude de comparer les résultats obtenus.

Les images du VPR sont très utiles pour l'identification des hydrométéores, surtout dans les précipitations stratiformes où une bande brillante est présente. À titre d'exemple, la figure 1.4.2 illustre un cas particulier de précipitation (Gyu Won Lee, 2003) où de la pluie ou de la bruine au sol a été observée lors de trois périodes de temps consécutives. Les trois périodes sont identifiées respectivement par une ligne de couleur différente. L'analyse de la réflectivité et des vitesses Doppler des particules ainsi que l'information additionnelle donnée par le sondage aérologique (qui n'est pas montré ici) nous permettent de faire correspondre les trois périodes de temps à trois processus microphysiques différents : agrégation intense (ligne noire), agrégation modérée (ligne rouge) et formation de bruine (ligne bleue).

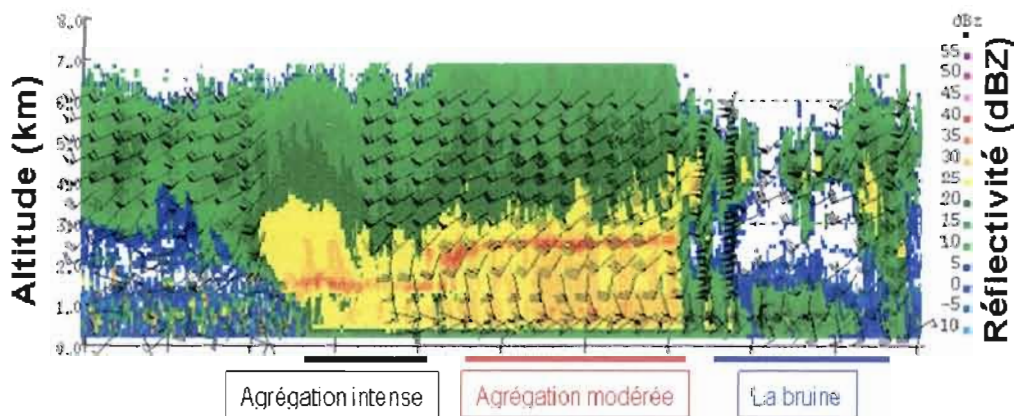


Figure 1.4.2 La réflectivité en fonction de l'altitude dans des précipitations stratiformes (tiré de Lee, 2003)

Une nouvelle approche pour comprendre les processus microphysiques dominants à l'aide des données du disdromètre a été développée par I. Zawadzki et G. W. Lee (Zawadzki et Lee, 2005). En examinant la variabilité de la répartition

granulométrie des particules au sol, les auteurs ont interprété les résultats du disdromètre du point de vue des processus microphysiques responsables de la formation et la croissance des particules. Nous avons appliqué cette nouvelle méthode pour vérifier nos hypothèses et ainsi établir une cohérence entre nos résultats et ceux provenant des données du disdromètre POSS (Precipitation Occurrence Sensor System). Les résultats sont exposés dans le chapitre 3.

En éliminant la variabilité de la répartition granulométrique due aux fluctuations temporelles et spatiales des précipitations et surtout la variabilité stochastique, observationnelle et instrumentale, les variations dans la répartition granulométrique des particules au sol peuvent être attribuées aux processus microphysiques en présence. En appliquant une technique de filtration des données du POSS appelée « SIFT » (Sequential Intensity Filtering Technique) suivie d'une normalisation (Gyu Won Lee, 2003), on obtient la répartition granulométrique normalisée :

$$N(D) = R^\alpha g(DR^{-\beta}) \quad (2.0)$$

$$\alpha = 1 - 4.67\beta \quad (2.1)$$

où α et β sont des exposants de la normalisation et $g(x)$ est la répartition granulométrique des particules normalisée qui définit sa forme générique, $N(D)$ est le nombre des particules de diamètre D . Le diamètre normalisé est défini comme :

$$x = DR^{-\beta} \quad (2.2)$$

Il est intéressant de souligner que le paramètre β ainsi que la forme $g(x)$ dépendent des processus de formation et de croissance des particules. L'exposant b

dans la relation R-Z ($Z = aR^b$) est indépendant de la forme de $g(x)$ et relié à β comme suit:

$$b = 1 + 2,327\beta \quad (2.3)$$

En général, le paramètre α décrit le changement dans la concentration tandis que le paramètre β décrit la croissance des particules. Dans l'annexe A, on trouve plus d'information sur le modèle conceptuel qui est à la base de cette technique. Les résultats de l'application de ce modèle montrent que, dans les situations où on peut observer un processus microphysique dominant, la courbe de la répartition granulométrique montre un comportement spécifique. La normalisation donne des courbes assez définies mais qui ont des valeurs de β différentes selon le processus dominant. Cette technique se prête bien à l'étude des cas de précipitations stratiformes parce que, dans le cas de la pluie (faible à modérée), le changement de la répartition granulométrique est assez minime en dessous de la couche de fusion et ce sont les processus dominants dans la région de la neige qui influencent principalement la répartition granulométrique des particules au sol.

La nouvelle technique, qui utilise les résultats des données du POSS et les jumelle aux processus microphysiques dominants dans les précipitations stratiformes, représente un autre moyen pour vérifier la cohérence de nos hypothèses et les résultats obtenus par les données du radar polarimétrique.

À titre d'exemple, on présente, pour les mêmes périodes de temps pour lesquelles l'image de VPR est illustrée sur la figure 1.4.2, les répartitions granulométriques au sol attribuées aux différents processus microphysiques (figure 1.4.3). Pendant la première période (souligné en noir) on observe, à cause de la présence d'une inversion, des températures entre 0 et -6°C dans une couche de

l'atmosphère de plus de 2 km d'épaisseur. On peut supposer que de l'agrégation de forte intensité peut se produire dans ces conditions. La période suivante (souligné en rouge) est caractérisée par une couche de 1 km d'épaisseur, où on peut suggérer une agrégation moins intense que durant la première période. La troisième période est un épisode de bruine issue de cellules à bas niveau dans un nuage chaud. Pour ces trois périodes de temps, la répartition granulométrique a été examinée avec la nouvelle technique SIFT, suivi par la normalisation et les résultats sont illustrés sur la figure 1.4.3. La répartition granulométrique varie selon le processus microphysique dominant. Comme on peut le constater, les valeurs du paramètre β changent en conséquence. Les processus microphysiques dominants dépendent du comportement de la répartition granulométrique (voir l'Annexe A). Par exemple, sur la figure 1.4.3 (a) et 1.4.3 (b) le *pivotage* des courbes est autour de $D \neq D(0)$ mais les valeurs de β suggèrent un processus dominant différent pour chaque cas. Dans l'exemple, les plus grandes valeurs de β ($\beta > 0,214$) correspondent à l'agrégation la plus intense (figure 1.4.3 (a)). Sur la figure 1.4.3 (b) les valeurs de β ($\beta \approx 0,214$) suggèrent des processus semblables à ceux habituellement observés dans les précipitations stratiformes (β proches des valeurs de la distribution Marshall-Palmer). Sur la figure 1.4.3 (c), le pivotage des courbes se fait autour d'une valeur de diamètre proche de 0 mm, ce qui suggère un processus différent des deux précédents. Sur la figure 1.4.3 (d), les trois courbes représentent les trois périodes en question. Les points représentent les observations individuelles et les lignes pleines décrivent la répartition granulométrique après traitement des données avec SIFT et normalisation.

La présente méthode nous a donné la possibilité d'extraire le processus microphysique dominant avec les données du POSS. On a utilisé l'analyse des données du POSS comme point de repère dans notre étude pour valider les résultats obtenus des diagrammes des variables polarimétriques.

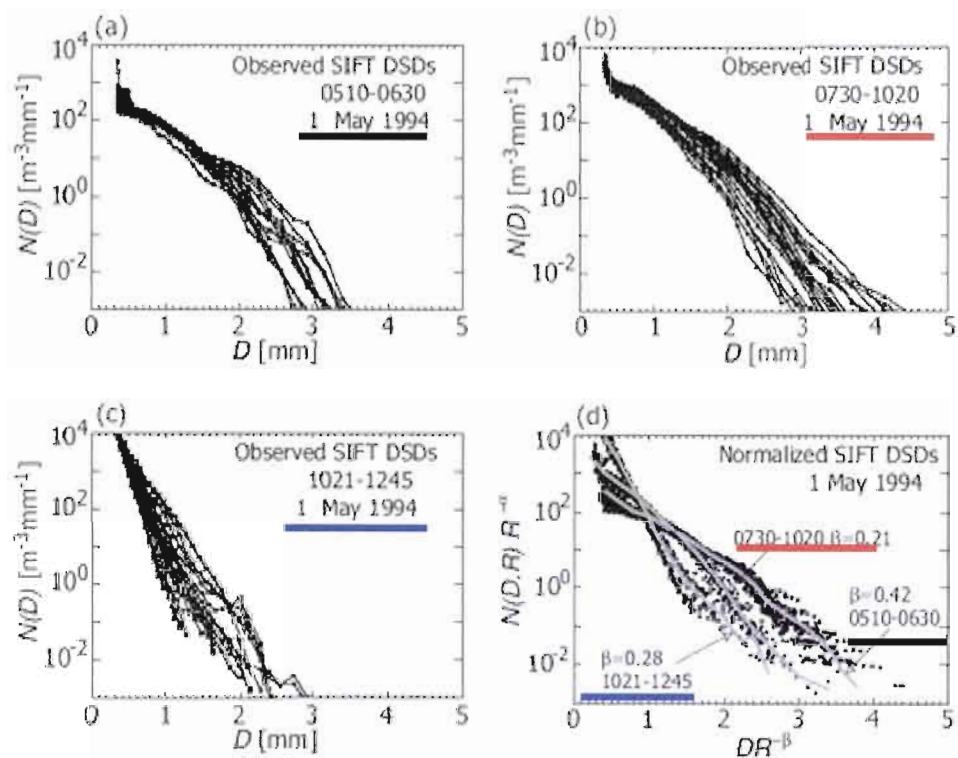


Figure 1.4.3 La distribution granulométrique pour différentes périodes de temps illustrant l'influence de la microphysique (agrégation intense, agrégation modérée et la formation de la bruine)

CHAPITRE II

MÉTHODOLOGIE

Dans ce chapitre, nous présentons les instruments dont les données sont utilisées, les particularités de la géométrie du radar ainsi que le choix du domaine spatial et des cas d'études. À la fin, nous présentons la méthodologie pour le traitement des données polarimétriques, qui a été élaborée spécialement pour cette étude.

2.1 Instruments utilisés pour les données de cette étude

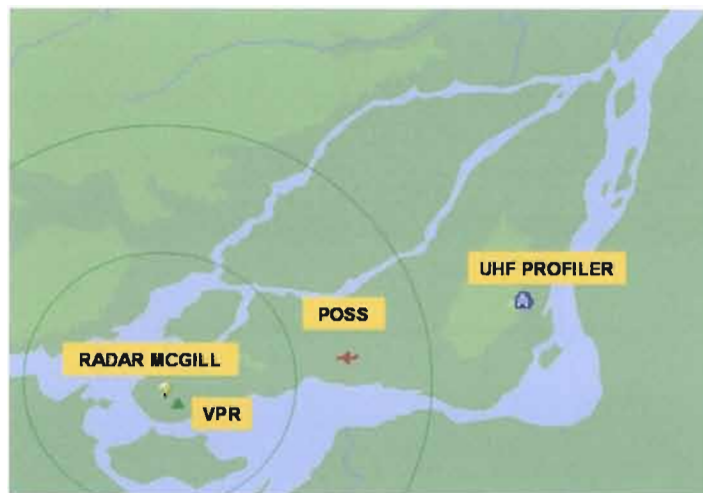


Figure 2.1 Les instruments utilisés

Pour notre étude, nous avons utilisé des observations obtenues de plusieurs instruments situés à différents endroits : le radar Doppler en bande S, le disdromètre POSS, le VPR et le profileur UHF.

Le radar Doppler en bande S de l'Université McGill est situé à Ste-Anne-de-Bellevue, à 15,5 km de la station météorologique de Dorval où se trouve le disdromètre POSS. Le POSS est un radar Doppler en bande X, bistatique, qui mesure le signal dont la fréquence dépend de la vitesse Doppler des particules en chute et dont l'amplitude dépend de la taille des hydrométéores. Dans notre étude, les données du POSS sont utilisées pour obtenir la répartition granulométrique des particules au sol.

Le radar à visée verticale VPR est un radar en bande X qui possède des capacités Doppler. Il est situé à Ste-Anne-de-Bellevue. Il peut générer des images dans les coordonnées « temps - hauteur » de la réflectivité et de la vitesse Doppler. En interprétant ces images on peut faire la différence entre les précipitations dont la hauteur peut s'étendre à la verticale jusqu'à 10 km et les cibles non météorologiques (les oiseaux et les insectes). On peut observer la bande brillante caractéristique des précipitations stratiformes, qui montre la coexistence des différentes phases des hydrométéores.

Le profileur du vent UHF est une sorte de radar à visée verticale qui possède une résolution permettant de mesurer la vitesse du vent et le signal rétrodiffusé par des échos dans une colonne d'air juste au-dessus du capteur. Il peut discriminer la pluie, la neige et les fluctuations turbulentes en air clair. Le profileur est situé sur le toit de Burnside Hall de l'université McGill au centre-ville de Montréal. Le profileur peut voir les cibles à partir de 100 mètres de hauteur et atteindre 6 kilomètres et plus dans les précipitations.

2.2 Contraintes de la géométrie du radar

Le principal instrument utilisé pour les données de notre étude est le radar Doppler en bande S. À chaque 5 minutes, le radar effectue une série de rotations azimutales de 360 degrés pour chacune des 24 élévations (rotations volumétriques de 1 km de résolution et de 1 degré d'azimut). Les données du radar ainsi obtenues sont emmagasinées pour chaque angle d'élévation α , chaque angle azimutal θ et chaque kilomètre en distance radiale. Les angles d'élévations vont de $0,5^\circ$ à 34° . La figure 2.2 illustre le type de balayage radar et de volume spatial étudié autour de la station de Dorval. Notre étude comprend des données dans un volume spatial environ 10 km par 10 km autour de Dorval.

La courbure de la Terre fait que le faisceau du radar se retrouve à une certaine hauteur au-dessus du sol même si l'angle d'élévation est 0 degré. Pour tenir compte de la courbure de la Terre, il est nécessaire d'effectuer une correction de la hauteur pour chaque angle d'élévation ; pour les distances entre 10 et 20 km du radar, la correction est négligeable pour les besoins de notre étude.

La contamination par des échos de sol constitue un problème important pour les données du radar. Elle est causée par la proximité du radar des obstacles naturels du terrain comme, entre autres, le Mont Royal. Pour s'assurer qu'on travaille avec des données représentatives, nous avons été obligés de considérer les données prises à une hauteur minimum de 1 km au-dessus de la surface terrestre.

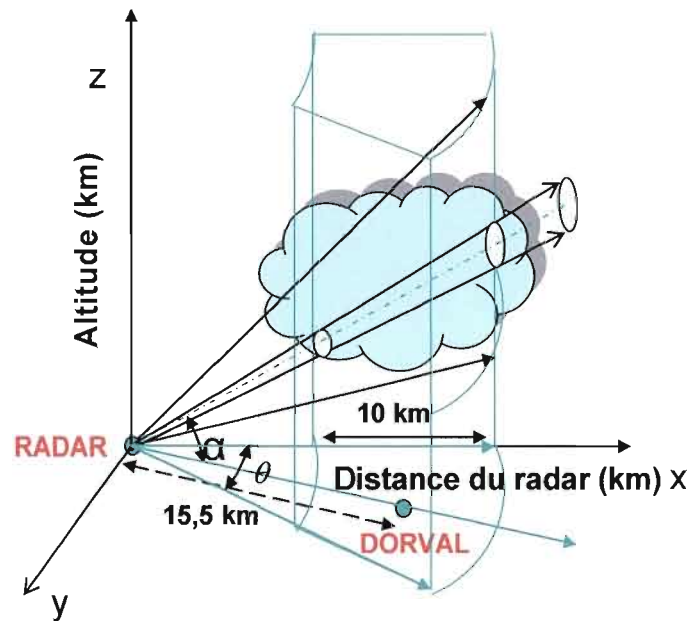


Figure 2.2 Le balayage du radar et le domaine spatial étudié

2.3 Domaine spatial à étudier

Le domaine spatial étudié autour de Dorval comprend une aire de 10 km par 10 km dans le plan horizontal (voir figure 2.3). L'aire est délimitée par une ligne mauve sur la figure 2.3. Si nous avons choisi ce domaine spatial, c'est que le radar à balayage opérationnel à haute vitesse introduit des erreurs de mesure. Un moyen de minimiser ces erreurs est de faire la moyenne des valeurs des variables polarimétriques sur une grande étendue.

Notre étude s'intéresse en particulier aux phénomènes qui se situent dans la région de la neige au-dessus de la couche de fusion ainsi que dans la région de la pluie. Pour englober les événements qui se produisent dans la région de la neige et leurs effets dans la région de la pluie, il s'avère nécessaire de faire une moyenne dans

l'espace et/ou dans le temps. Nous avons choisi de faire une moyenne dans l'espace sur une étendue de 10 km par 10 km et de construire les profils verticaux des variables polarimétriques à chaque 5 minutes. Nous avons fait ce choix parce que :

- Le cisaillement du vent horizontal cause souvent des traînées de précipitations qui sont observées sur une grande distance horizontale; à cause de cela, les précipitations à une certaine hauteur résultent souvent de différents processus microphysiques;
- Les précipitations stratiformes auxquelles on s'intéresse présentent des propriétés qui varient en altitude mais qui possèdent une homogénéité horizontale.

Le travail que nous avons fait a pris en compte les données du POSS, qui est situé à Dorval. Puisque celles-ci et les données du radar polarimétrique sont disponibles pour des périodes de temps identiques, on pourra comparer les résultats. Le radar à visée verticale (VPR) étant situé à Ste-Anne-de-Bellevue, les conclusions que nous tirerons des comparaisons des données du POSS et du radar polarimétrique avec celles du VPR, devront être évaluées avec discernement.

Les deux paramètres principaux, la réflectivité Z et le taux de précipitation R , dépendent de la répartition granulométrique des particules $N(D)$.

$$\langle \bar{Z} \rangle = \left\langle \int D^6 N(D) dD \right\rangle = \int D^6 \langle N(D) \rangle dD \quad (2.4)$$

$$\langle \bar{R} \rangle = \left\langle \int D^{3.67} N(D) dD \right\rangle = \int D^{3.67} \langle N(D) \rangle dD \quad (2.5)$$

où les crochets indiquent la moyenne dans l'espace et la barre – la moyenne dans le temps. Les équations 2.4 et 2.5 démontrent que la moyenne dans le temps et l'espace de R et Z dépendent de la moyenne dans l'espace et dans le temps de la répartition granulométrique des particules.

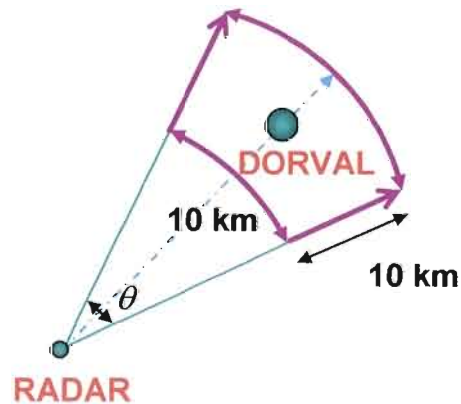


Figure 2.3 La configuration du domaine spatial à étudier dans le plan horizontal

2.4 Choix des cas à étudier

Notre étude se concentre sur les précipitations stratiformes et le choix du domaine spatial d'intérêt se prête bien à l'étude de celles-ci. Nous avons quand même étudié quelques cas convectifs classiques juste pour faire la comparaison. Nous avons choisi 22 cas stratiformes parmi les événements de précipitations observés s'échelonnant de novembre 2003 à avril 2005. Les profils moyens obtenus sont le résultat de 126 heures d'observations du radar. La durée d'un événement particulier est entre 1 et 6 heures.

Les cas ont été choisis d'après la morphologie des échos des précipitations du profileur UHF, du VPR ou du radar en bande S. On a recherché les cas de précipitations stratiformes au moyen des images du radar Doppler de l'Université McGill, des images du VPR situé à Ste-Anne-de-Bellevue et du profileur UHF au centre-ville de Montréal. Les cas étudiés ont été choisis en fonction de la hauteur de la bande brillante. Étant donné la contamination possible par des échos de sol à cause de la proximité du Mont Royal de la station de Dorval, il s'est avéré utile de choisir des cas où la bande brillante est située au-dessus de 1,0 km.

2.5 Traitement des données polarimétriques

Pour s'assurer qu'on travaille avec des données représentatives, non contaminées par la propagation anormale (AP) et des cibles non météorologiques (CNM) comme les insectes, les oiseaux ou les échos de terrain, nous avons éliminé toutes les données qui répondent aux critères suivants :

- Valeurs de réflectivité $Z < 10\text{dBZ}$
- Valeurs des échos de sol dont la probabilité est $>10\%$
- Valeurs de $R_{\text{HV}} < 0,8$. Ceci élimine avec succès les échos de AP et CNM

Étant donné que les valeurs de Z_{dr} sont importantes pour notre étude, nous nous sommes assurés d'utiliser des données obtenues après que l'étalonnage des valeurs de Z_{dr} eut été effectué. Cet étalonnage a été fait selon deux méthodes. Avant octobre 2004, on calculait le décalage de Z_{dr} en se servant des échos de terrain. Cette valeur fluctuait et devait être ajustée pour chaque cas. Les valeurs du décalage

variaient entre 0,0 et 0,5dB. En octobre 2004, un nouveau récepteur fut installé. La stabilité des signaux nouvellement acquise a abouti à un décalage fixe de 2,2dB.

Pour obtenir les profils verticaux moyens des variables polarimétriques, nous avons testé différentes façons de faire la moyenne des données emmagasinées à chaque 5 minutes sur une étendue de 10 km par 10 km. Vu la particularité du balayage spatial du radar en hauteur (angles d'élévation précis) et l'augmentation du volume de résolution en distance, nous avons trouvé que l'on obtient des résultats satisfaisants si l'échelle en hauteur augmente de façon non linéaire. Nous avons catégorisé les profils verticaux d'après la réflectivité Z dans la région de la pluie.

Nous avons présenté la variabilité des observables polarimétriques dans l'espace Réflectivité (Z) - Hauteur (H) pour étudier les différents processus microphysiques dominants. Ainsi chaque diagramme en couleur représente la distribution des valeurs moyennes d'une variable polarimétrique : Zdr, Rhv ou Kdp dans un système de coordonnées réflectivité (Z) – hauteur (H). Sur la figure 2.5.1, la réflectivité Z en dBZ est présentée sur l'axe X, et la hauteur en km par rapport au niveau de référence 0 (max de l'intensité de la bande brillante) est présentée sur l'axe Y. Les valeurs des variables polarimétriques sont affichées sur les barres en couleurs à droite de chaque diagramme. Le profil moyen de la réflectivité Z pour chaque cas est superposé en ligne noire. Chaque valeur en couleur sur le diagramme représente la valeur moyenne de la variable polarimétrique à une certaine hauteur. La grandeur de résolution du diagramme est $\Delta H = 200$ m et $\Delta Z = 2$ dBZ. Pour obtenir un diagramme, on s'est servi, pour chaque variable, des données emmagasinées pour un événement au complet.

Pourquoi a-t-on choisi de présenter l'information de cette façon?

Dans la troposphère, la température varie avec la hauteur. De plus, la température est, avec la sursaturation, le facteur le plus important pour le mode de formation et de croissance des hydrométéores. On peut donc s'attendre à ce qu'une représentation des variables polarimétriques en fonction de la hauteur nous dévoile de l'information sur les différents types de processus microphysiques.

La réflectivité Z est un paramètre qui dépend de l'intensité du signal rétrodiffusé, lui-même relié à l'intensité du processus d'évolution des particules. De plus, cette façon de procéder est utile parce qu'elle nous permet de donner une représentation graphique et compacte de la variabilité des observables polarimétriques dans le temps et dans l'espace et la possibilité d'extraire des processus microphysiques dominants pour l'événement complet ou pour une période de ce dernier.

Sur la figure 2.5.1, on montre la façon d'obtenir les diagrammes. Sur les trois premiers graphiques, on présente les variables polarimétriques Z_{dr} , K_{dp} et R_{hv} dans l'espace Z - H et sur le quatrième (à droite, en bas) le nombre de points provenant des profils individuels qui sont utilisés pour obtenir le diagramme. Chaque point du diagramme représente une moyenne des valeurs d'une variable polarimétrique (Z_{dr} , K_{dp} ou R_{hv}) dans l'espace $\Delta Z = 2\text{dBZ}$ et $\Delta H = 200\text{ m}$. Les couleurs sont utilisées pour présenter les valeurs des observables polarimétriques. Sur chaque diagramme est superposé, au moyen d'une ligne noire, le profil moyen de réflectivité Z pour ce cas précis. L'atout de ce diagramme consiste en ce que, pour l'obtenir, on a pris tous les profils individuels caractérisant un événement dans le temps et dans un volume spatial 10 km par 10 km . De cette façon, on peut observer la variabilité des observables polarimétriques dans le temps et dans l'espace pour un événement donné.

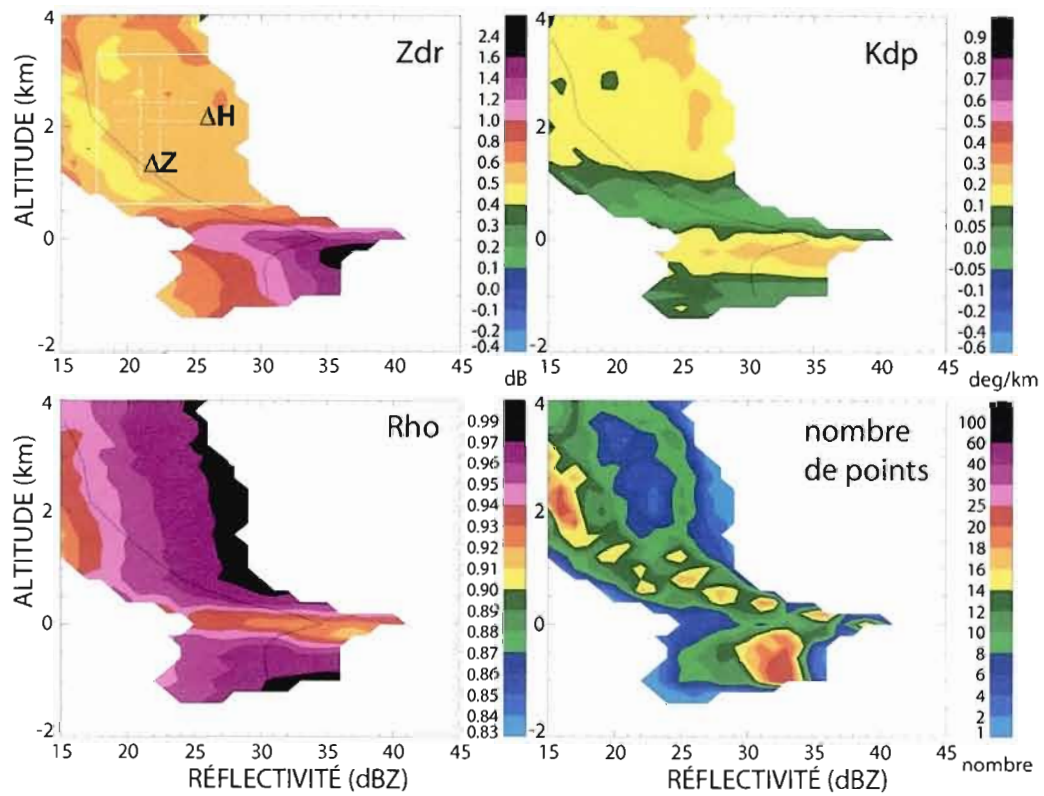


Figure 2.5.1 Illustration de la production des diagrammes dans l'espace Z – H pour montrer la variabilité des variables polarimétriques. $\Delta H = 200\text{m}$, $\Delta Z = 2\text{dBZ}$

CHAPITRE III

LES RÉSULTATS

Dans ce chapitre, nous présentons les profils moyens des variables polarimétriques obtenus avec les données de cas stratiformes choisis entre novembre 2003 et avril 2005. Nous présentons ensuite des diagrammes illustrant la variabilité des observables polarimétriques dans l'espace réflectivité Z - hauteur H. À la fin, nous examinons en détail quatre cas choisis et faisons entrer en jeu des informations supplémentaires qui permettent d'identifier les processus microphysiques.

3.1 Profils verticaux moyens des variables polarimétriques

Le radar polarimétrique de l'université McGill fonctionne depuis 1999. Nous avons utilisé les données polarimétriques archivées de novembre 2003 à avril 2005 pour illustrer les profils moyens verticaux des variables polarimétriques. Nous avons exposé une nouvelle forme de présentation de la variabilité des observables afin de faciliter l'interprétation des processus microphysiques en présence. De plus, pour certains événements sélectionnés, nous avons utilisé les données du POSS observées à la station météorologique de Dorval et recueillies en même temps que les données polarimétriques nécessaires pour la validation de nos hypothèses. Nous avons choisi les types d'événements qui, d'après la morphologie des images du radar en bande S, le radar à visée verticale (VPR), les analyses de surface et les photos satellitaires, ont été classés comme des cas stratiformes. Ces cas présentent une bande brillante bien définie, ce qui permet d'identifier les types de processus microphysiques observés dans les précipitations en dessous et au-dessus de la bande brillante.

Les profils moyens verticaux que nous présentons ici sont le résultat des moyennes établies sur plusieurs cas (1512 profils individuels). Les profils individuels sont des résultats moyens obtenus d'après la méthodologie élaborée pour ce but, dans un volume spatial de 10 km par 10 km autour de la station météorologique de Dorval. Les profils individuels ont été classifiés d'après la valeur de la réflectivité Z dans la région de la pluie et groupés en quatre catégories de Z qui s'échelonnent de 20dBZ à 40dBZ. Chaque catégorie correspond à un intervalle de 5dBZ et est identifiée par une couleur différente (figure 3.1.1).

Pour chaque catégorie de réflectivité Z , nous avons calculé les valeurs moyennes de la réflectivité différentielle Z_{dr} , le déphasage différentiel spécifique K_{dp} et le coefficient de corrélation R_{hv} . Sur la figure 3.1.1, nous présentons les profils moyens verticaux des variables polarimétriques pour chaque catégorie de réflectivité Z . Sur l'axe des X sont représentées les valeurs moyennes des variables polarimétriques, respectivement Z_{dr} , K_{dp} et R_{hv} et sur l'axe des Y, la hauteur par rapport au maximum de la bande brillante. Le maximum de la bande brillante de la réflectivité Z est identifié comme le niveau de référence 0 (zéro) sur les graphiques. La signature de la bande brillante comme région de discontinuité des variables polarimétriques est bien évidente sur tous les profils des variables Z , Z_{dr} , K_{dp} et R_{hv} pour toutes les catégories de Z .

Les profils verticaux moyens des variables polarimétriques sont présentés dans le même système de coordonnées, pour mettre en évidence la variabilité en hauteur. On peut constater des signatures caractéristiques dans le comportement de chaque variable :

- Le profil de la réflectivité Z suit le profil caractéristique des précipitations stratiformes, bien établi lors d'études précédentes (Zawadzki et Fabry, 1995). Le maximum de Z est choisi sur les graphiques pour qu'il corresponde au niveau de référence 0 (hauteur du maximum de la bande brillante). Les valeurs de la réflectivité Z dans la région de la neige et dans la région de la pluie diminuent en fonction de la hauteur au-dessus et en dessous de la bande brillante. Les valeurs de réflectivité Z

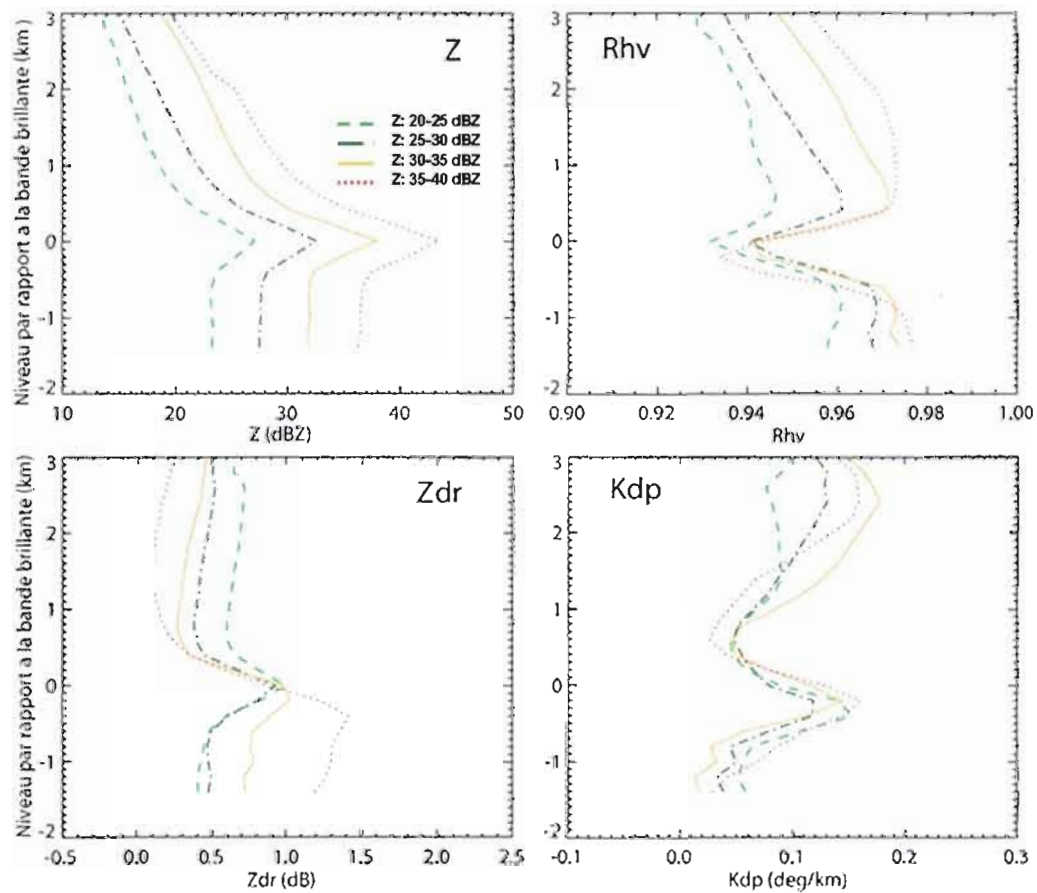


Figure 3.1.1 Les profils moyens verticaux des variables polarimétriques en fonction de la hauteur pour les différentes catégories de réflectivité Z

dans la région de la pluie sont généralement plus grandes que celles dans la région de la neige. La valeur maximale de Z dans la région de la bande brillante augmente en fonction des catégories de la réflectivité Z décrites plus haut.

- La valeur maximale de la réflectivité différentielle Z_{dr} est située environ 200-300 m plus bas que le niveau de référence 0. Ce maximum augmente en fonction des catégories dans la région de la pluie. On observe une tendance inverse dans la région de la neige notamment, la diminution des valeurs de Z_{dr} en fonction des catégories de la réflectivité Z . Les valeurs moyennes de Z_{dr} varient entre 0,0 et 1,5 dB.

- La variabilité de K_{dp} en fonction de la hauteur est plus complexe. Dans la région de la bande brillante, les valeurs de K_{dp} diminuent en fonction de la hauteur. Les valeurs de K_{dp} augmentent en fonction de la hauteur en dessous et au-dessus de la bande brillante. Ce comportement forme une signature caractéristique du profil de K_{dp} dans la région de la bande brillante, toujours observée pour toutes les catégories de Z . En général, les valeurs de K_{dp} sont faibles et varient entre 0,0 et 0,2 deg.km^{-1} .

- Les valeurs du coefficient de corrélation R_{hv} pour toutes les catégories de Z prennent leur minimum dans la région de la bande brillante entre 50 et 300 m sous le niveau de référence. Les valeurs varient entre 0,93 et 0,97. Ces valeurs dans les régions de la pluie et de la neige augmentent en fonction de la réflectivité Z et atteignent des valeurs maximales de 0,98. La position de la bande brillante est bien définie par le minimum de R_{hv} .

Les profils moyens verticaux des variables polarimétriques du radar de McGill s'avèrent importants pour déterminer les valeurs moyennes de celles-ci dans les précipitations stratiformes pour la région de Montréal.

La figure 3.1.2 montre la variation des quatre variables, réflectivité Z , réflectivité différentielle Z_{dr} , déphasage différentiel de propagation spécifique K_{dp} et coefficient de corrélation R_{hv} , pour une seule catégorie de Z (Z entre 35dBZ et 40dBZ sur la figure 3.1.2). Ce graphique illustre le comportement caractéristique des variables polarimétriques en hauteur et lorsque comparées entre elles. Le profil de la réflectivité Z (ligne noire) définit la région de la bande brillante (délimitée par deux lignes rouges). Le maximum de la réflectivité différentielle Z_{dr} (200-300 m plus bas que celui de la réflectivité Z) et le minimum dans le profil de R_{hv} sont tous deux observés dans la région de la bande brillante. La tendance prononcée à la baisse de K_{dp} en fonction de la hauteur est une caractéristique particulière que l'on observe dans la région de la bande brillante.

Le but de la présente recherche est d'essayer de tirer des conclusions sur les différents processus microphysiques, quant à leur intensité et leur type dominant. Nous voulons donner une image la plus complète possible d'un événement. Nous nous sommes toutefois rendu compte dès le début que ce serait impossible d'y arriver en utilisant seulement les comparaisons des profils individuels. Le profil vertical individuel représente une image plutôt statique d'un paramètre en fonction de la hauteur. Les profils individuels que nous avons obtenus sont des moyennes dans l'espace mais pour un moment donné.

Le concept du profil vertical de la réflectivité Z a beaucoup été exploité dans le passé (voir Fabry et Zawadzki, 1995). De façon générale on cherchait, en observant les différents profils, à relier les phénomènes microphysiques dans la région de la neige, la pluie et la région de la bande brillante. Les particules de précipitation

observées à un niveau donné dans l'atmosphère ne sont pas, la plupart du temps, le résultat d'un seul et même processus microphysique. Dans un profil vertical de réflectivité observé, les particules de précipitation peuvent provenir de parcours variés et avoir une histoire très différente.

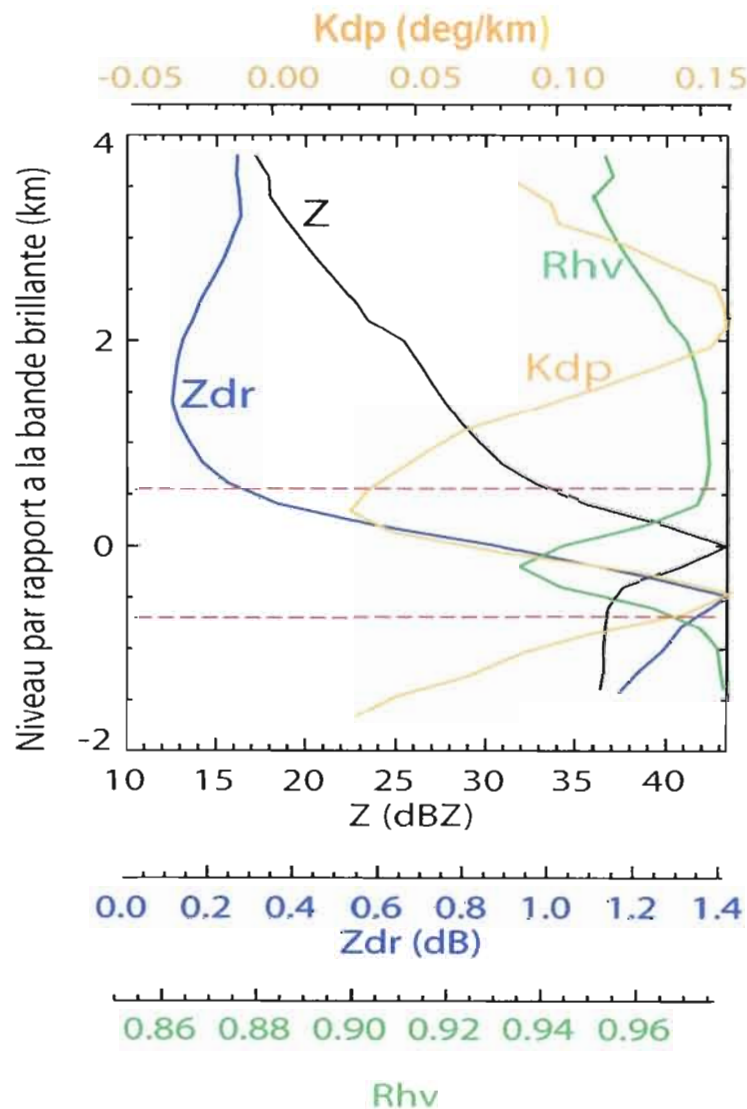


Figure 3.1.2 Profil moyen des variables polarimétriques pour une catégorie de la réflectivité Z et en fonction de la hauteur.

Nous avons cherché une façon de faire qui explorerait les particularités des événements de précipitation, pas seulement à un moment donné dans le temps ou sur un point en particulier, mais qui serait représentative d'un événement au complet.

Nous avons produit des diagrammes de la variabilité des observables polarimétriques dans l'espace réflectivité Z - hauteur H. Ces diagrammes incluent les données des profils individuels moyens obtenus à toutes les cinq minutes dans un volume spatial de 10 km par 10 km pour différents événements de précipitation. Dans le chapitre qui suit nous présentons les résultats de cette tentative.

3.2 Distribution des valeurs moyennes des variables polarimétriques dans l'espace réflectivité Z - hauteur H

3.2.1. La variabilité de la distribution des valeurs moyennes de la réflectivité différentielle Zdr dans l'espace réflectivité (Z) – hauteur (H)

Nous avons généré, avec les données qui étaient disponibles, des diagrammes qui présentent la variabilité des observables polarimétriques dans l'espace réflectivité Z – hauteur H. La majeure partie des cas étudiés sont des cas stratiformes. Nous avons toutefois aussi appliqué notre méthode à cinq cas convectifs et à un cas particulier, la dépression extratropicale Frances. Les diagrammes ont été préparés dans le but d'examiner les particularités du comportement des variables polarimétriques. Nous avons procédé séparément pour chacune des trois variables, Zdr, Kdp et Rhv et on peut lire les commentaires que nous avons faits sur ces variables dans les chapitres 3.2.1 à 3.2.3 respectivement.

Comme nous l'avons mentionné plus haut, notre intérêt principal porte sur les cas stratiformes. Nous avons constaté pour ces cas une variation des valeurs de Zdr dans les régions de la pluie et la neige. Nous les avons répartis dans trois catégories :

- La catégorie A, où les valeurs de la réflectivité différentielle Zdr dans la région de la neige sont **plus grandes** que dans la région de la pluie. Cinq cas sont illustrés sur la figure 3.2.1. Le plus convaincant est le diagramme du 13 août 2004, où les valeurs de Zdr dans la région de la neige varient entre 0,6 et 1,0dB au-dessus du maximum de la bande brillante alors que les valeurs dans la région de la pluie varient entre 0,4 et 0,6dB. (Le cas de 13 août 2004 sera examiné plus en détail dans le chapitre 3.3.1) On sait que c'est dans la région de la bande brillante que l'on retrouve toujours les valeurs maximales de Zdr. Et puisque les valeurs de Zdr sont influencées par la taille, la forme et l'état thermodynamique des particules dans les régions considérées, cette particularité (Zdr plus grand dans la neige) du comportement de Zdr en hauteur peut être attribuée aux différents phénomènes microphysiques reliés à la formation et la croissance des particules de glace dans la région de la neige. Les valeurs positives sont caractéristiques des hydrométéores anisotropes ayant leur plus grand axe à l'horizontale. Il y a des études (Caylor et Chandrasekar, 1996) qui expliquent cette orientation privilégiée des cristaux de glace par la présence de forts champs électriques.

- La catégorie B, où les valeurs de la réflectivité différentielle Zdr dans la région de la neige sont **plus petites** que celles dans la région de la pluie. Les figures 3.2.2 et 3.2.3 montrent les diagrammes pour ces dernières, qui constituent les cas les plus souvent observés dans notre étude. Comme pour la catégorie A, on constate que les valeurs de Zdr prennent toujours leur maximum dans la région de la bande brillante. Habituellement, les valeurs de Zdr pour la neige sont plus petites que celles des gouttes de pluie à cause des effets diélectriques et de la taille et la forme

des hydrométéores. Les valeurs de Z_{dr} proches de zéro, observées juste au-dessus du maximum de la bande brillante, suggèrent la présence de particules isotropes qui résultent du givrage ou de gros agrégats de neige.

- La catégorie C. Sur la figure 3.2.4 sont présentés six cas d'intérêt de notre banque de données: trois cas typiquement convectifs (15 juin 2004, 29 et 30 août 2004), deux avec présence de la bande brillante mais avec beaucoup de convection imbriquée (1^{er} juin et 17 avril 2004) et un dernier cas, celui d'une dépression extratropicale (9 septembre 2004).

Les diagrammes de Z_{dr} montrent que la bande brillante n'est pas toujours présente dans les cas typiquement convectifs. Les valeurs proches de zéro observées au-dessus de la bande brillante suggèrent la présence d'hydrométéores isotropes qui résultent dans la plupart des cas du givrage. Dans le cas du 1^{er} juin, la tendance de la diminution de Z_{dr} avec l'augmentation de Z à toutes les hauteurs au-dessus de la bande brillante est à souligner. Le cas du 9 septembre 2004 fait l'objet d'une attention spéciale dans la partie 3.3.

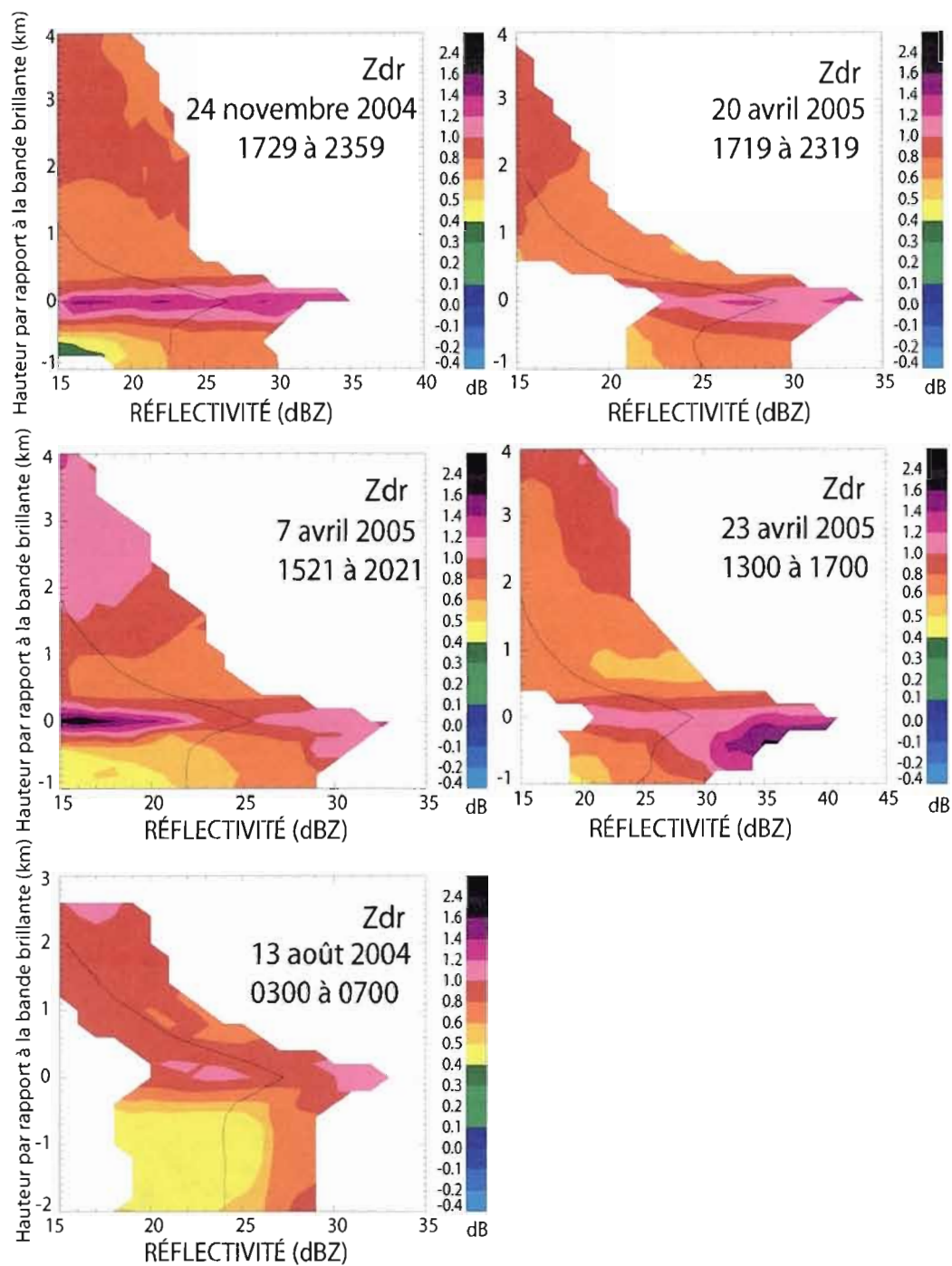


Figure 3.2.1 La variabilité de la distribution des valeurs moyennes de la réflectivité différentielle Zdr dans l'espace réflectivité (Z) – hauteur (H), catégorie A.

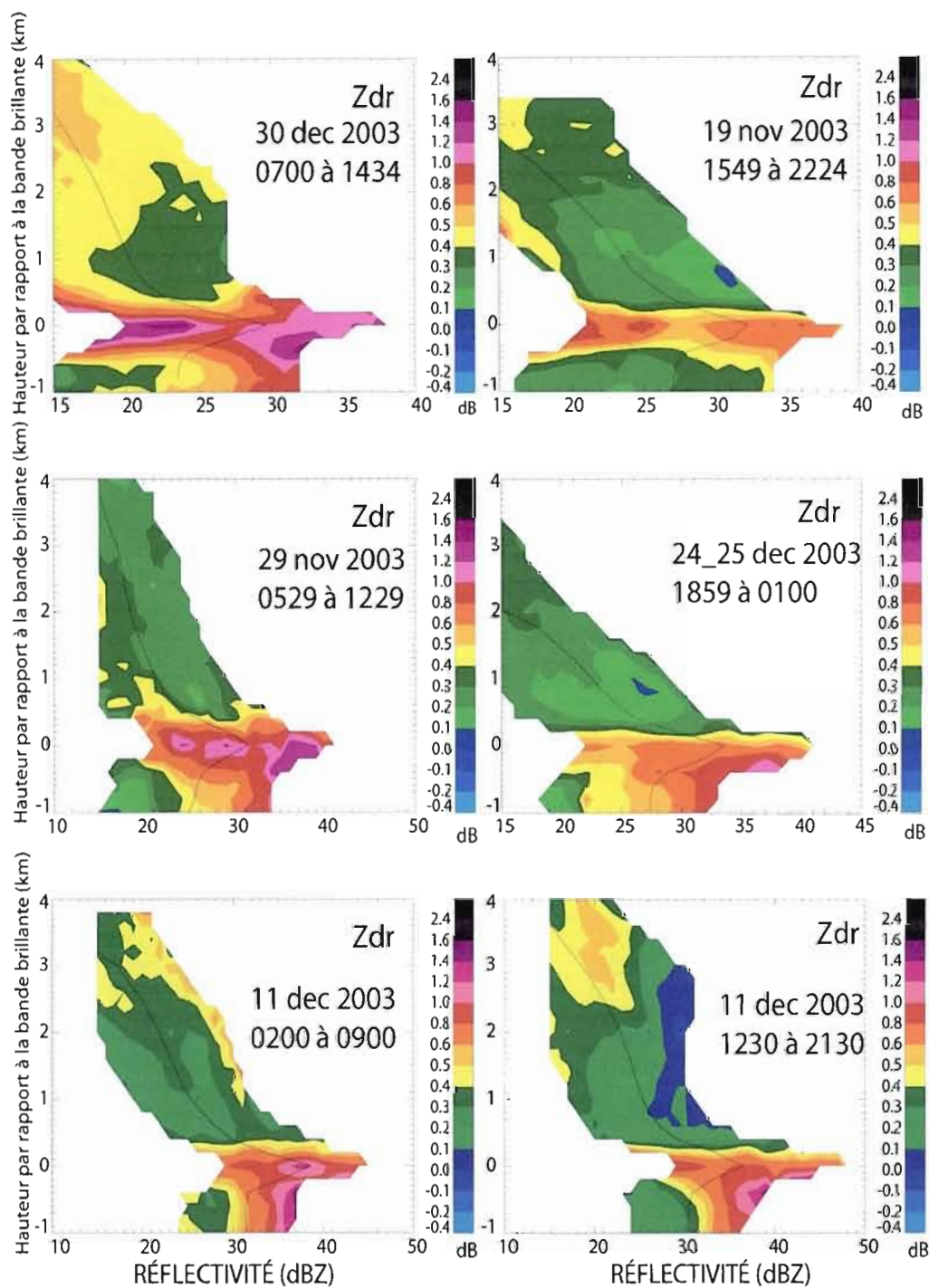


Figure 3.2.2 La variabilité de la distribution des valeurs moyennes de la réflectivité différentielle Zdr dans l'espace réflectivité (Z) – hauteur (H), catégorie B

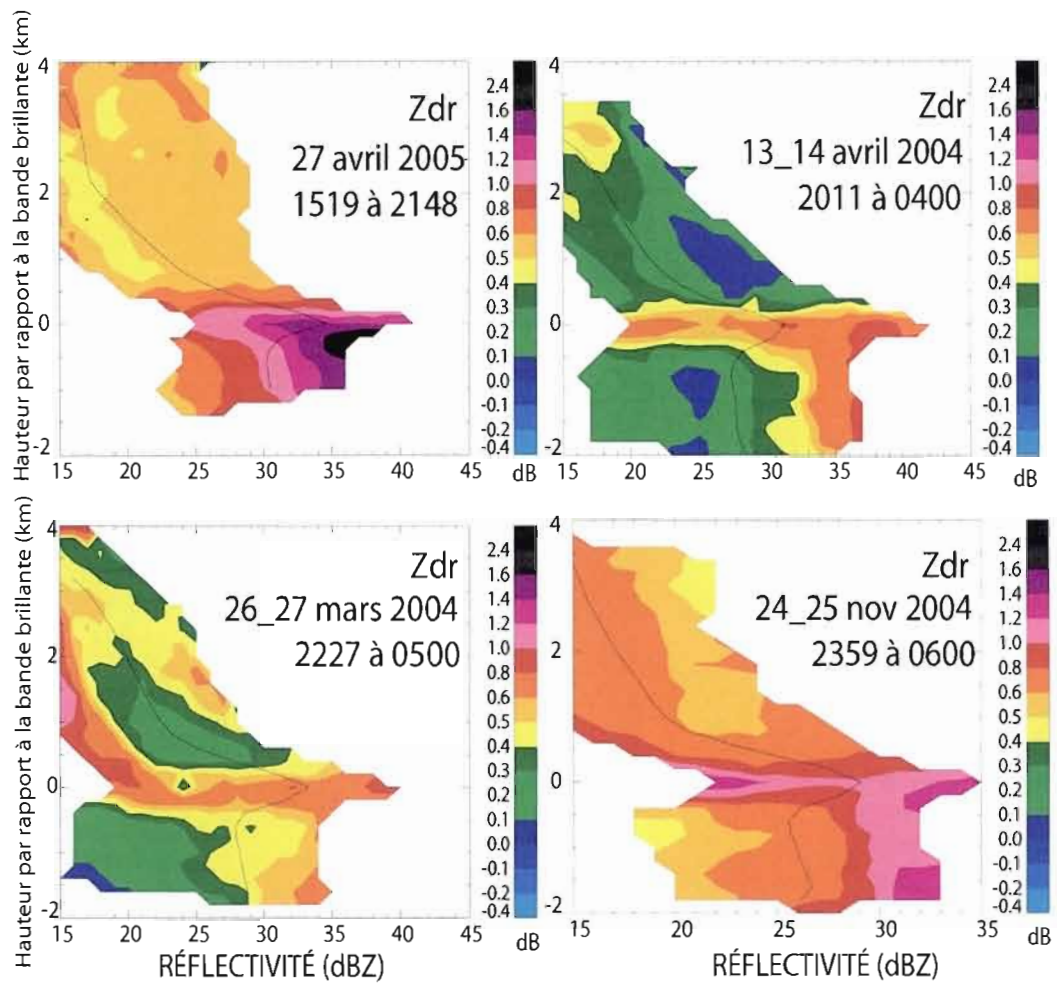


Figure 3.2.3 La variabilité de la distribution des valeurs moyennes de la réflectivité différentielle Zdr dans l'espace réflectivité (Z) – hauteur (H), catégorie B

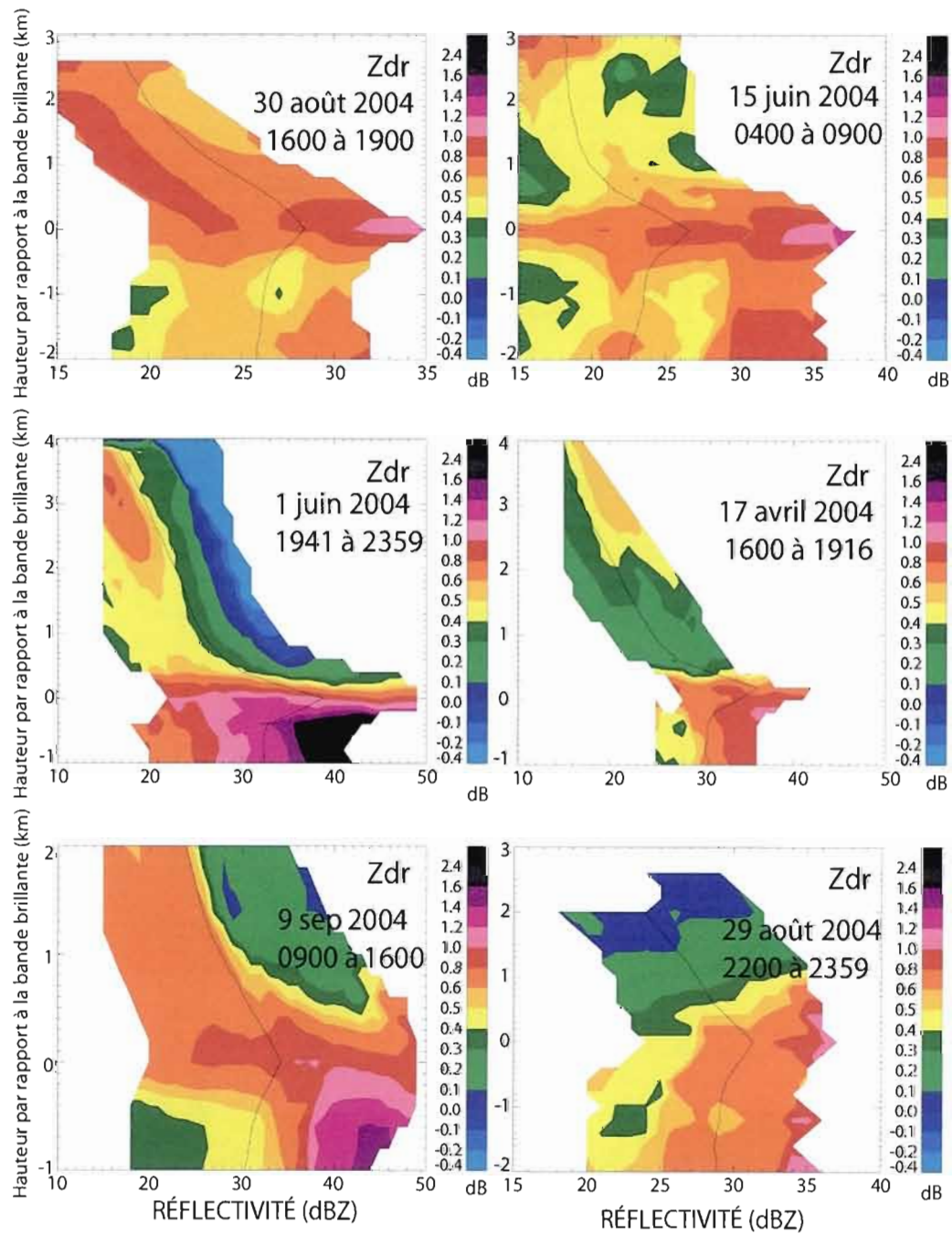


Figure 3.2.4 La variabilité de la distribution des valeurs moyennes de la réflectivité différentielle Zdr dans l'espace réflectivité (Z) – hauteur (H), catégorie C

3.2.2 La variabilité de la distribution des valeurs moyennes du déphasage différentiel spécifique de propagation Kdp dans l'espace réflectivité (Z) – hauteur (H)

Nous avons décidé de commenter la variabilité de Kdp d'après les catégories déjà établie des valeurs de la réflectivité différentielle Zdr. La variabilité du déphasage différentiel spécifique Kdp, pour la première *catégorie A* de Zdr, est observée sur les quatre figures 3.2.5 à 3.2.8. Sur la figure 3.2.5 le comportement de Kdp pour les cas du 13 août 2004 et des 20 et 23 avril 2005, est similaire: les valeurs de Kdp sont faibles, variant de 0.05 deg.km^{-1} à 0.02 deg.km^{-1} , et ont un comportement caractéristique en fonction de la hauteur : tendance à l'augmentation en dessous du maximum de la bande brillante et à la diminution au-dessus du maximum de la bande brillante. Le changement caractéristique de la variation de Kdp en fonction de la hauteur, tel qu'observé par d'autres auteurs dans la région de la bande brillante, est aussi observé dans notre étude. Pour les cas des 24 novembre 2004 et 7 avril 2005, la variabilité en fonction de la hauteur est très faible. Les valeurs un peu plus élevées en dessous du maximum de la bande brillante sont quand même présentes. Les valeurs de Kdp dans la région de la pluie sont faibles pour tous les cas et elles ne changent pas en fonction de la réflectivité Z.

Sur les figures 3.2.6 et 3.2.7, la variabilité de Kdp pour la deuxième *catégorie B* de Zdr est illustrée. Les valeurs de Kdp sont faibles, ils varient de $-0,1 \text{ deg.km}^{-1}$ à $0,4 \text{ deg.km}^{-1}$ et la variabilité en fonction de la hauteur n'est pas toujours présente, par exemple pour les cas du 30 décembre 2003 et du 11 décembre 2003 de 0900Z à 1200Z. Il est intéressant de noter que pour d'autres périodes de cette même journée du 11 décembre 2003, le comportement de Kdp est différent (voir les deux derniers diagrammes sur la figure 3.2.6). Les valeurs de Zdr (voir figure 3.2.2) pour le 11

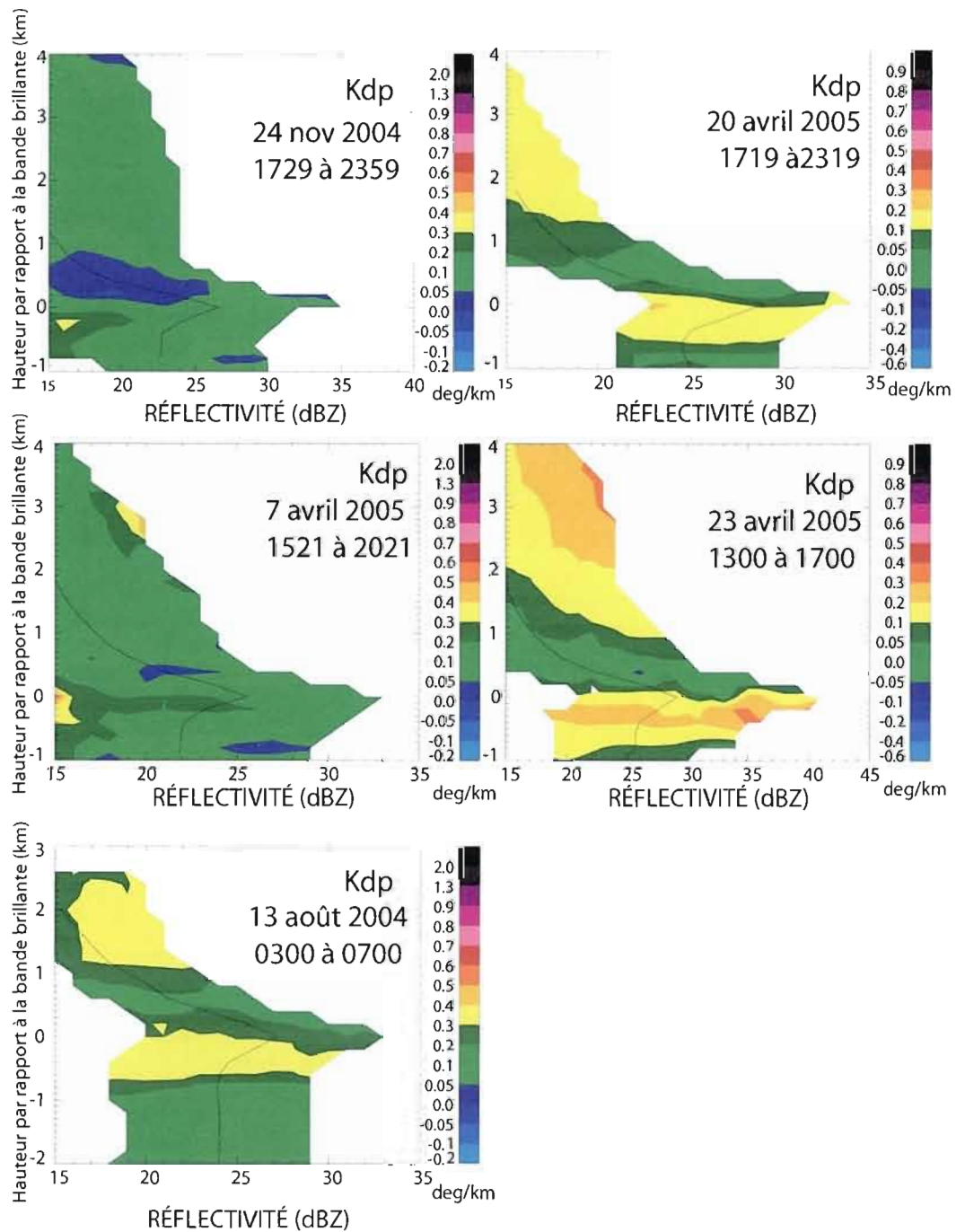


Figure 3.2.5 La variabilité de la distribution des valeurs moyennes du déphasage différentiel spécifique Kdp dans l'espace réflectivité (Z) – hauteur (H), catégorie A.

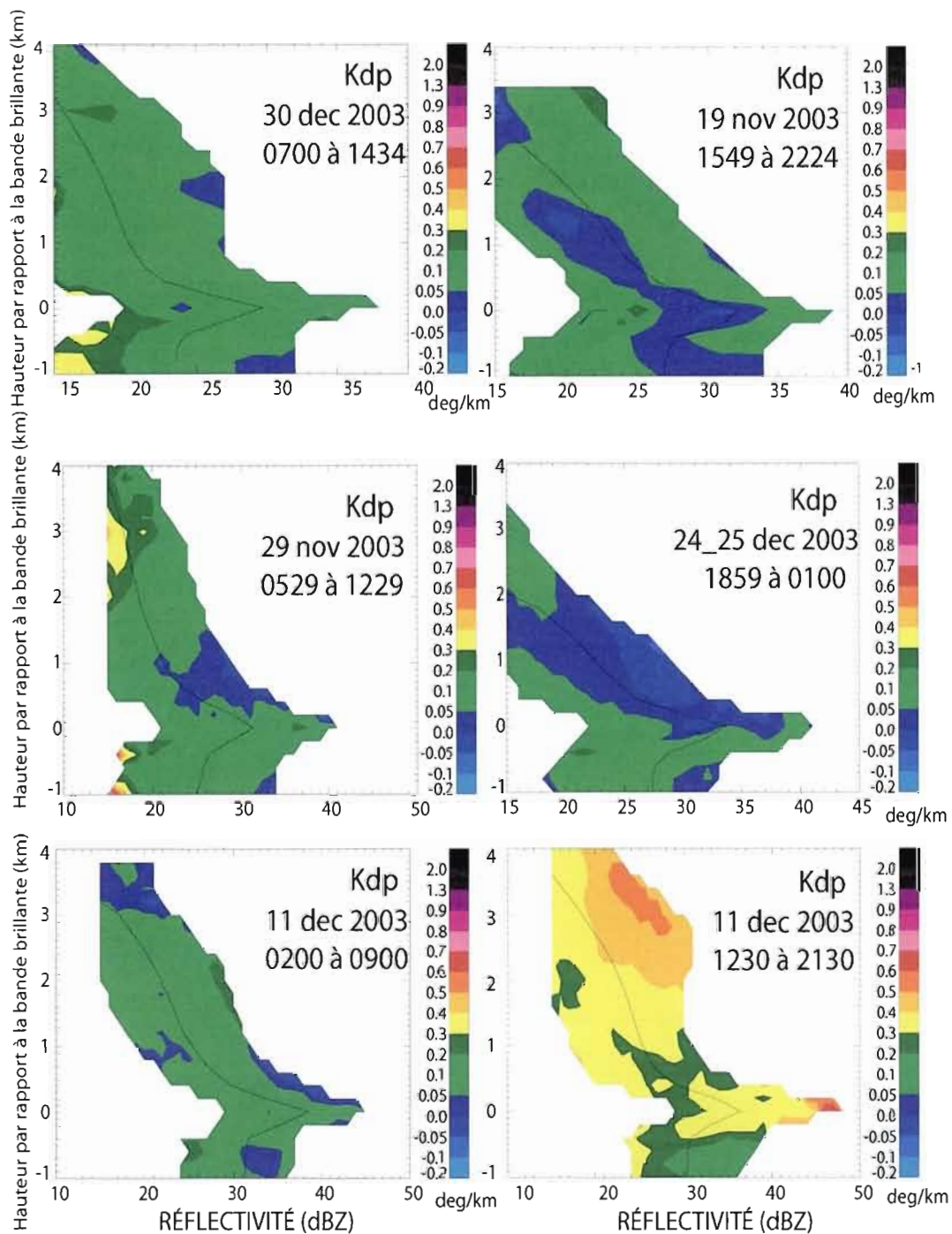


Figure 3.2.6 La variabilité de la distribution des valeurs moyennes du déphasage spécifique Kdp dans l'espace réflectivité (Z) – hauteur (H), catégorie B.

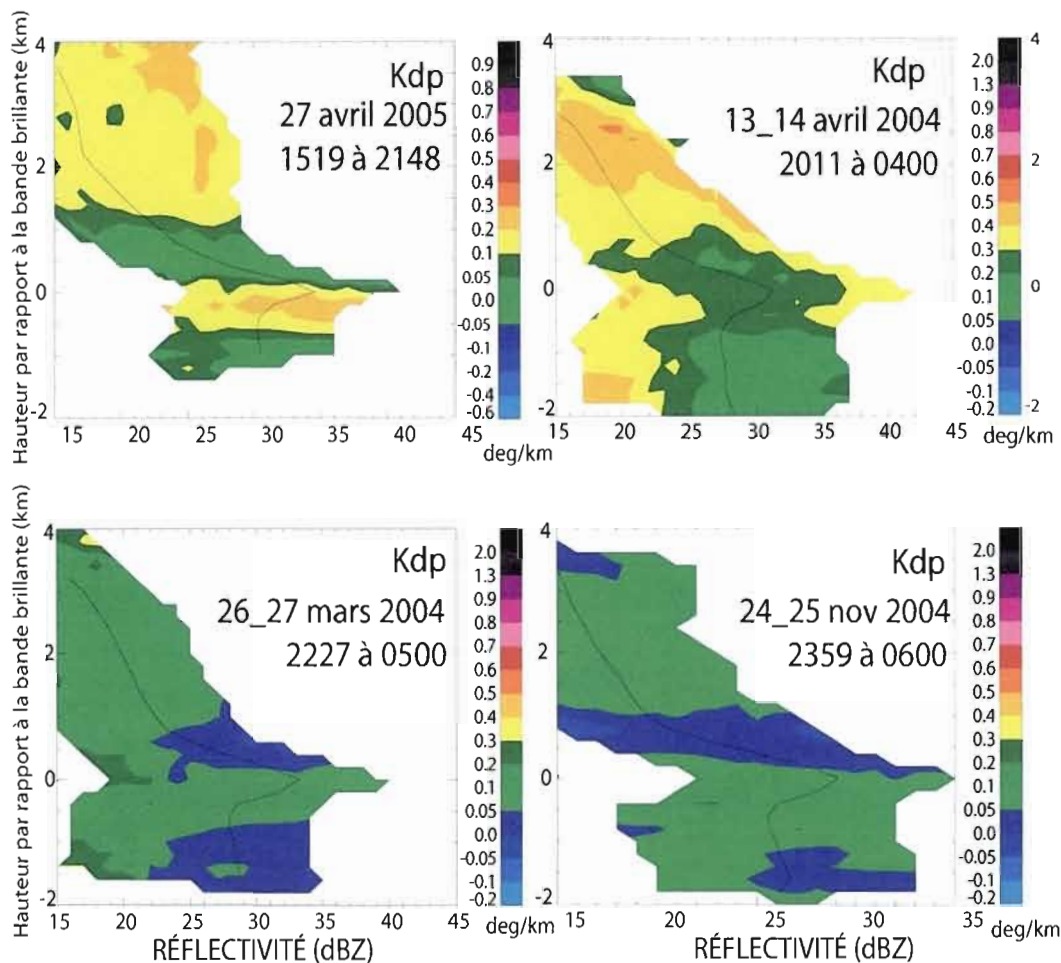


Figure 3.2.7 La variabilité de la distribution des valeurs moyennes du déphasage spécifique Kdp dans l'espace réflectivité (Z) – hauteur (H), catégorie B.

décembre 2003 différent dans la région de la neige : dans la gamme des réflectivités de 26 à 32dBZ, les valeurs de Zdr sont positives pour la période de 02h00 à 09h00 et près de 0dB de 12h30 à 21h30. Cela suggère que les particules dans la deuxième période sont davantage isotropes que dans la première. Pour les cas convectifs illustrés sur la figure 3.2.8, les valeurs de Kdp sont faibles et la variation en hauteur n'est pas très prononcée. Toutefois, la tendance à la hausse en dessous de

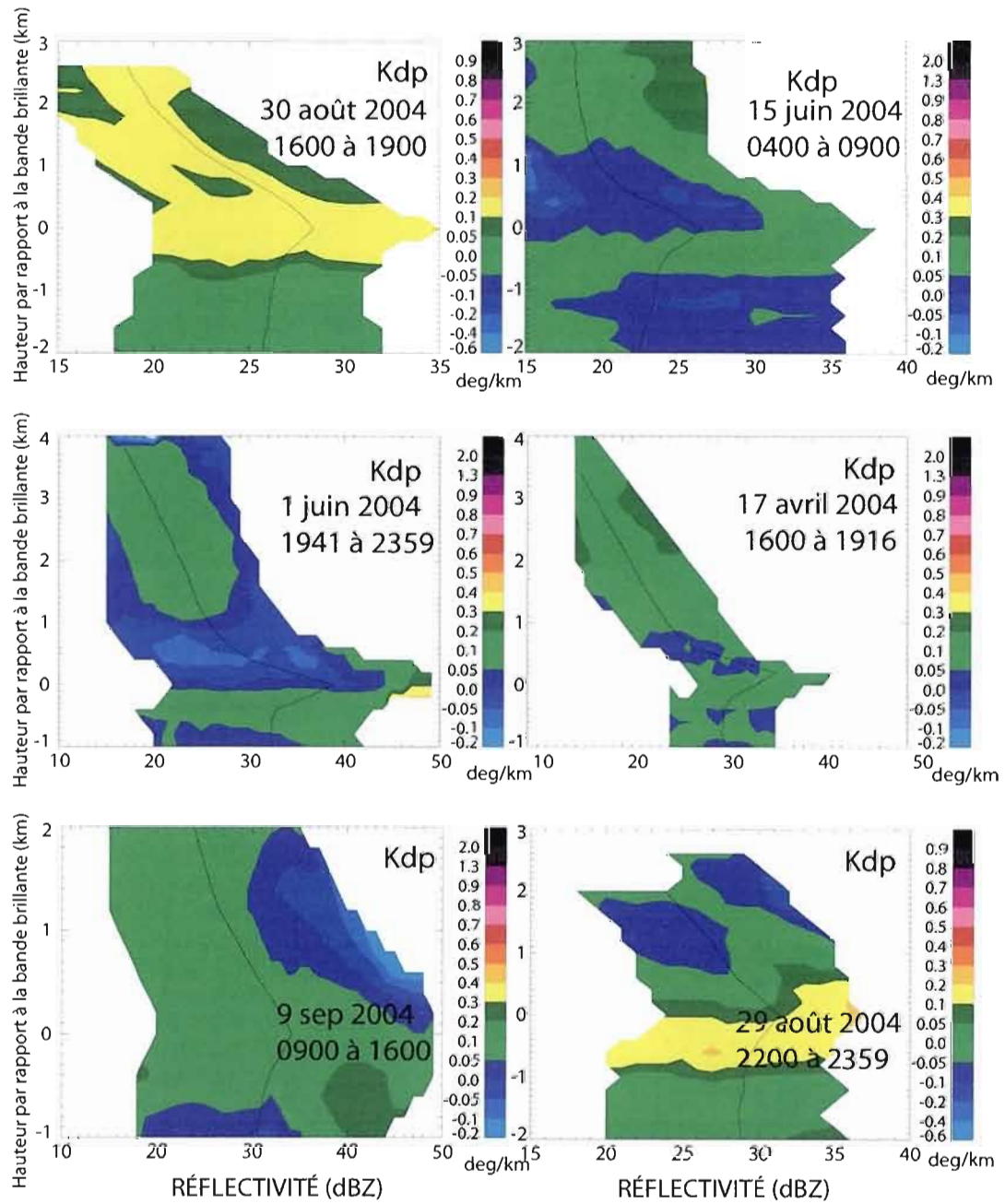


Figure 3.2.8 La variabilité de la distribution des valeurs moyennes du déphasage spécifique Kdp dans l'espace réflectivité (Z) – hauteur (H), catégorie C.

la bande brillante et à la baisse au-dessus du maximum de la bande brillante de Kdp est à noter.

3.2.3 La variabilité de la distribution des valeurs moyennes du coefficient de corrélation Rhv dans l'espace réflectivité (Z) – hauteur (H)

Les valeurs du coefficient de corrélation Rhv sont présentées sur les figures 3.2.9 à 3.2.12. La même tendance est présente sur tous les diagrammes, peu importe les catégories de la réflectivité différentielle Zdr : les valeurs plus faibles, entre 0,90 et 0,95, sont caractéristiques de la région de la bande brillante et reflètent bien la non-homogénéité de la population des particules (formes et phases thermodynamiques différentes) qui s'y trouvent. Les valeurs entre 0,95 et 0,99 sont caractéristiques de la région de la neige ou de la pluie et suggèrent une plus grande homogénéité de la population des hydrométéores dans ces régions. On remarque que même dans les cas convectifs (figure 3.2.12), les valeurs des variables polarimétriques dans la région de la pluie suggèrent une bonne homogénéité des particules plutôt que la présence d'un mélange de particules reliées à des phases différentes. Les observations de Dorval n'ont signalé pour ces cas aucune présence de grêle ou de grésil au sol. Peu importe les différentes valeurs de Zdr dans la région de la neige et de la pluie, les diagrammes illustrant la variabilité de Rhv sont semblables. On peut donc voir que le coefficient de corrélation Rhv est un bon indicateur de l'homogénéité de la population des particules dans les différentes zones de précipitation.

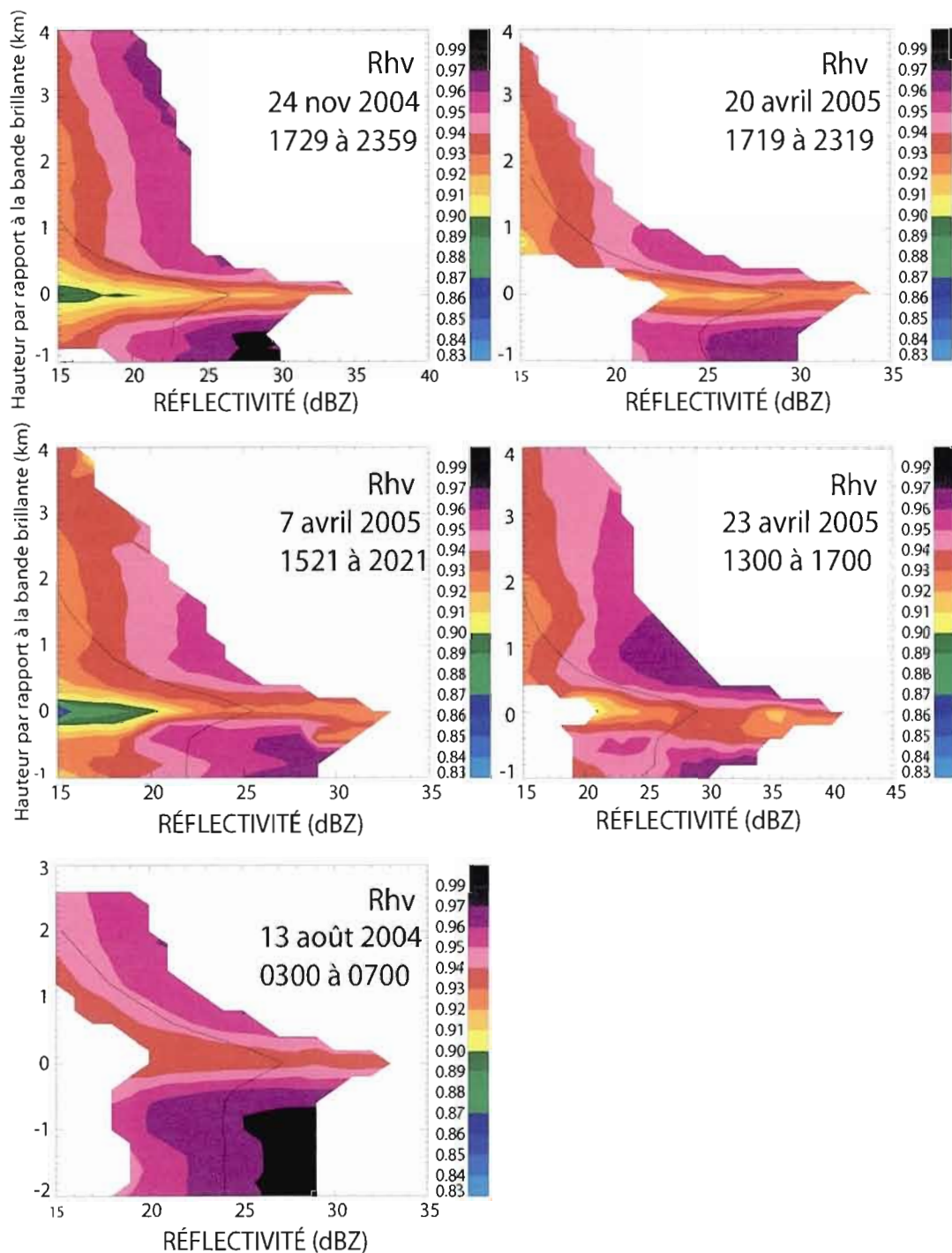


Figure 3.2.9 La variabilité de la distribution des valeurs moyennes du coefficient de corrélation Rhv dans l'espace réflectivité (Z) – hauteur (H), catégorie A.

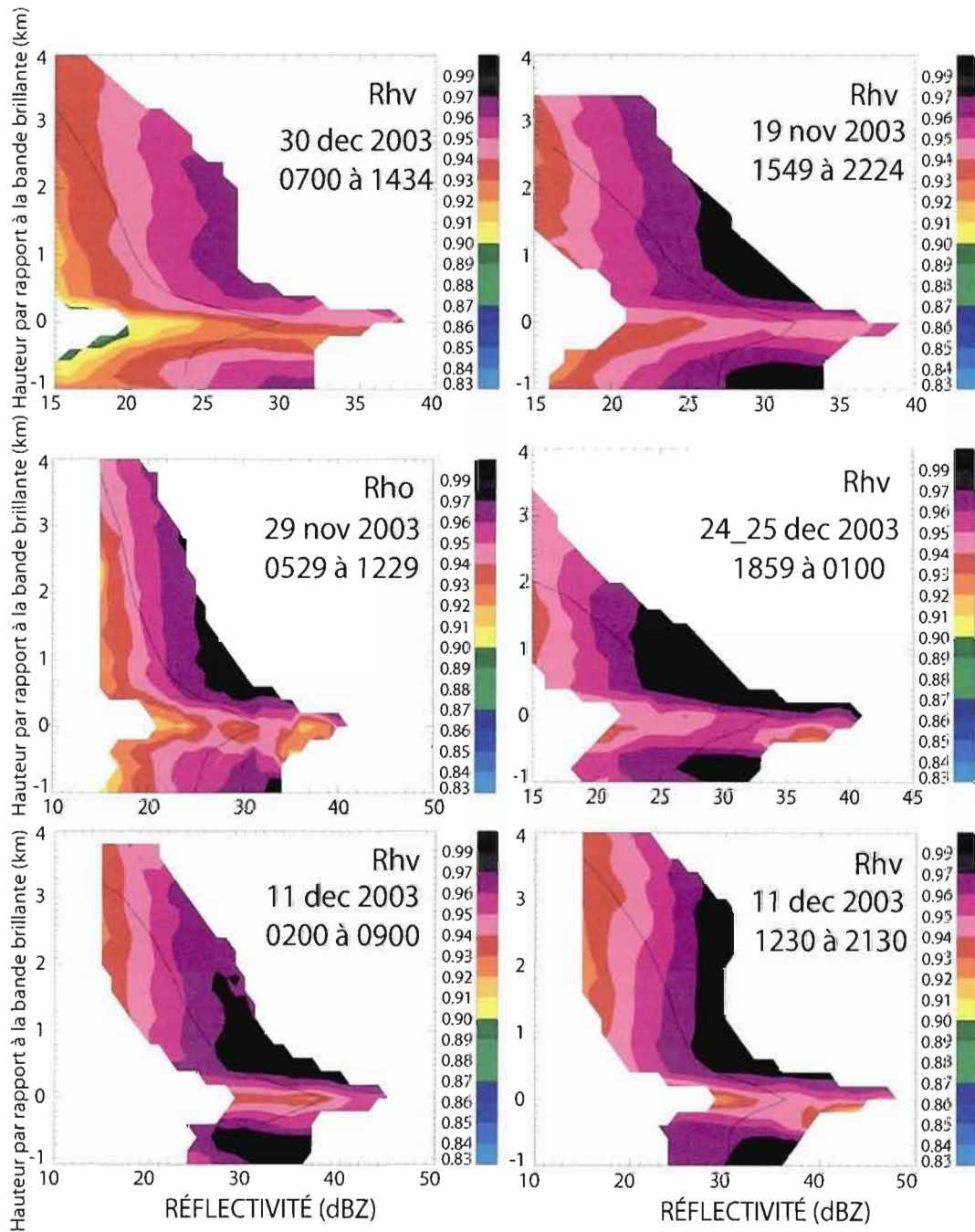


Figure 3.2.10 La variabilité de la distribution des valeurs moyennes du coefficient de corrélation R_{hv} dans l'espace réflectivité (Z) – hauteur (H), catégorie B.

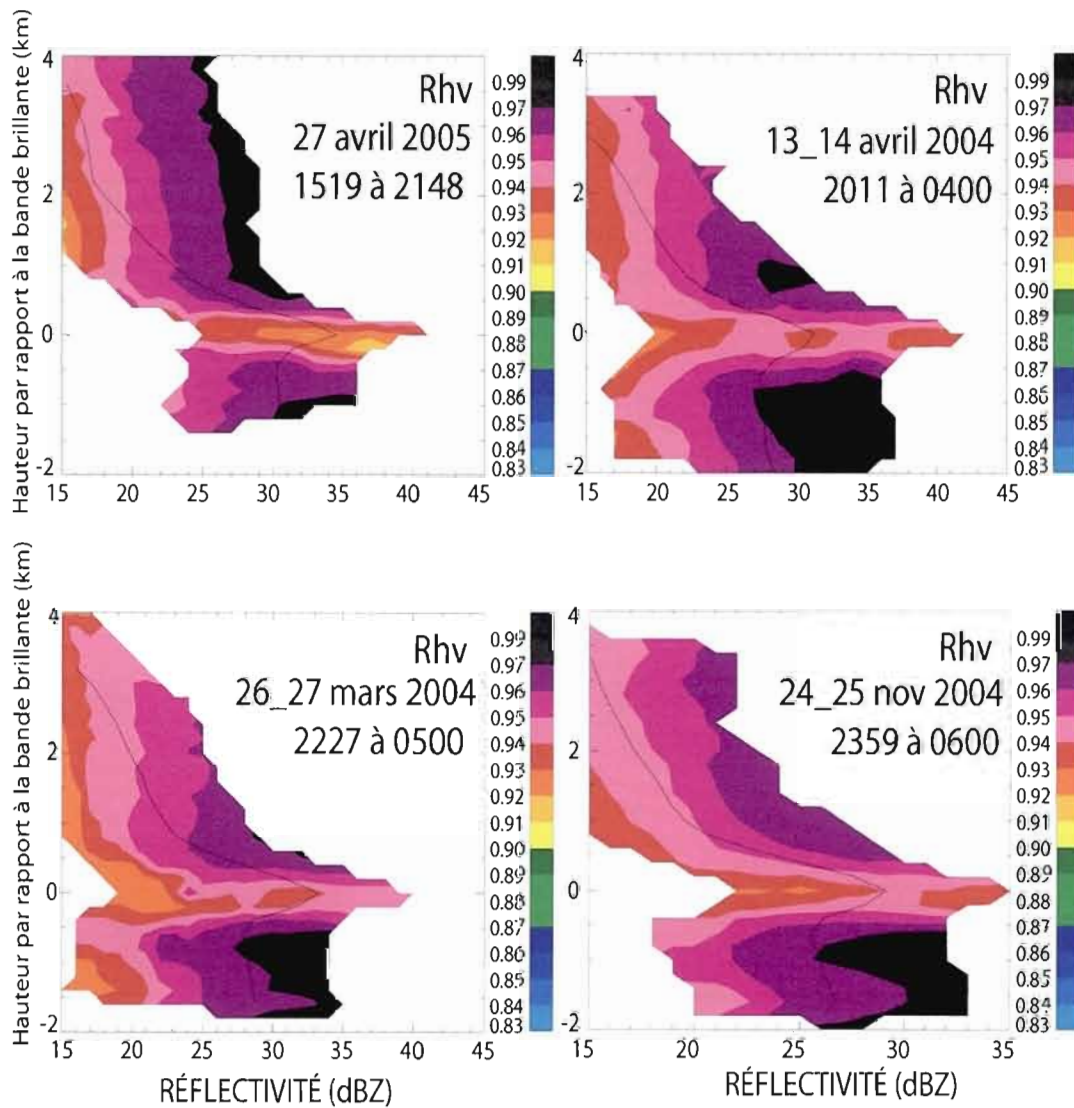


Figure 3.2.11 La variabilité de la distribution des valeurs moyennes du coefficient de corrélation R_{hv} dans l'espace réflectivité (Z) – hauteur (H), catégorie B.

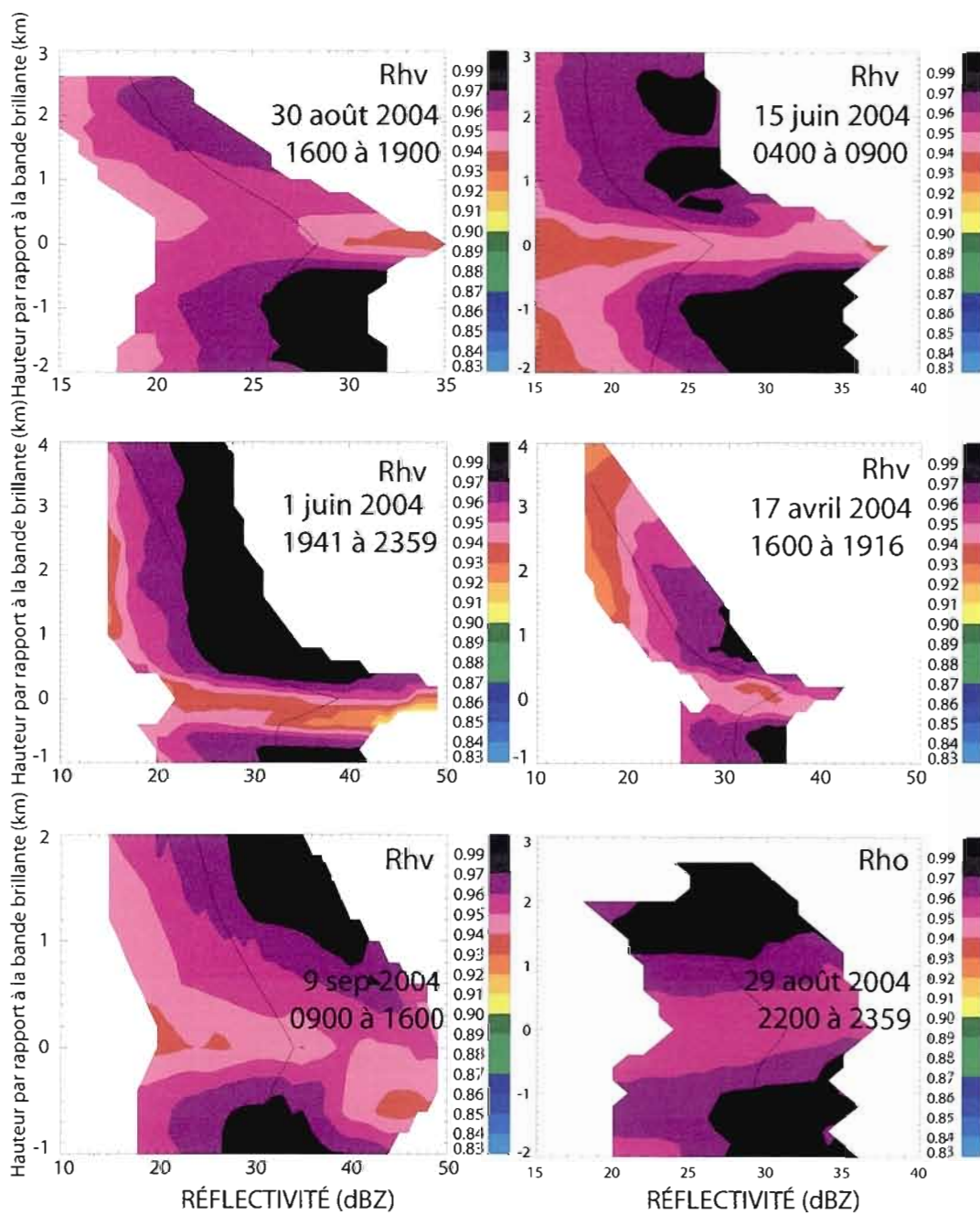


Figure 3.2.12 La variabilité de la distribution des valeurs moyennes du coefficient de corrélation R_{hv} dans l'espace réflectivité (Z) – hauteur (H), catégorie C.

3.3 Identification des processus microphysiques dans les précipitations stratiformes. Études de cas

3.3.1 Le 13 août 2004

Le cas du 13 août 2004 a été choisi à cause de la particularité de la réflectivité différentielle Z_{dr} que nous y avons observée (voir 3.2.1). Les valeurs moyennes de Z_{dr} dans la région de la neige sont plus grandes que celles dans la région de la pluie.

L'analyse de surface de 1200Z (figure 3.3.1) montre un centre dépressionnaire sur l'état de Pennsylvanie et des précipitations qui s'étendent sur le sud du Québec le long d'un front chaud. Plus au sud, le long de la côte est américaine, on observe les restes de la dépression tropicale Bonnie. Le téphigramme de Maniwaki (figure 3.3.2) montre une épaisse couche saturée de l'atmosphère. La température au sol était de 17°C . Au cours de cette journée, 13 mm de pluie ont été enregistrés à la station météorologique de Dorval.

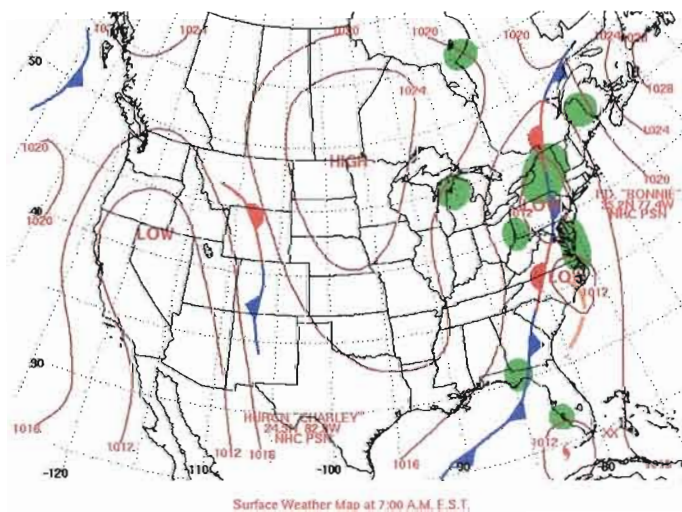


Figure 3.3.1 L'analyse de surface à 1200Z, le 13 août 2004

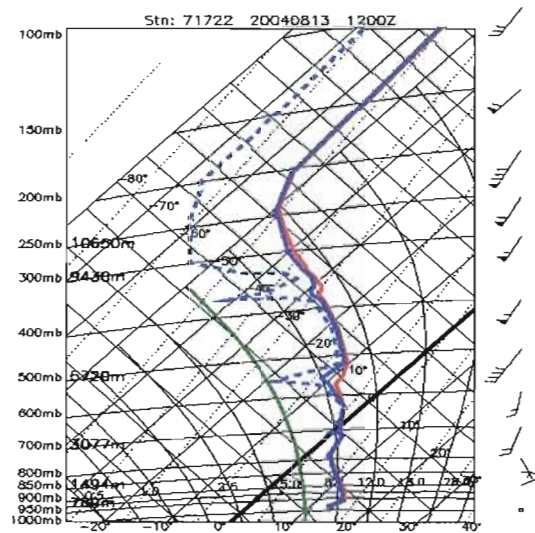


Figure 3.3.2 Le sondage aérologique de Maniwaki, le 13 août 2004 à 1200Z

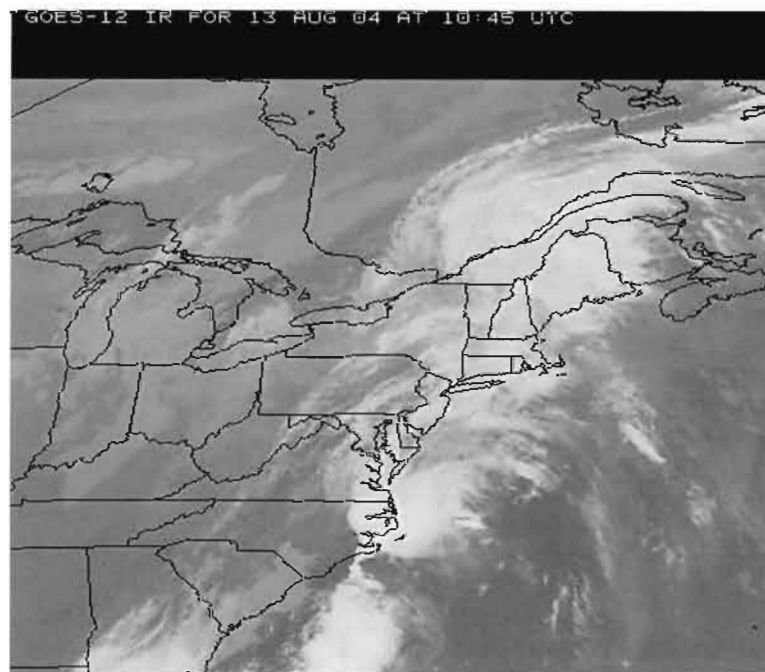


Figure 3.3.3 L'image satellitaire, le 13 août 2004 à 1045Z

L'image satellitaire à 1045Z (figure 3.3.3) montre une vaste masse nuageuse qui couvre le sud du Québec et les états de la côte est américaine.

D'après la morphologie de l'image obtenue par le VPR (figure 3.3.4), on est en présence d'un cas stratiforme. La bande brillante bien définie et sa hauteur, près de 3,5 km, varie très peu durant la période de 6 heures qui s'étend de 0216Z à 0849Z (figure 3.3.4 en haut). Les vitesses Doppler pour la période en haut (figure 3.3.4 en bas), et pour les deux périodes en particulier de 0238Z à 0515Z et de 0538Z à 0953Z

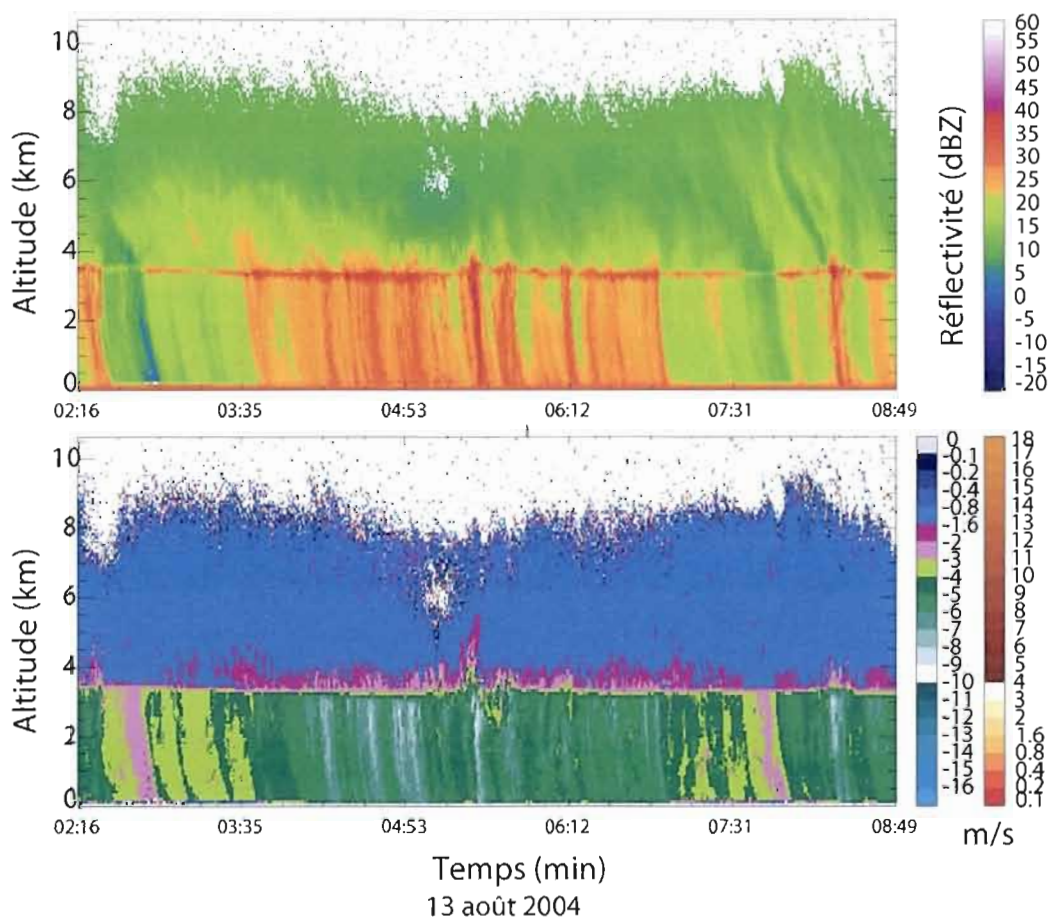


Figure 3.3.4 Les données du VPR, le 13 août 2004 de 0216Z à 0849Z

(figures 3.3.5 et 3.3.6), montrent une très grande uniformité des vitesses de chute des particules au-dessus de la bande brillante à partir d'une hauteur de 8-9 km jusqu'à 5 km ($V < 1,6 \text{ ms}^{-1}$).

Les réflectivités Z plutôt faibles (inférieures à 20dBZ) dans la région de la neige suggèrent la présence de cristaux de glace. L'augmentation de la vitesse Doppler tout près de la bande brillante montre la présence de plus grands flocons de neige. Les vitesses des particules dans la région de la neige ont des valeurs inférieures à $1,6 \text{ ms}^{-1}$ sur une couche de 3 à 3,5 km d'épaisseur, ce qui indique que le givrage est négligeable. La bande brillante est bien définie, ce qui suggère, selon les arguments cités plus haut, la présence de neige de faible densité.

Le spectre Doppler des vitesses de chute des hydrométéores, pour les intervalles de temps de 0238Z à 0515Z et de 0538Z à 0953Z, est présenté sur les figures 3.3.5 et 3.3.6. Dans la région de la pluie, les vitesses Doppler sont de l'ordre de 5 ms^{-1} et le maximum de la réflectivité Z dans la région de la bande brillante est d'environ 27dBZ. Les valeurs ci-dessous sont les moyennes valides pour les intervalles de temps en question.

L'analyse des données du POSS avec la technique SIFT donne des valeurs $\beta > 0,214$ (figure 3.3.7) durant la période de 0300Z à 0700Z (période pour laquelle les données polarimétriques ont été considérées). D'après la méthodologie élaborée (Lee, 2003) reliant le type de microphysique dominant et le comportement des courbes de la répartition granulométrique, l'agrégation s'avère un processus dominant dans ce cas. On peut remarquer que pour les trois périodes (0348Z à 0456Z, 0509Z à 0609Z et 0609Z à 0709Z), les courbes de la répartition granulométrique des particules $N(D)$ en fonction du diamètre D pivotent autour du point $D \neq D(0)$, et ce durant toutes les périodes pour lesquelles les données du radar polarimétrique sont considérées. Ici, l'agrégation comme processus dominant est supporté par les faits suivants : 1) la

réflectivité Z augmente progressivement à partir de 8 km d'altitude jusqu'à la bande brillante; 2) les vitesses de chute des particules sont inférieures à $1,6 \text{ ms}^{-1}$ à partir de 8 km jusqu'à la bande brillante; et 3) la présence d'une bande brillante relativement

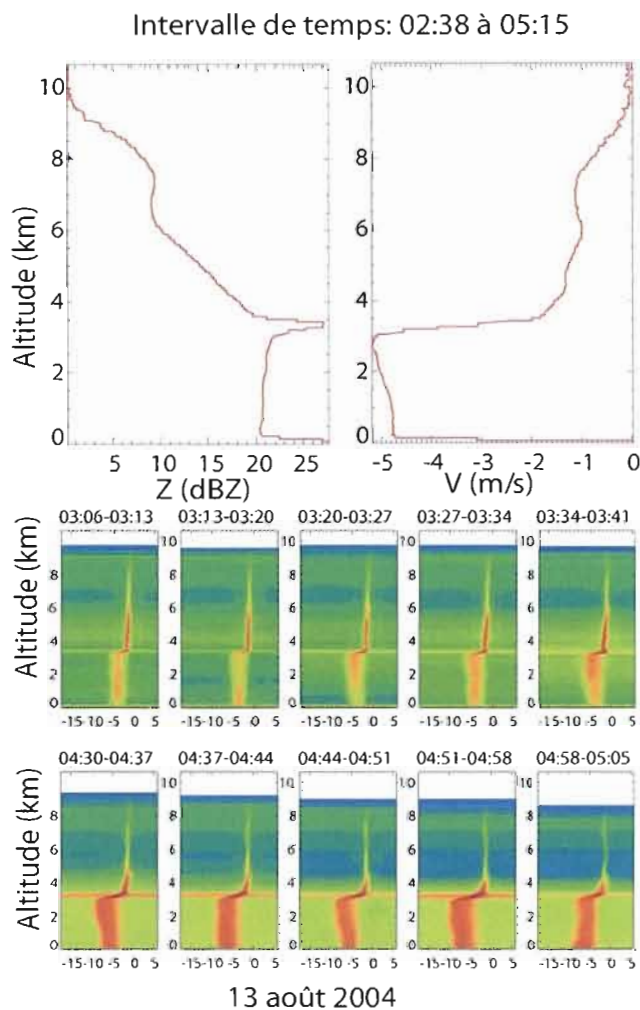


Figure 3.3.5 La réflectivité Z et le spectre Doppler des vitesses, le 13 août 2004 de 0238Z à 0515Z

forte causée par de la neige ayant une faible densité. La réflectivité Z et les vitesses Doppler au-dessus de 4,5 - 5,5 km suggèrent la présence de cristaux de glace. De cette façon, l'image des processus microphysiques qui ressort de l'analyse des données du POSS peut être décrite comme *une croissance des particules par diffusion* (au-dessus de 5 km) qui déplace les courbes de la répartition granulométrique vers des valeurs plus grandes des diamètres des particules. Par la

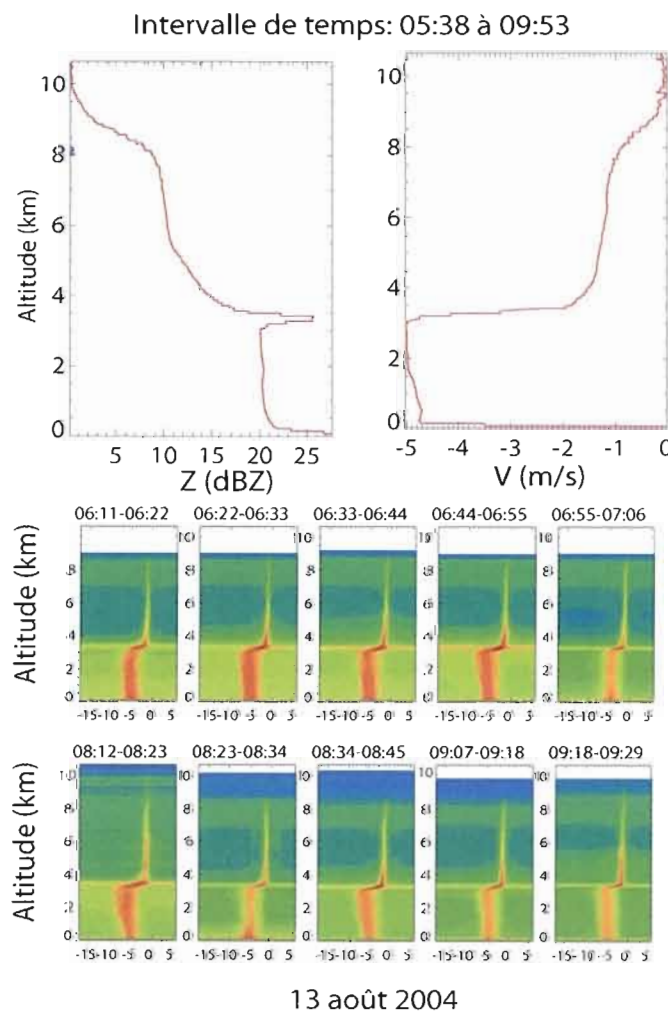


Figure 3.3.6 La réflectivité Z et le spectre Doppler des vitesses, le 13 août 2004 de 0538Z à 0953Z

suite, c'est la croissance des particules par *agrégation* qui devient le processus dominant.

La figure 3.3.7 montre les relations R-Z (à gauche) et les répartitions granulométriques (à droite) pour les mêmes intervalles de temps d'un événement. À gauche, les cercles rouges et la ligne tiretée en bleu sur chaque graphique représentent les données de notre étude et la ligne noire pleine – les données climatiques de la région de Montréal. Sur les graphiques de droite, les lignes de couleur représentent les répartitions granulométriques obtenues par la technique SIFT. Chaque courbe de couleur différente correspond à une répartition granulométrique moyenne obtenue par la technique utilisée par Zawadzki et Antonio (Zawadzki et Antonio, 1988). La variabilité de la relation R-Z a été mentionnée dans plusieurs recherches et on attribue habituellement des relations R-Z différentes selon que le type de précipitation est convectif ou stratiforme. En examinant la relation R-Z pour le 13 août du point de vue de sa variabilité pour les trois périodes, on observe des valeurs du paramètre \mathbf{b} ($Z = aR^b$) assez différentes, respectivement 2,12, 1,82 et 1,65 dans les trois périodes consécutives.

L'information additionnelle provenant du radar polarimétrique complète l'image des processus microphysiques qui ont eu lieu durant cette journée. L'identification des hydrométéores par le radar polarimétrique de l'université McGill est obtenue au moyen de l'algorithme basé sur la méthode de la « logique floue ». La figure 3.3.8 montre une image dans les coordonnées distance (X) – hauteur (Y) qui identifie les hydrométéores d'après cette méthode. Les types d'hydrométéores sont identifiés par des couleurs différentes. Pour le cas du 13 août 2004, la majeure partie des particules sont identifiées comme des cristaux de glace (Ix et Iix) mélangés avec de la neige sèche (DSn) dans la couche de 4 km à 8 km. On observe la bande brillante à une hauteur de 3 km à 4 km et cette région est occupée principalement par de la neige mouillée (DS). Les hydrométéores non identifiés (UFO) représentent les échos

de terrain du Mont Royal. La station de Dorval se trouve environ à 15 km du radar et on y observe de la pluie faible.

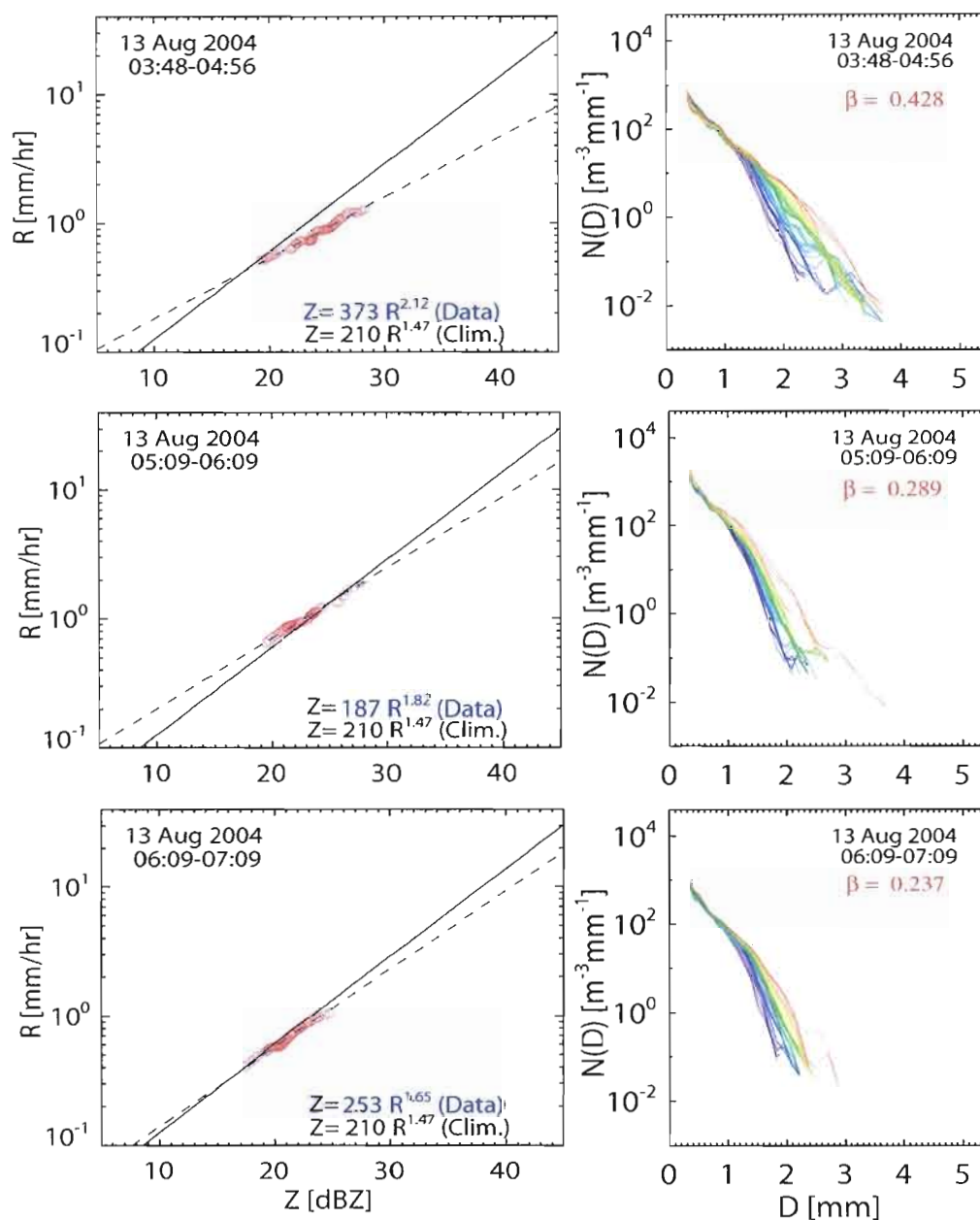


Figure 3.3.7 La répartition granulométrique et la relation R-Z obtenus par la technique SIFT, le 13 août 2004.

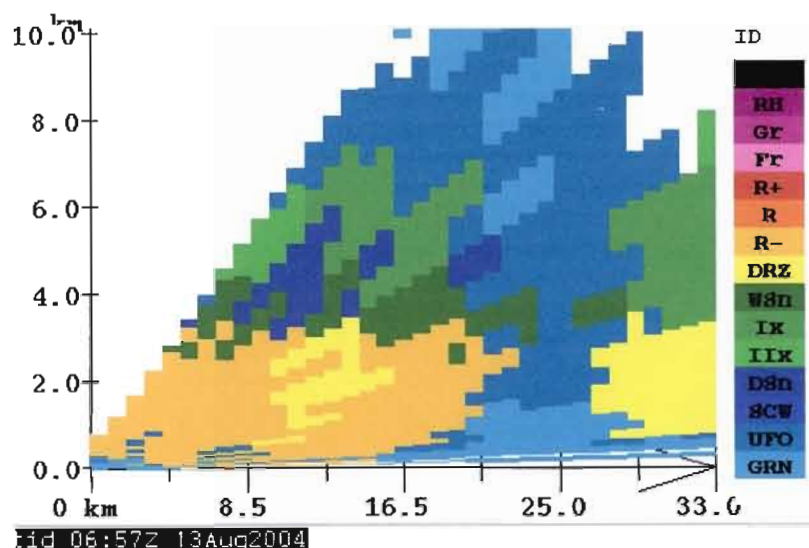
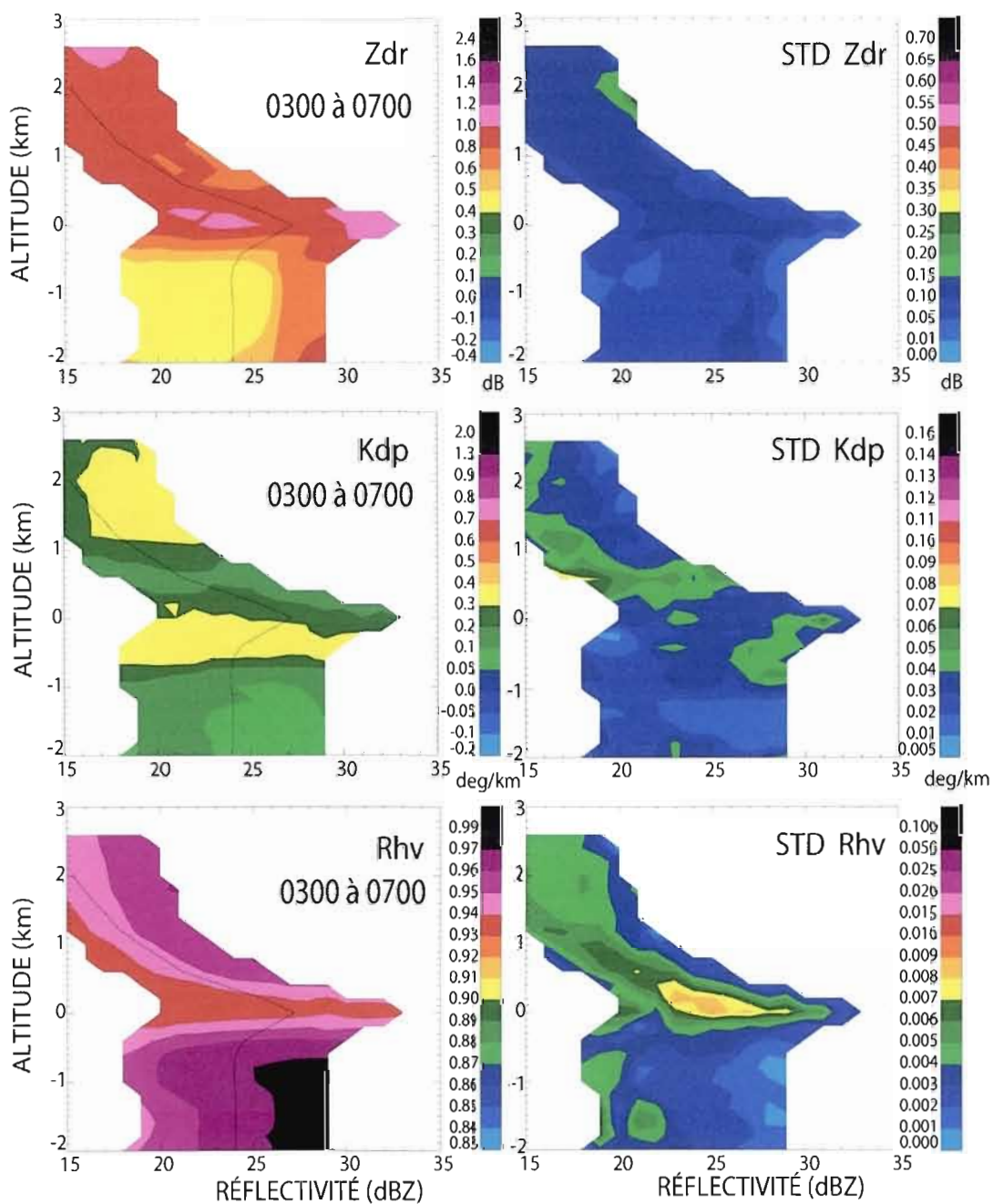


Figure 3.3.8 Identification des hydrométéores par la méthode opérationnelle appliquée au radar polarimétrique de McGill, le 13 août 2004 à 0657Z

Examinons pour finir les diagrammes des variables polarimétriques (figure 3.3.9). À droite, on voit la distribution des valeurs moyennes des variables polarimétriques Z_{dr} , K_{dp} et R_{hv} , et à gauche les diagrammes de la distribution des écart-types (STD) de ces variables. Sur le panneau de la réflectivité différentielle Z_{dr} , on observe des valeurs plus grandes dans la région de la neige (Z_{dr} varie de 0,6 dB à 1,2dB) que dans la région de la pluie (Z_{dr} varie de 0,4 dB à 0,6 dB), pour n'importe quelle valeur de la réflectivité Z . Cela peut s'expliquer par la présence des hydrométéores anisotropes dont l'orientation dans l'espace donne des valeurs de Z_{dr} plus grandes que celles des petites gouttelettes de pluie formées par suite de la fonte. Le fait que sur les diagrammes polarimétriques les valeurs de Z_{dr} sont toujours plus grandes dans la région de la neige que dans la région de la pluie, montre que le milieu au-dessus de la bande brillante est constitué principalement de cristaux de glace.



13 août 2004

Figure 3.3.9 Les diagrammes de la distribution des valeurs moyennes des variables polarimétriques, le 13 août 2004 de 0300Z à 0700Z

De 8 km jusqu'à 4,5 - 5 km, les vitesses de chute des particules sont inférieures à $1,6 \text{ ms}^{-1}$, d'après les données du VPR. La distribution des valeurs de R_{hv} (figure 3.3.9) indique l'uniformité des particules dans les deux régions - en dessous et au-dessus de la bande brillante. Il faut noter quand même les valeurs plus grandes de R_{hv} en dessous de la bande brillante en comparaison de celles dans la région de la neige. L'image qui décrit le mieux les processus microphysiques dominants ici est la formation et la croissance de cristaux de glace suivies par une faible agrégation des cristaux de glace qui a lieu dans la région au-dessus de la bande brillante. Pour ce cas du 13 août 2004, l'utilité de la signature de Z_{dr} pour l'identification des processus microphysiques est évidente: pour que Z_{dr} dans la région de la neige ait des valeurs positives, les hydrométéores dominants doivent être des cristaux de glace bien orientés, ce que nous avons déjà déduit des données du VPR et de l'algorithme d'identification des hydrométéores du radar polarimétrique de McGill. La signature du déphasage spécifique de propagation K_{dp} sur les diagrammes polarimétriques ressemble à celles observées dans la plupart des cas stratiformes: des valeurs généralement petites, inférieures à $0,3 \text{ deg.km}^{-1}$, qui diminuent dans la région de la bande brillante.

L'information qu'on peut retirer des diagrammes polarimétriques de Z_{dr} pour ce cas est facile à interpréter par un usager et montre l'utilité de ces diagrammes. En combinant les images des diagrammes des variables polarimétriques à de l'information additionnelle, tel que les images du VPR et du POSS, on obtient une image plus complète des processus microphysiques.

3.3.2 Le 24 décembre 2003

Le cas suivant est survenu durant la saison froide, contrairement au cas précédent. Ici, les valeurs de la réflectivité Z_{dr} sont plus petites dans la région de la neige que dans celle de la pluie, i.e. les valeurs de Z_{dr} font partie de la catégorie B de Z_{dr} (voir 3.2.1). On a choisi de présenter ce cas et de le comparer au précédent pour tenter d'expliquer les différences rencontrées, à la lumière de notre idée centrale - l'influence de la microphysique sur le comportement des variables polarimétriques.

Les figures 3.3.10 et 3.3.11 montrent l'analyse de surface de 1200Z, le 24 décembre 2003 et l'image satellitaire visible (VIS) prise à 1745Z. Un système dépressionnaire situé juste à l'est des Grands Lacs comporte une zone de précipitation située à l'avant d'un front chaud qui se dirige vers le sud du Québec. L'image satellitaire visible montre une importante masse nuageuse stratiforme qui englobe le sud du Québec.

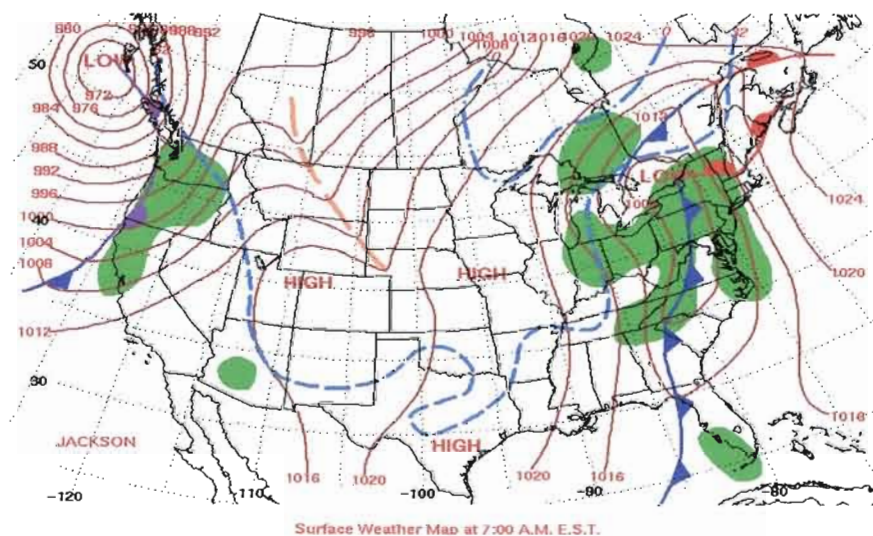


Figure 3.3.10 L'analyse de surface à 1200Z, le 24 décembre 2003

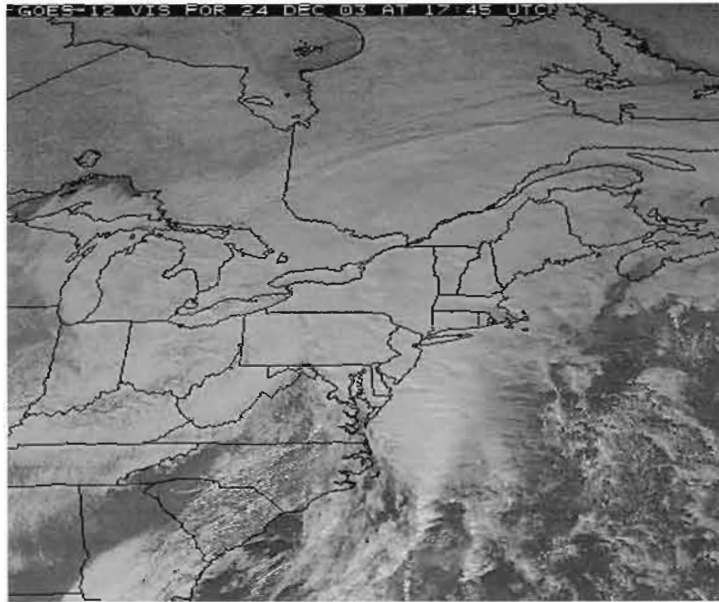


Figure 3.3.11 L'image satellitaire VIS, le 24 décembre 2003 à 1745Z

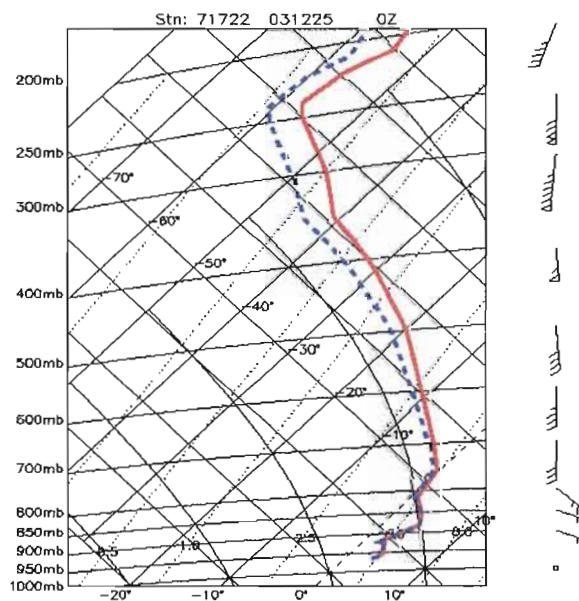


Figure 3.3.12 Le sondage aérologique de Maniwaki, le 25 décembre 2003 à 0000Z

Le téphigramme de Maniwaki pour le 25 décembre à 0000Z montre une atmosphère stable et saturée avec une couche isotherme autour de 0°C entre 800 mb et 750 mb.

Examinons les images du VPR situé à Ste-Anne-de-Bellevue. Les données prises entre 2043Z et 2341Z montrent une bande brillante dont la hauteur (2 - 2,2 km) varie très peu dans le temps (la figure 3.3.13 en haut). Les traînées des précipitations sont bien évidentes sur l'image. Une augmentation de la réflectivité Z supérieure à 25dBZ en dessous de 6 km est aussi évidente (de 2043Z à 2341Z). La variation de la vitesse Doppler en altitude suggère la présence d'ondes de gravité. On observe une augmentation des vitesses de chute des particules à partir de 5 - 6 km de hauteur, surtout aux environs de 2100Z - 2130Z (la figure 3.3.13 en bas). En général, les vitesses de chute des particules dans la région de la neige restent $< 2 \text{ ms}^{-1}$ et on observe une augmentation de la réflectivité Z à partir d'une hauteur d'environ 6 km et une bande brillante relativement forte, représentative de la neige de faible densité. On peut conclure de l'information du VPR que l'agrégation serait le processus microphysique dominant ici.

Les valeurs de réflectivité Z et les vitesses de chute des hydrométéores suggèrent une agrégation plus forte que dans le cas du 13 août 2004. Sur la figure 3.3.14 sont illustrées la réflectivité moyenne Z et la vitesse Doppler moyenne pour l'intervalle de temps de 2107Z à 2323Z. La réflectivité moyenne dans la région de la bande brillante atteint des valeurs de plus de 45dBZ, la bande brillante relativement bien prononcée ($\Delta Z = 7\text{dBZ}$) et les vitesses de chute des gouttelettes de pluie atteignent plus de 8 ms^{-1} . La formation de grands agrégats de neige qui se transforment en grandes gouttes de pluie après la fonte peut être anticipée.

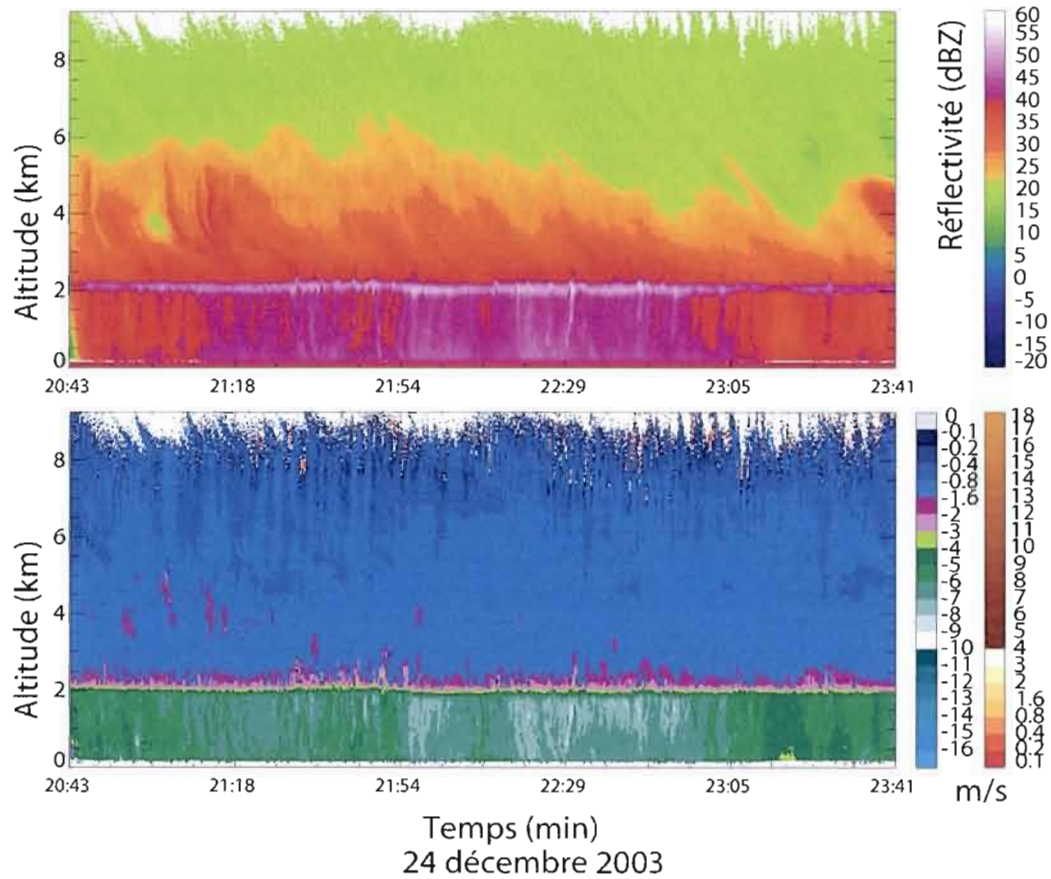


Figure 3.3.13 Les données VPR, le 24 décembre 2003 de 2043Z à 2341Z

L'image des processus microphysiques qui ressortent des données du VPR peut être résumée comme suit : formation de cristaux de glace à une altitude au-dessus de 6 km, croissance des cristaux de glace par agrégation en dessous de 6 km. L'agrégation, pour ce cas du 24 décembre 2003, est plus importante que pour le 13 août 2004, puisque les particules ont des réflectivités Z plus grandes dans la région de la neige.

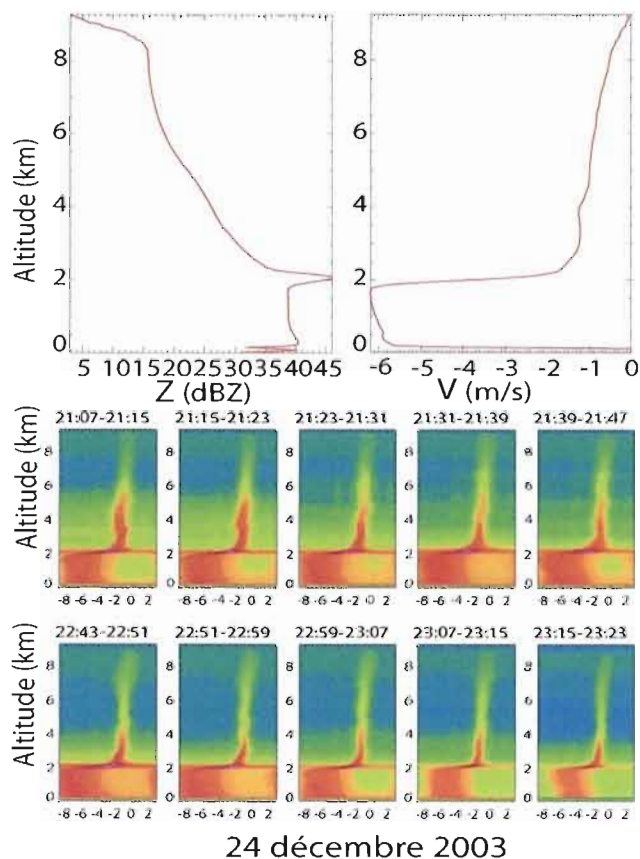


Figure 3.3.14 La réflectivité Z et le spectre Doppler des vitesses pour le 24 décembre 2003, de 2107Z à 2323Z

Sur la figure 3.3.15 sont illustrés les résultats des données du POSS pour trois intervalles de temps différents (1852Z à 2009Z, 2022Z à 2138Z et 2138Z à 2309Z). Le comportement du paramètre β dans la répartition granulométrique semble différent pour les trois périodes. Si les valeurs de β sont plus grandes que 0,36 dans le premier et le troisième intervalle (respectivement $Z = 476R^{1,85}$ et $Z = 338R^{2,35}$), il en va différemment dans le deuxième intervalle, où $\beta < 0,214$ (notamment $\beta = 0,109$ et $Z = 397R^{1,35}$). Les courbes qui présentent la répartition granulométrique ont un comportement similaire: dans le premier et le troisième intervalle, elles pivotent

autour de $D \neq D(0)$, tandis que de 2022Z à 2138Z elles se déplacent parallèlement, avec l'augmentation du taux de précipitation R.

D'après les hypothèses qui relient les processus microphysiques et le comportement des courbes granulométriques, c'est l'agrégation qui prédomine dans les premier et troisième intervalles (Lee, 2003). Pour le deuxième intervalle, c'est le givrage qui joue un rôle dominant pour la croissance des particules dans la région de la neige. Si l'analyse des données du POSS montre ici le givrage comme phénomène dominant (figure 3.3.15), il est intéressant de noter que ce court intervalle de givrage a été relevé sur les diagrammes polarimétriques de Zdr. En effet, des valeurs de Zdr proches de 0dB dans la région de la neige y sont observées (figure 3.3.17).

Une autre image peut être utilisée pour compléter l'analyse préliminaire de ce cas, c'est le résultat de l'algorithme pour l'identification des hydrométéores appliqué au radar McGill (figure 3.3.16). La neige sèche (DSn) est dominante dans la couche 2,5 km - 5,5 km et les cristaux de glace (Ix) au-dessus de cette hauteur. La bande brillante se trouve autour de 2 km d'altitude et est démarquée par la neige mouillée (WSn). En dessous de la bande brillante, les hydrométéores sont identifiés comme de la pluie faible (R-).

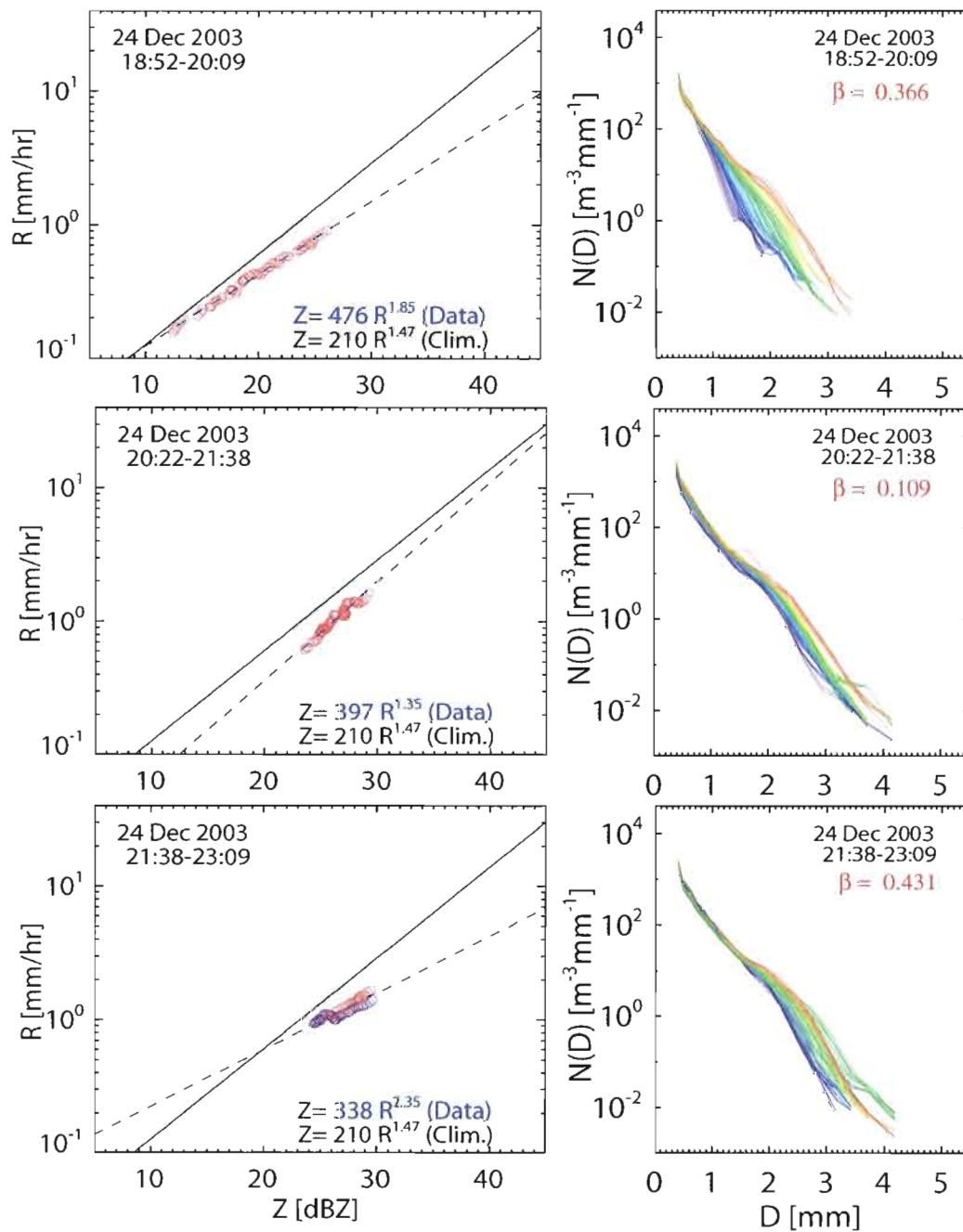


Figure 3.3.15 La répartition granulométrique et la relation R-Z obtenus par les données du POSS et la technique SIFT, le 24 décembre 2003.

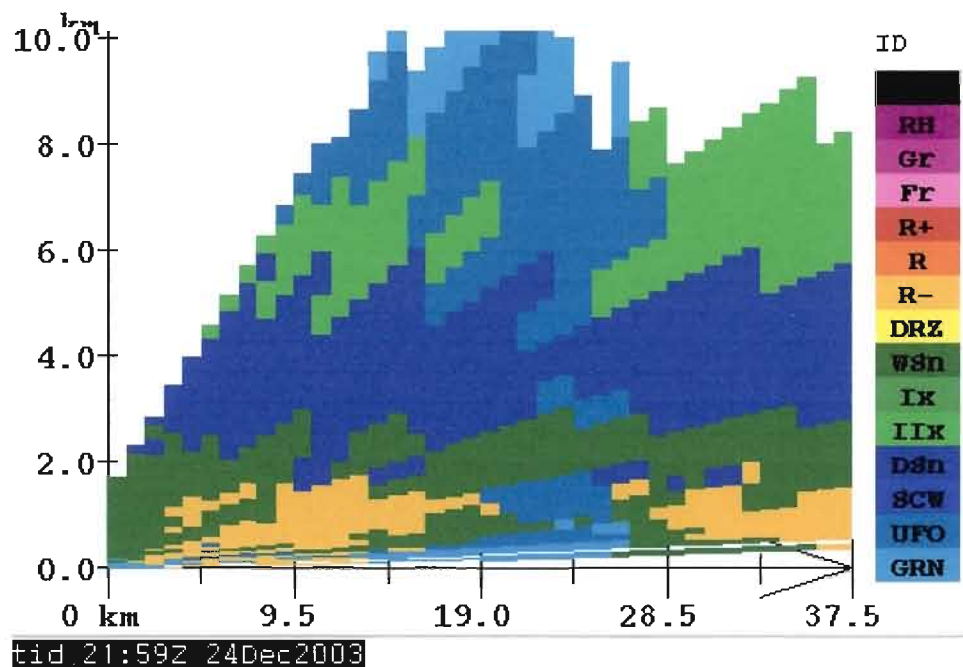
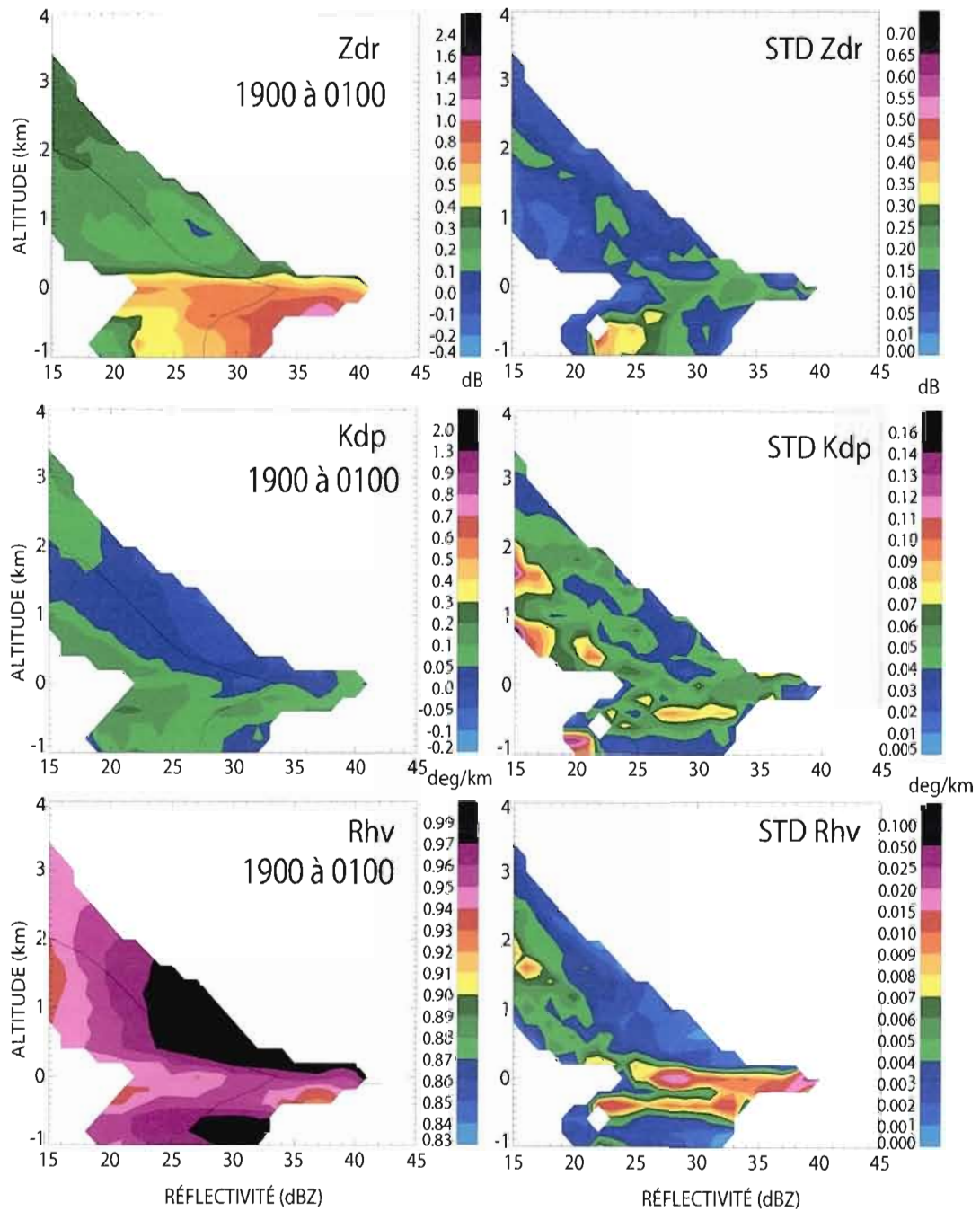


Figure 3.3.16 Identification des hydrométéores par la méthode opérationnelle appliquée au radar polarimétrique de McGill, le 24 décembre 2003 à 2159Z

Les propriétés des particules influencent la variabilité des observables polarimétriques. L'agrégation plus intense produit des agrégats de neige plus grands. Le givrage fait en sorte que les particules de glace ou de neige deviennent plus isotropes et les valeurs de Z_{dr} diminuent. C'est ce qui est aussi observé sur les diagrammes polarimétriques (figure 3.3.17): au-dessus de la bande brillante, les valeurs de Z_{dr} sont plus petites que celles dans la pluie et prennent même, pour de fortes réflectivités Z , des valeurs proches de 0dB près de la bande brillante, ce qui suggère la présence de givrage. L'analyse de la variabilité des données polarimétriques présentées sous forme de diagrammes est donc en accord avec les hypothèses suggérées par l'analyse préliminaire et les méthodes utilisées plus haut.



24 décembre 2003

Figure 3.3.17 Les diagrammes des variables polarimétriques, le 24 décembre 2003 de 1900Z à 0100Z

Les diagrammes polarimétriques de Rhv suggèrent encore une fois une uniformité des particules dans les régions au-dessus et en dessous de la bande brillante.

En observant le panneau du déphasage différentiel de propagation Kdp, il faut noter les valeurs proches de 0 deg.km⁻¹, même négatives tout près du sommet de la bande brillante. La présence de grands agrégats de neige peut en être la cause (Zrníc et al., 1993).

En conclusion, les processus microphysiques qui ressortent de l'analyse faite par toutes les méthodes à notre disposition pour les cas des 13 août 2004 et 24 décembre 2003, sont la formation des cristaux de glace et l'agrégation subséquente des particules de glace. Le givrage, qui prédomine dans une courte période de temps tout près du sommet de la bande brillante, arrive à modifier les propriétés des particules et à influencer les moyennes des variables polarimétriques. Même si nous sommes en présence d'événements ayant des processus microphysiques différents, les diagrammes polarimétriques ont permis de confirmer ces différences obtenues avec les autres méthodes utilisées dans notre étude.

3.3.3 Le 9 septembre 2004

D'habitude, les systèmes qui résultent de la transformation des tempêtes tropicales et se déplacent vers le nord sur le continent nord-américain, sont caractérisés par un soulèvement à grande échelle des masses d'air et par l'importante quantité d'humidité qu'ils transportent. Ces systèmes, même si on n'y distingue pas nécessairement des cellules convectives, donnent de fortes précipitations, comparables à celles des systèmes convectifs. Avec le passage de la dépression extratropicale Frances, le 9 septembre 2004, 67 mm de pluie furent enregistrés à Dorval ce jour-là. Nous avons examiné ce cas pour mettre en évidence les différences avec les cas stratiformes examinés dans notre étude.

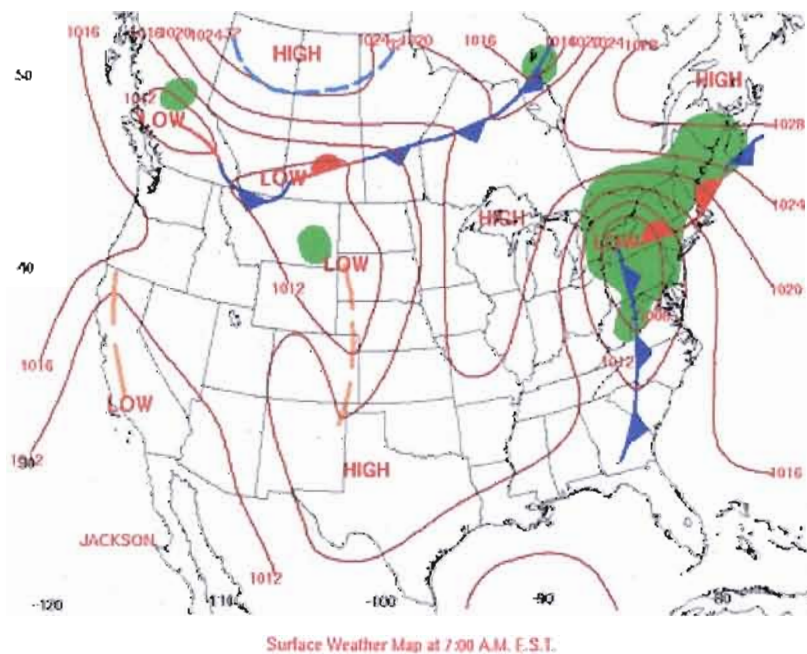


Figure 3.3.18 Analyse de surface à 1200Z, le 9 septembre 2004

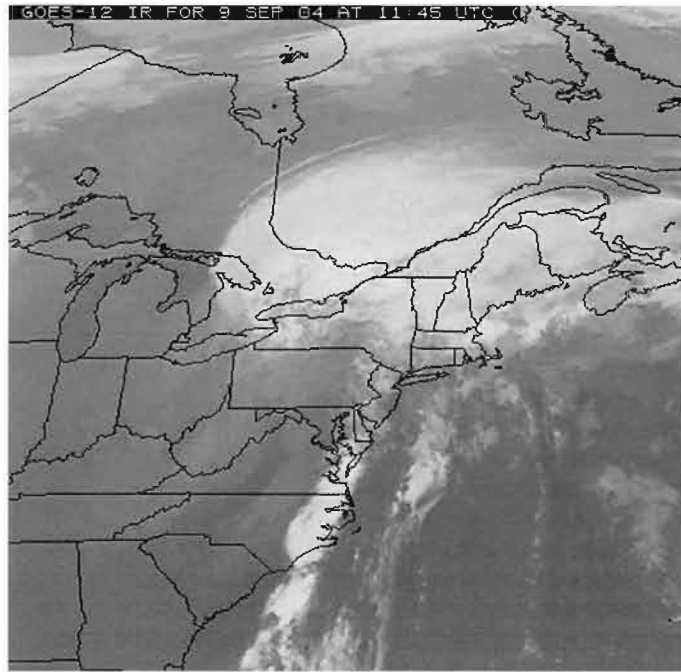


Figure 3.3.19 L'image satellitaire IR à 1145Z, le 9 septembre 2004

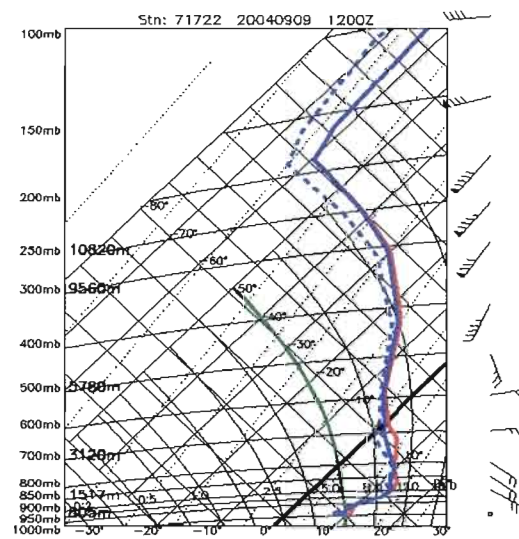


Figure 3.3.20 Le sondage aérologique de Maniwaki à 1200Z, le 9 septembre 2004

Nous avons examiné l'analyse de surface (figure 3.3.18), les données du sondage aérologique (figure 3.3.20) et l'image satellitaire IR (figure 3.3.19) pour obtenir une analyse préliminaire de la situation météorologique.

Le téphigramme de Maniwaki à 1200Z le 9 septembre 2004 montre, au-dessus du niveau de congélation, une épaisse couche d'air stable et saturé qui s'étend jusqu'à 10 km d'altitude. La température est 14⁰C en surface et -20⁰C à 400 mb. Le niveau de congélation est à environ 3,5 km. Sur l'image satellitaire, on observe une vaste masse nuageuse qui englobe une grande partie de l'Ontario et du Québec (figure 3.3.19).

Sur l'image du VPR (figure 3.3.21 en haut) situé à Ste-Anne-de-Bellevue, on observe des précipitations qui s'étendent jusqu'à 10 km en hauteur. La bande brillante est bien définie, avec un maximum de réflectivité Z de 45 à 50dBZ et une hauteur qui varie dans le temps de 3,5 à 4 km. Les précipitations ont duré presque 8 heures et les plus fortes se sont produites au site du VPR entre 1200Z et 1500Z.

En observant les réflectivités Z et les vitesses Doppler prises par le VPR, on constate la présence (de 0636Z à 1100Z) d'une couche d'une épaisseur de 2,5-3 km au-dessus de la bande brillante, et dont la réflectivité dépasse 20dBZ. Les vitesses de chute des hydrométéores sont inférieures à 2 ms⁻¹ durant cette période, conditions favorables à la formation de grands agrégats de neige, résultat d'une agrégation intense en tant que processus dominant.

Les vitesses Doppler mesurées par le VPR (figure 3.3.21 en bas) augmentent à partir d'une hauteur de 5,5 km et occasionnellement de 7,5 km, surtout après 1320Z où on observe des vitesses de chute de -2 à -3 ms⁻¹. Ces conditions sont favorables à la formation de particules givrées. La bande brillante devient moins prononcée et on

peut conclure que c'est le givrage qui prédomine dans cette période de temps comme processus dominant de croissance des particules (Zawadzki et al., 2001a).

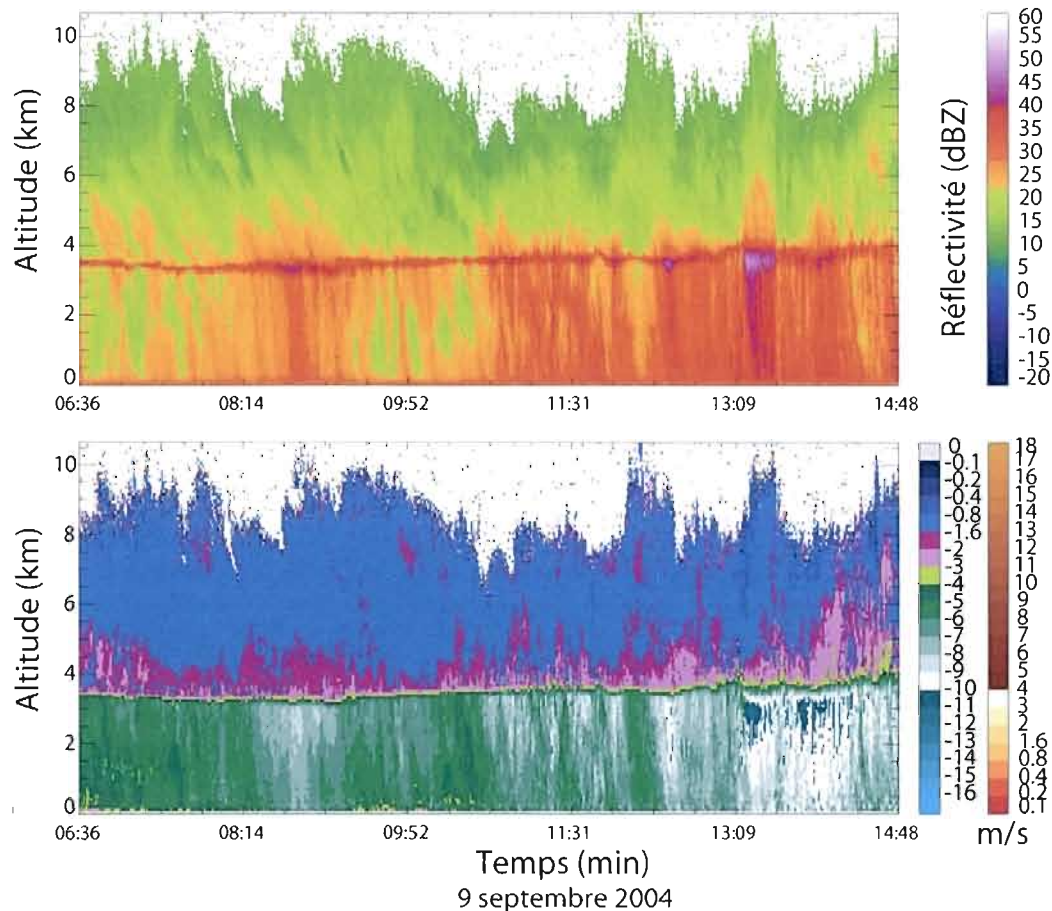


Figure 3.3.21 L'image VPR, le 9 septembre 2004 de 0636Z à 1448Z

Le spectre Doppler des vitesses est examiné pour quatre périodes: 0700Z à 0858Z (figure 3.3.22), 1000Z à 1158Z (figure 3.3.23), 1233Z à 1352Z (figure 3.3.24) et 1400Z à 1538Z (figure 3.3.25). Le spectre Doppler, pour les deux périodes de 0700Z à 0858Z et de 1000Z à 1158Z, montre que la vitesse de chute des gouttes de pluie varie de 5 à 8 ms^{-1} , et que la réflectivité moyenne de la bande brillante est de 32dBZ. Fait intéressant à noter: le spectre des vitesses Doppler est très étroit entre 6

km et 8 km d'altitude avec des vitesses autour de 1ms^{-1} , ce qui implique une uniformité des types de particules dans la région de la neige. Dès que la vitesse de chute devient supérieure à -2ms^{-1} , ce qu'on observe après 1300Z (figure 3.3.25), la formation des particules givrées est fortement favorisée. Comme on peut le constater sur la figure 3.3.24 dans les précipitations fortes observées après 1300Z, la dynamique joue aussi un rôle important : les vitesses verticales augmentent et le givrage est favorisé davantage; il en résulte que la bande brillante devient moins bien définie.

Sous la bande brillante, le spectre des gouttes de pluie demeure assez étroit de 0700Z à 0858Z (figure 3.3.22), mais il s'élargit dans les deux périodes suivantes, 1000Z à 1158Z et 1233Z à 1352Z (figures 3.3.23 et 3.3.24). Cela pourrait supposer la présence d'un autre processus microphysique - la défragmentation des grandes gouttes de pluie qui donne lieu à la génération de plus petites gouttes provenant de cette défragmentation. Cette hypothèse est soutenue aussi par le fait que la vitesse de chute des gouttes diminue avec l'altitude sous la bande brillante.

L'analyse des données du POSS est illustrée sur les figures 3.3.26 et 3.3.27. Si l'on observe le comportement des courbes de la répartition granulométrique et les valeurs du paramètre β ($\beta < 0,214$), il semble que ce soit le givrage qui prédomine ici, à l'exception des périodes de 0737Z à 0938Z et de 1137Z à 1252Z durant lesquelles $\beta > 0,214$. Les images montrent que, abstraction faite de ces deux périodes, les processus dominants mènent à la *translation* des courbes dans la distribution granulométrique. On peut donc conclure, étant donné le coefficient $\beta < 0,214$ et la translation des courbes, qu'il y a givrage des particules au-dessus de la bande brillante (Lee, 2003). La période de 1334Z à 1452Z, qui est caractérisée par $\beta = 0,090$ et par une translation des courbes vers le haut, est dominée par des processus proches de l'équilibre (voir A1.). Cette période est comparable à une autre observée durant un

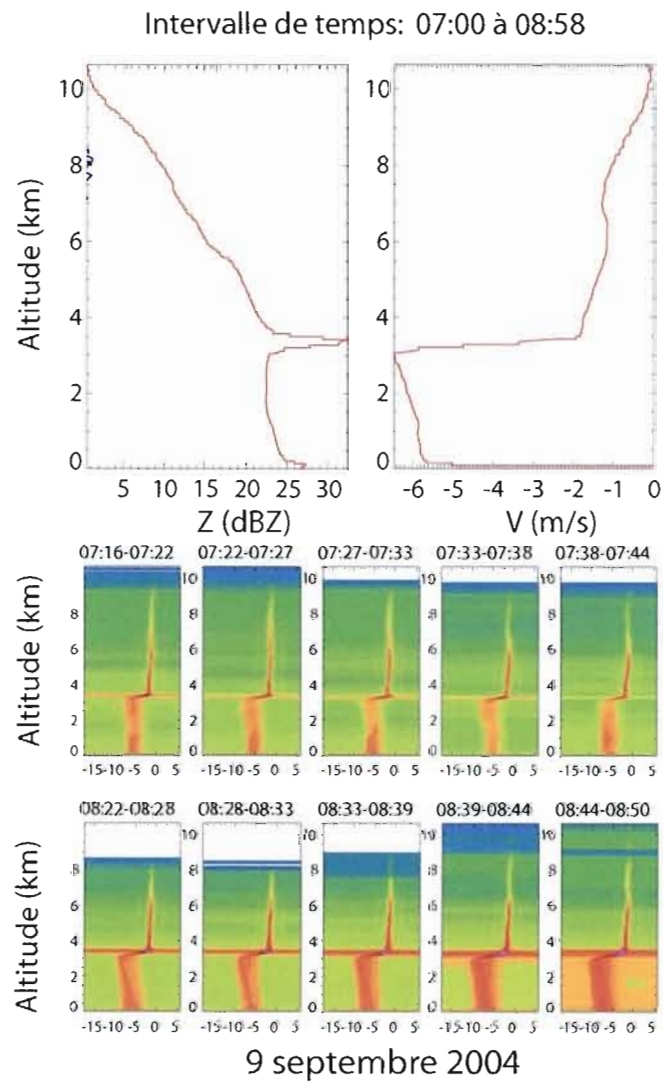


Figure 3.3.22 La réflectivité Z et le spectre Doppler des vitesses pour le 9 septembre 2004 de 0700Z à 0858Z

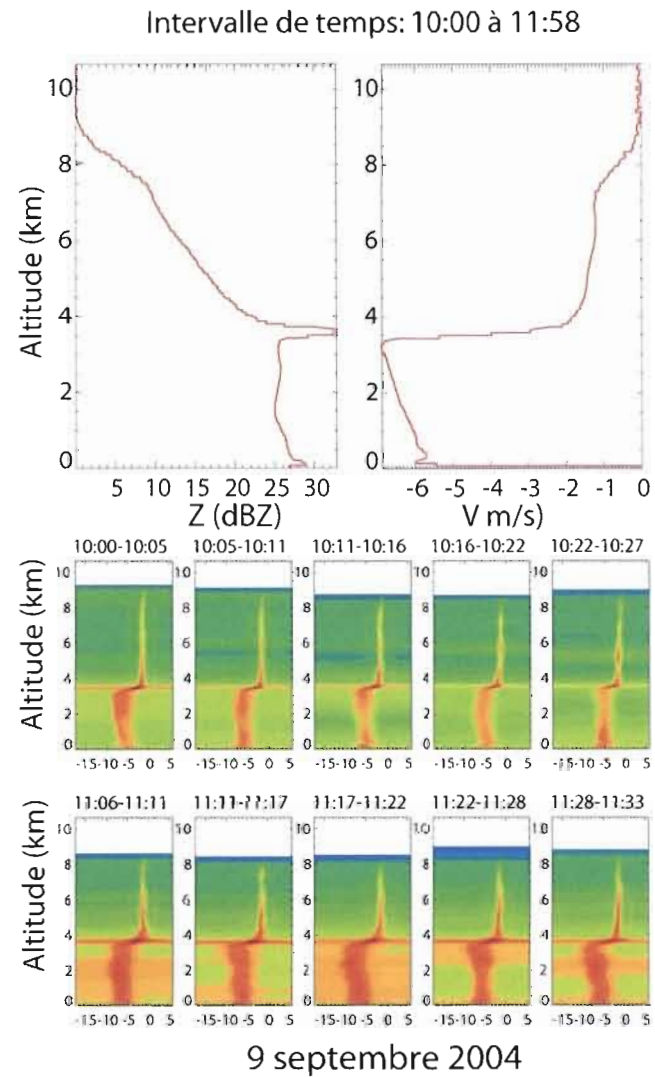


Figure 3.3.23 La réflectivité Z et le spectre Doppler des vitesses pour le 9 septembre 2004 de 1000Z à 1158Z

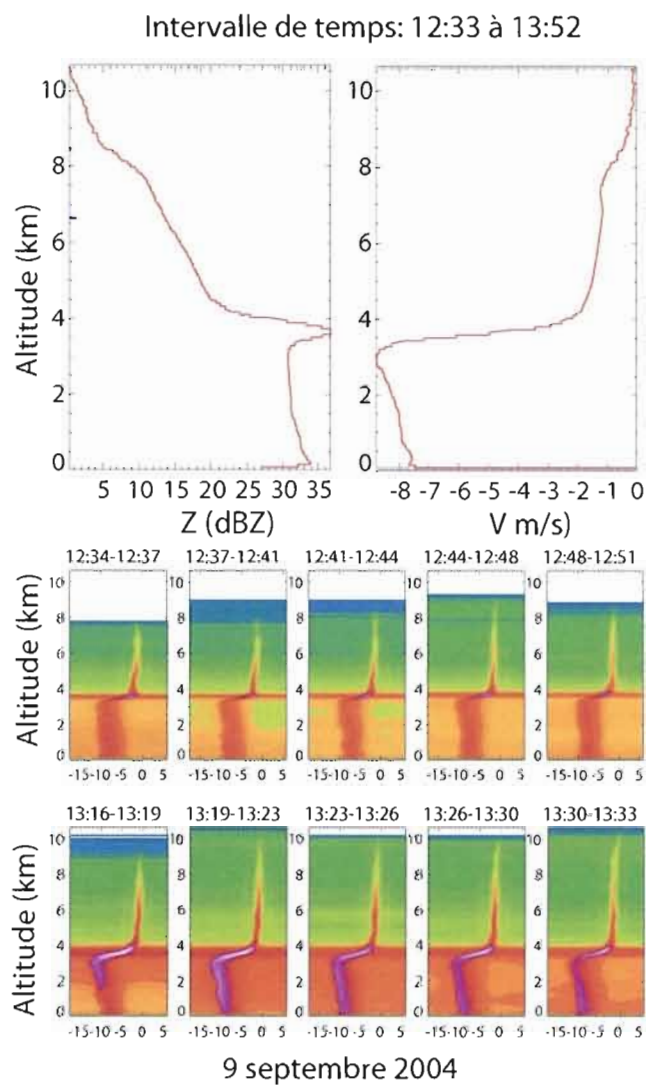


Figure 3.3.24 La réflectivité Z et le spectre Doppler des vitesses pour le 9 septembre 2004 de 12:33Z à 13:52Z

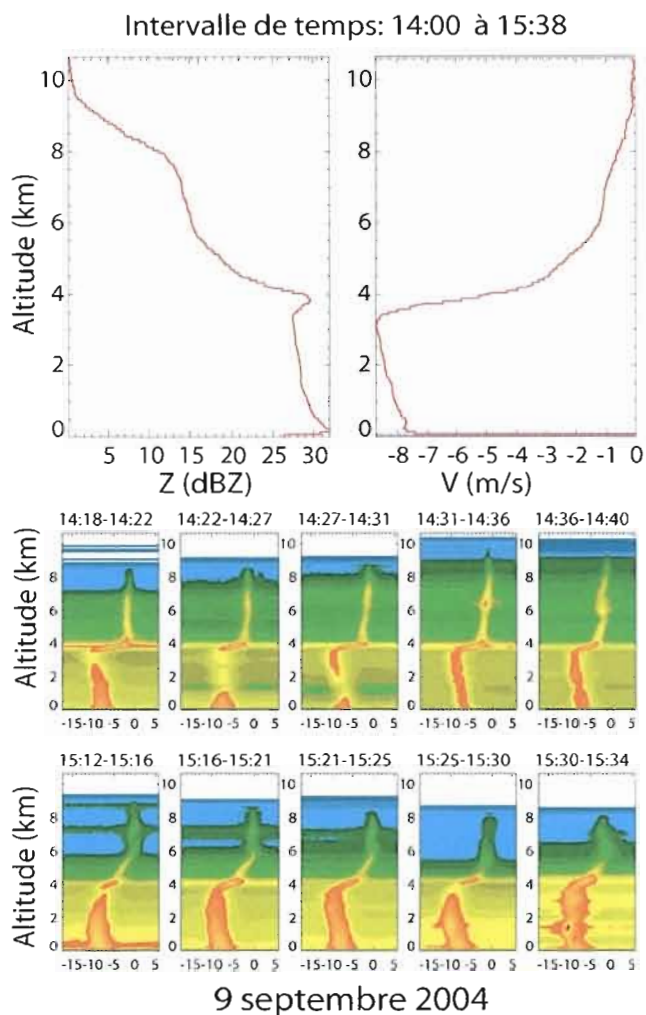


Figure 3.3.25 La réflectivité Z et le spectre Doppler des vitesses pour le 9 septembre 2004 de 14:00Z à 15:38Z

événement convectif, celui du 1^{er} juin 2004 de 2051Z à 2130Z. Nous discuterons de cet événement plus loin.

Les données du radar polarimétrique présentées sur les diagrammes de la distribution des valeurs moyennes dans l'espace réflectivité (Z) – hauteur (H) (figure 3.3.28) révèlent certaines particularités qui peuvent être liées aux propriétés des particules dans les différentes zones de précipitations. Examinons la réflectivité

différentielle Zdr. Pour de faibles réflectivités ($Z < 25\text{dBZ}$) dans la région de la neige, Zdr est légèrement plus grand que dans la région de la pluie. Lorsque la réflectivité atteint des valeurs de 25-30dBZ, les valeurs de Zdr dans la pluie augmentent alors qu'elles diminuent dans la région de la neige. Cela peut s'expliquer par le fait que les plus grandes valeurs de réflectivité Z correspondent aux plus grandes gouttes de pluie; les plus grandes gouttes étant plus aplaties, les valeurs de Zdr sont par conséquent plus élevées. La diminution de Zdr dans la région de la neige, qui se produit avec l'augmentation de la réflectivité Z , peut s'expliquer par la formation de particules plus isotropes. Pour une faible réflectivité Z , la bande brillante pour les valeurs de Zdr est presque au niveau du maximum de réflectivité de Z . Pour des périodes de forte pluie associées à de plus grandes valeurs de Z , la bande brillante pour Zdr est difficile à discerner.

Les petites valeurs de Rhv définissent bien la bande brillante pour les faibles valeurs de la réflectivité Z . Pour des réflectivités Z supérieures à 40dBZ, les valeurs de Rhv montrent une bande brillante plus large. Les valeurs plus petites de Rhv que l'on observe à 1 km en dessous du maximum de la bande brillante (figure 3.3.28) sont reliées à la formation de plus grands agrégats de neige et de particules givrées qui se sont formées dans les précipitations plus fortes, et qui fondent plus lentement. On assiste alors à la formation d'une couche plus épaisse d'hydrométéores mixtes. Les valeurs de Kdp au-dessus du maximum de la bande brillante, proches de 0 deg.km^{-1} et même négatives, sont associées à la présence des grands agrégats de neige.

En conclusion, on peut dire que même dans les cas particuliers où agit une dynamique différente de celle présente dans les cas classiques de précipitations stratiformes, les diagrammes polarimétriques fournissent de l'information qui est cohérente avec celle obtenue du VPR et du POSS.

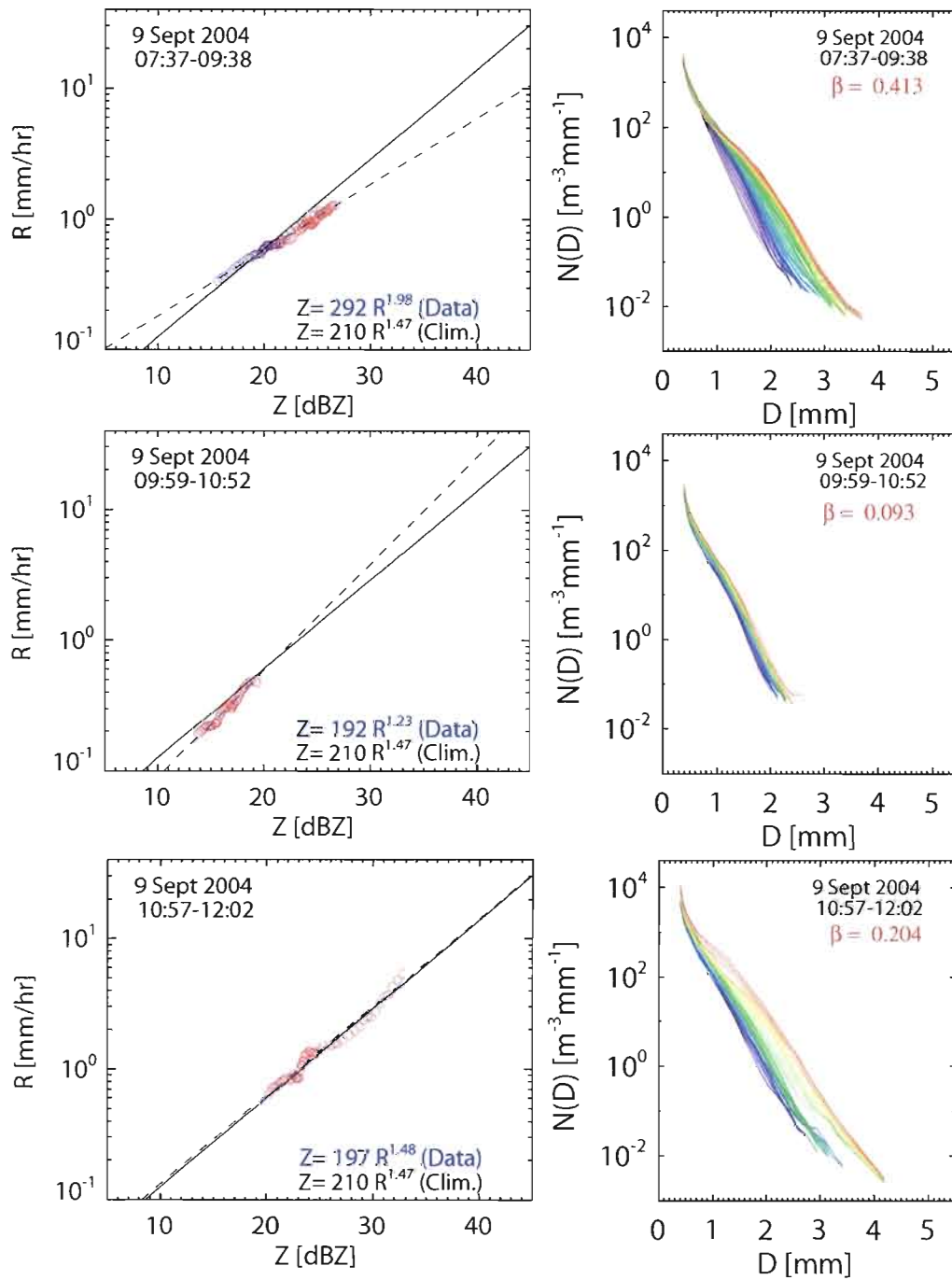


Figure 3.3.26 La répartition granulométrique et la relation R-Z obtenus par la technique SIFT, le 9 septembre 2004 de 0737Z à 1202Z

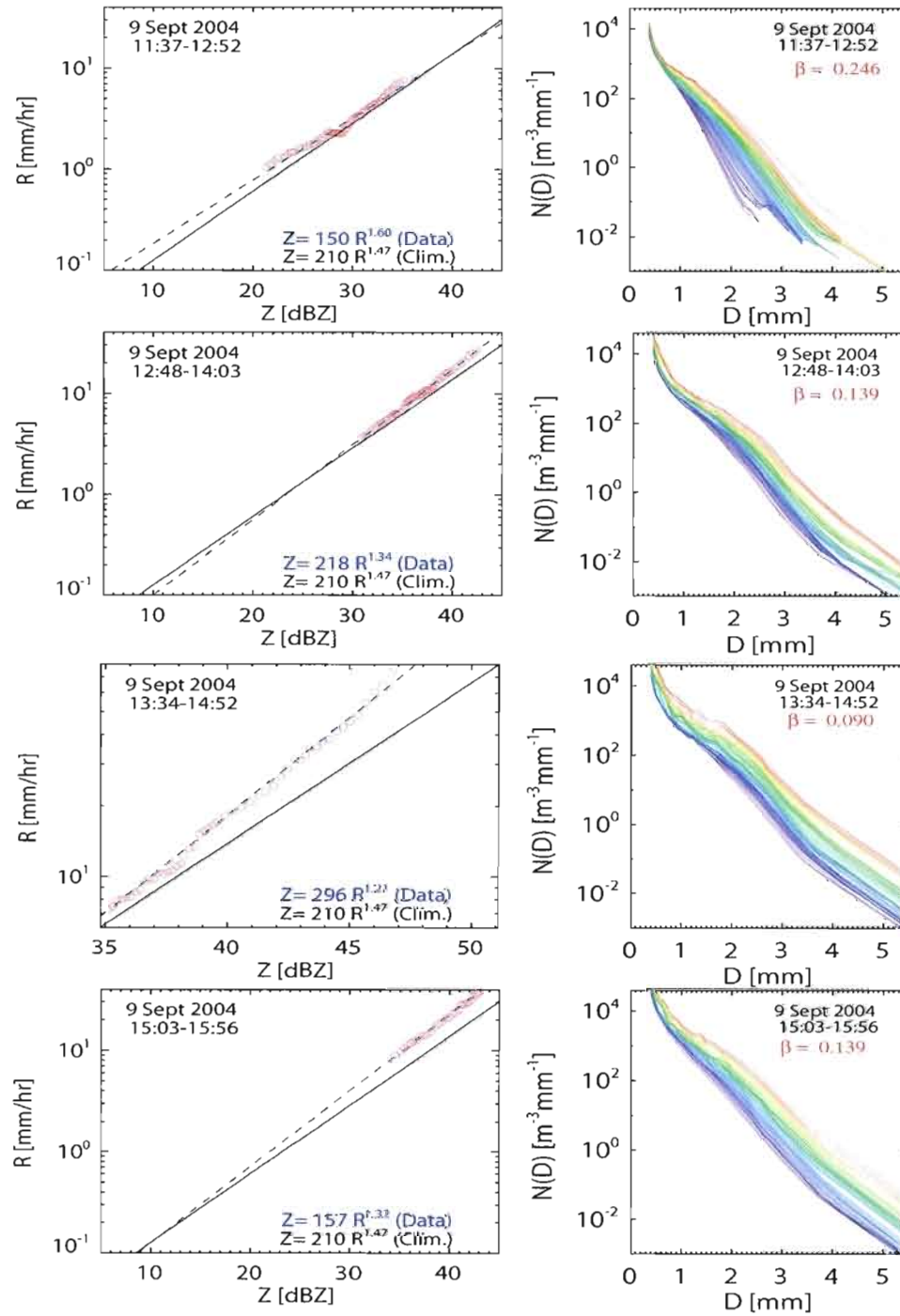
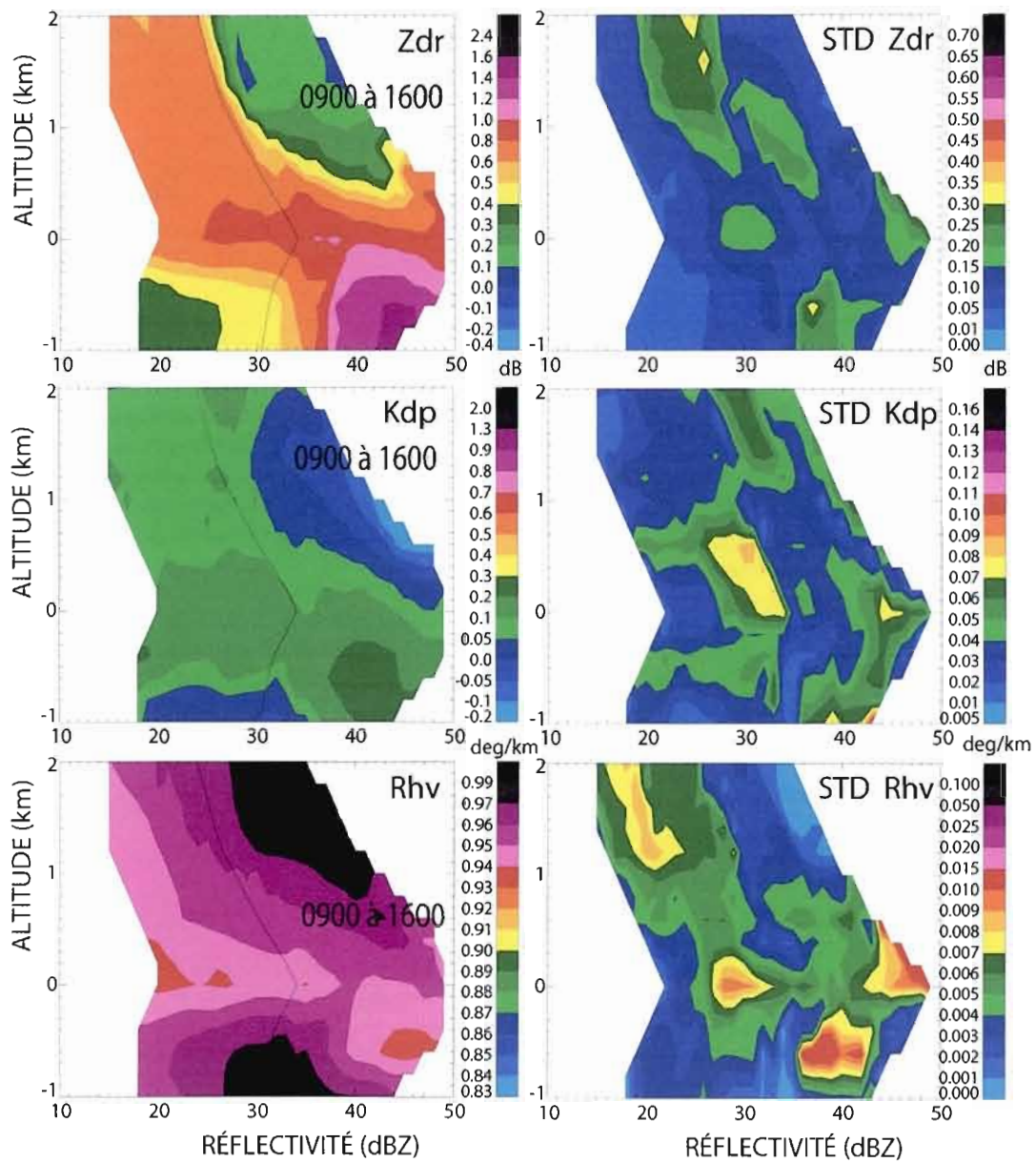


Figure 3.3.27 La répartition granulométrique et la relation R-Z obtenus par la technique SIFT, le 9 septembre 2004 de 1137Z à 1556Z



9 septembre 2004

Figure 3.3.28 Les diagrammes des variables polarimétriques dans l'espace réflectivité (Z) - hauteur (H), le 9 septembre 2004 de 0900Z à 1600Z

3.3.4 Le 1^{er} juin 2004

Le dernier cas est classifié comme typiquement convectif. Bien que notre méthodologie ait été élaborée pour étudier les cas stratiformes, nous avons quand même décidé de l'appliquer ici pour tester son utilité, puisque l'échelle spatiale employée dans notre étude s'y prête bien.

L'analyse de surface (figure 3.3.30) et l'image satellitaire IR (figure 3.3.29) montrent un système dépressionnaire provenant du Midwest américain avec un creux qui s'étire vers le Québec. Le téphigramme de Buffalo à 1200Z montre qu'on est en présence d'air instable. Le niveau de congélation se situe autour de 2,3 km. L'événement a donné 32,4 mm de pluie à Dorval, l'épisode le plus fort étant survenu entre 2100Z et 2300Z. Des orages ont été enregistrés à la station de Dorval à 2300Z.

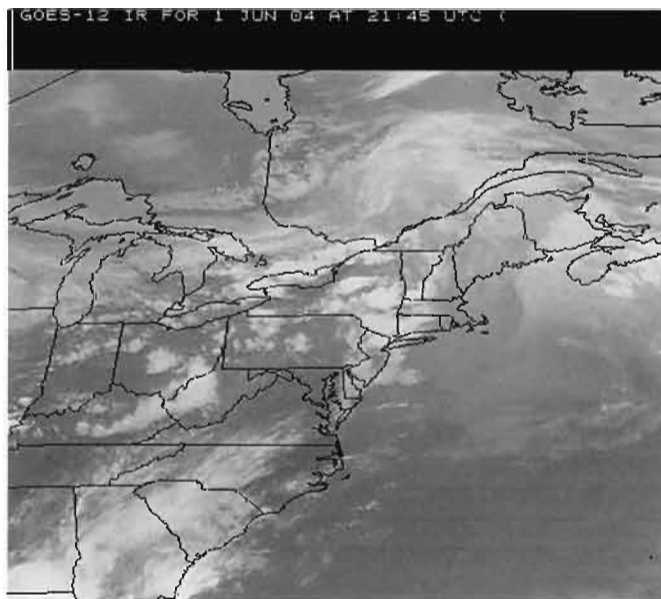


Figure: 3.3.29 L'image satellitaire IR, le 1^{er} juin 2004 à 2145Z

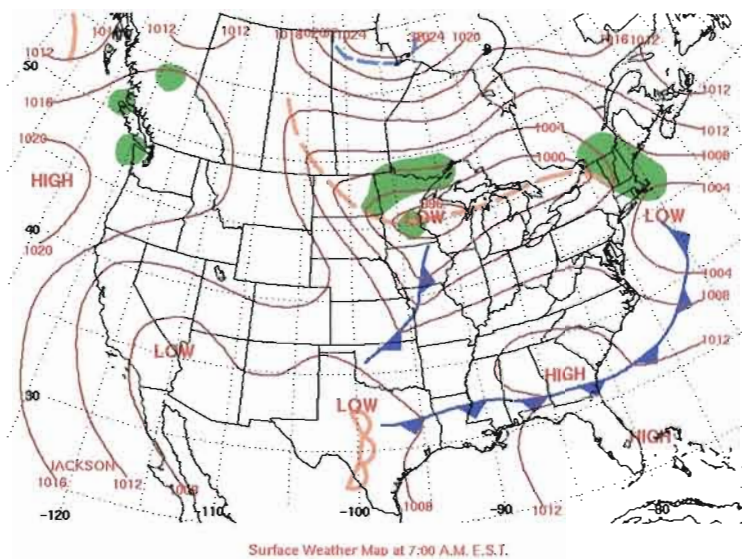


Figure:3.3.30 L'analyse de surface à 1200Z, le 1^{er} juin 2004

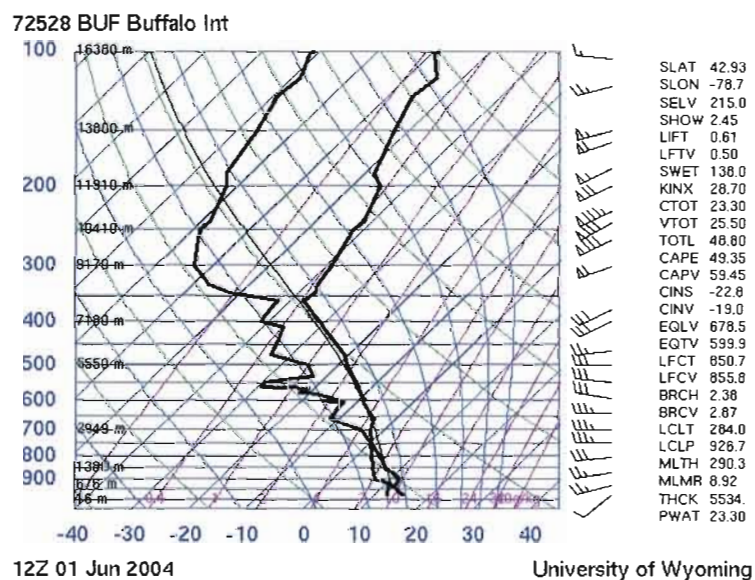


Figure:3.3.31 Le téphigramme de Buffalo, le 1^{er} juin 2004 à 1200Z

Sur l'image VPR (figure 3.3.32), les épisodes de convection sont bien en évidence. Les vitesses Doppler (figure 3.3.32 en bas), qui dépassent parfois -2 ms^{-1} , montrent une convection vigoureuse. Sur les panneaux de réflectivité Z (figure 3.3.32 en haut), on observe une bande brillante relativement faible ($\Delta Z < 7 \text{ dBZ}$), caractéristique des cas convectifs. Dans ces conditions, c'est le givrage qui est le processus dominant au-dessus de la bande brillante. Sur les images du spectre Doppler (figure 3.3.34 en bas), on observe les maximum secondaires au-dessus de niveau de congélation, ce qui correspond probablement à l'endroit où a lieu la multiplication des particules de glace suite à l'éclaboussement de particules givrées.

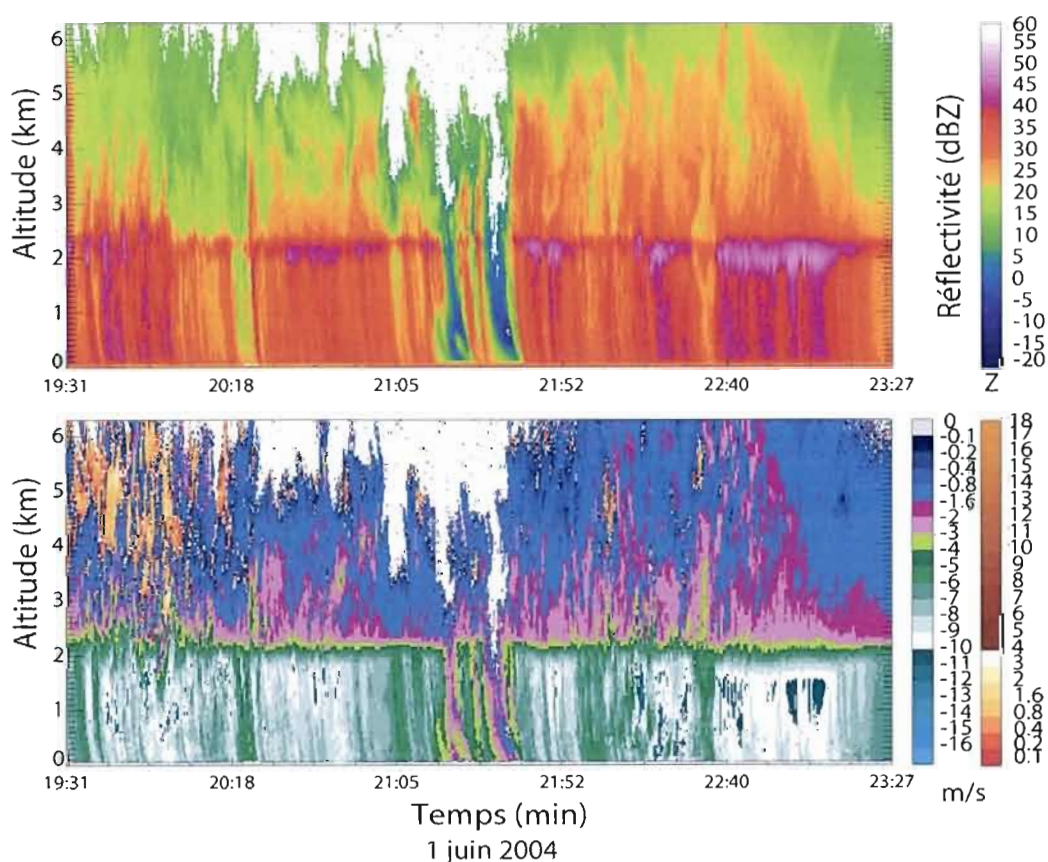


Figure 3.3.32 Les données VPR, le 1^{er} juin 2004 de 1931Z à 2327Z

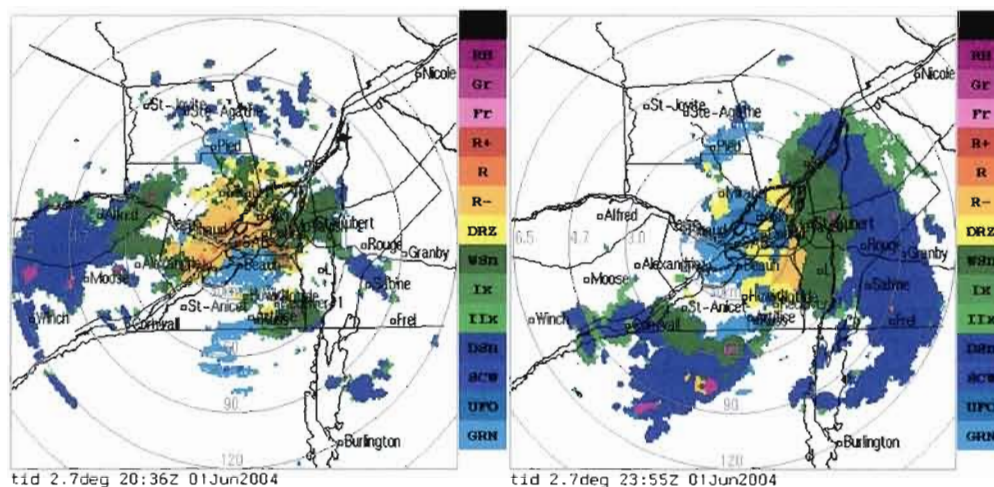


Figure 3.3.33 Identification des hydrométéores par la méthode opérationnelle appliquée au radar polarimétrique de McGill, le 1^{er} juin 2004 à 2036Z et à 2355Z

L'image 3.3.33 montre les types d'hydrométéores identifiés par la méthode basée sur la «logique floue» pour deux moments différents, 2036Z et 2355Z. Sur l'image PPI (Plan Position Indicator), le caractère convectif des précipitations ainsi que les régions où on identifie les hydrométéores givrés (au-dessus de la bande brillante) paraissent bien évidents.

Les résultats de l'analyse des données du POSS sont difficiles à interpréter. En observant l'évolution de la répartition granulométrique et les valeurs de β , on peut dire que, dans les situations complexes, la microphysique dominante varie passablement dans le temps. Les valeurs de β évoluent de façon telle que pour les périodes de 2051Z à 2130Z et de 2253Z à 2338Z, $\beta < 0,214$; il y a une translation évidente des courbes de la répartition granulométrique et on peut présumer que la croissance des particules par givrage est le processus dominant. Pour les autres périodes, 1950Z à 2019Z, 2134Z à 2237Z et 2204Z à 2257Z, les valeurs de $\beta \geq 0,214$ suggèrent que c'est l'agrégation qui devient le processus dominant. La période entre

2051Z et 2130Z est intéressante à analyser : la valeur de $\beta \ll 0,214$ et la translation évidente vers le haut des courbes de la répartition granulométrique suggèrent un équilibre entre la coalescence et le fractionnement des particules (voir figure A.1)

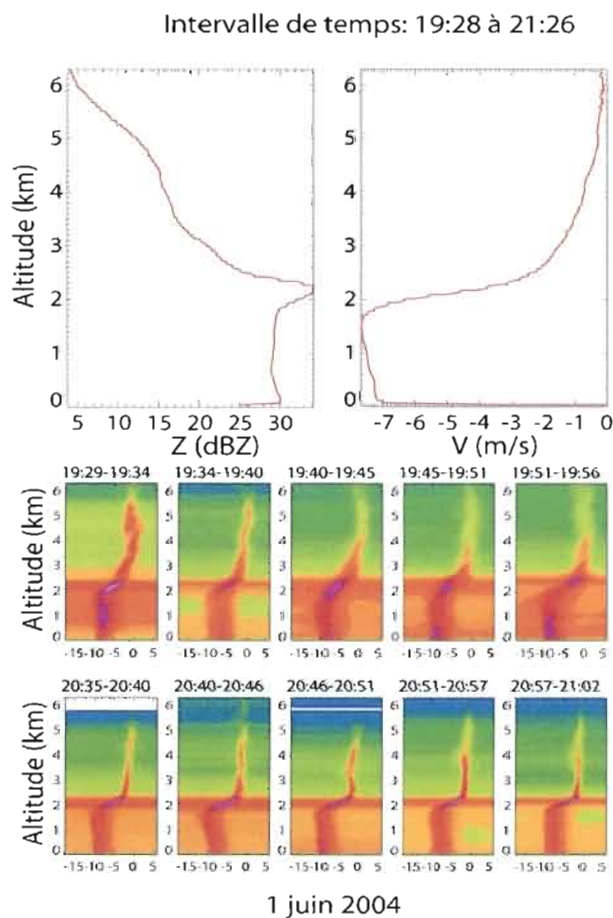


Figure 3.3.34 La réflectivité Z et le spectre Doppler des vitesses pour le 1^{er} juin 2004 de 1928Z à 2126Z

Une autre particularité qu'il vaut la peine de signaler, ce sont les maxima dans la répartition granulométrique, qui indiquent l'augmentation de la concentration des particules avec $D = 0,9$ et $1,4$ mm (figure 3.3.36). Cette particularité a été observée

par d'autres chercheurs et on la retrouve dans les courbes climatologiques de la distribution granulométrique pour Montréal (Lee, 2003). Ce phénomène mériterait d'être étudié davantage puisque les maxima ne sont pas observés exactement aux mêmes endroits où ils sont prévus par les modèles numériques.

En conclusion, l'analyse des données du POSS pour le 1^{er} juin 2004 ne fournit pas de réponse claire en ce que concerne le processus dominant.

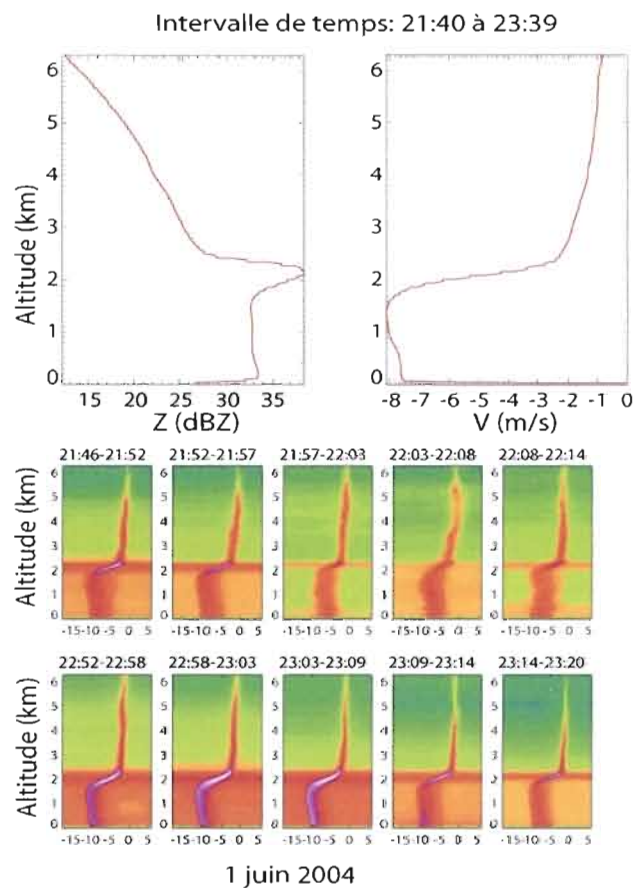


Figure 3.3.35 La réflectivité Z et le spectre Doppler des vitesses pour le 1^{er} juin 2004 de 2140Z à 2339Z

Examinons maintenant les données polarimétriques sous forme de diagrammes de distribution des valeurs moyennes. La signature de la réflectivité différentielle Z_{dr} diffère de celles qu'on a observées pour les cas typiquement stratiformes. Sur le diagramme de Z_{dr} , et pour de faibles réflectivités Z , Z_{dr} a un comportement différent dans la région de la pluie et la région de la neige (figure 3.3.38). À 2 km au-dessus de la bande brillante, Z_{dr} a la même valeur que dans la pluie pour des réflectivités plus petites que 25dBZ. Cela indique la formation de cristaux de glace dont l'orientation donne des valeurs de Z_{dr} comparables à celles données par des petites gouttelettes. Pour de plus grandes réflectivités Z , les valeurs de Z_{dr} pour les régions de la neige et de la pluie diffèrent. Avec l'augmentation de la réflectivité Z , les valeurs de Z_{dr} augmentent dans la pluie et diminuent rapidement dans la neige. Ce comportement de Z_{dr} en fonction de la réflectivité Z dans les deux régions suggère qu'il y a un fort givrage des particules.

On peut supposer que, pour une plus forte réflectivité Z , les valeurs de Z_{dr} sont plus petites peu importe l'altitude, ce qui indiquerait que le givrage est dominant à une altitude plus élevée. Les valeurs de K_{dp} ont une signature pas tellement différente de celle observée dans les cas stratiformes. Les valeurs proches de 0 deg.km^{-1} au-dessus du maximum de la bande brillante sont encore présentes et sont probablement dues aux grands hydrométéores isotropes. La signature de R_{hv} pour des réflectivités $Z < 30\text{dBZ}$ ne diffère pas de celle des cas stratiformes mais avec l'augmentation de Z , la bande brillante devient plus épaisse, à cause de la formation de plus grands agrégats de neige et de grésil.

On peut conclure que même dans les cas convectifs (1^{er} juin 2004), l'analyse des processus microphysiques en jeu peut être complétée par l'analyse de la

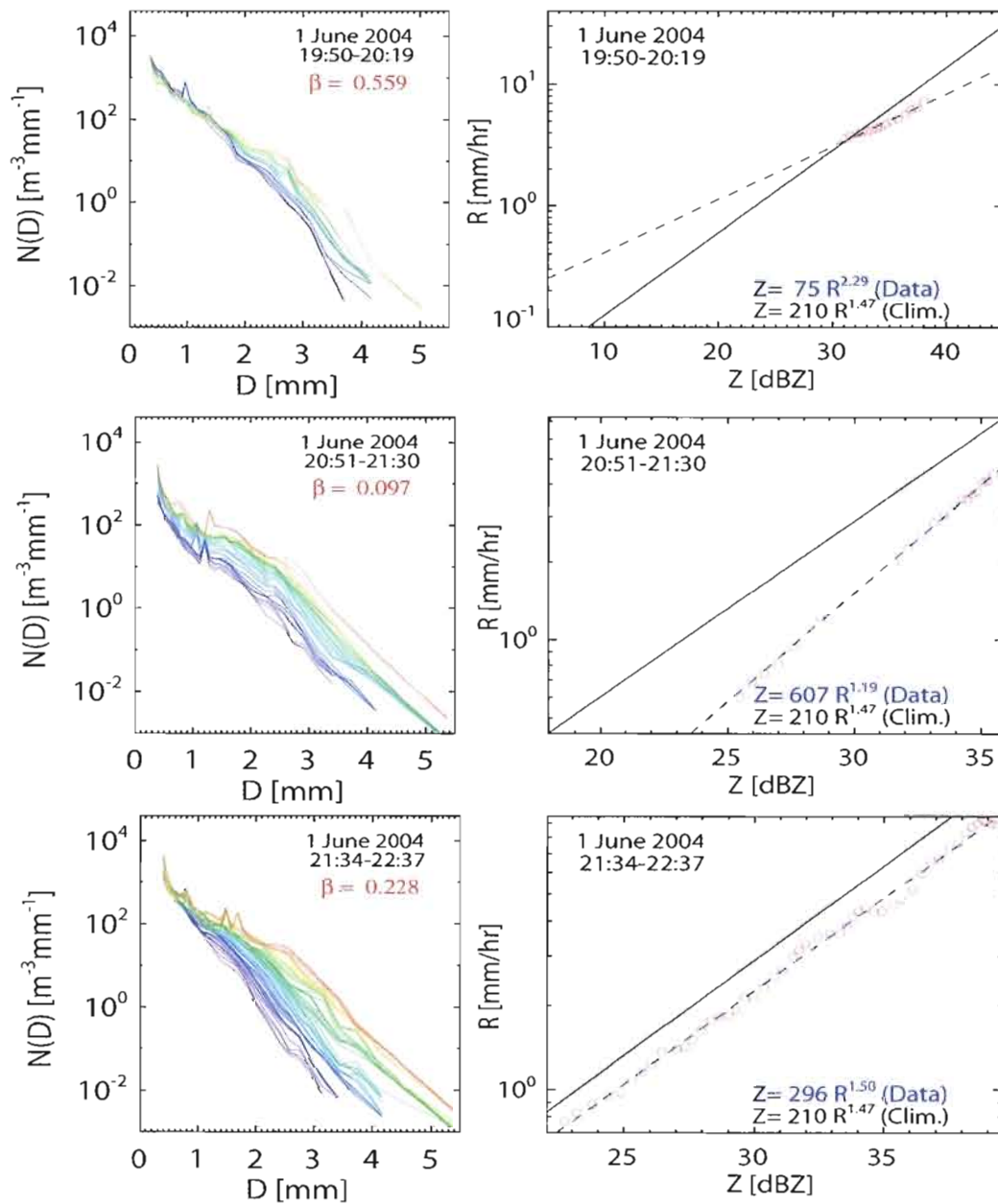


Figure 3.3.36 La répartition granulométrique et la relation R-Z obtenus par la technique SIFT, le 1^{er} juin 2004 de 1950Z à 2237Z

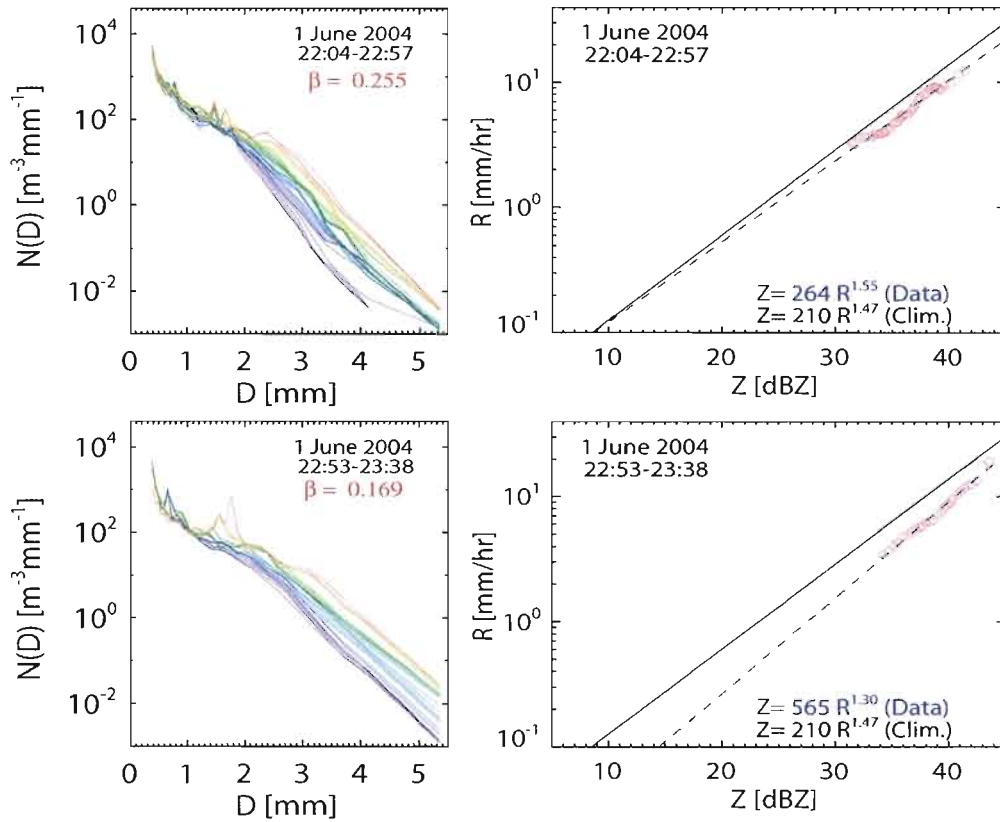


Figure 3.3.37 La répartition granulométrique et la relation R-Z obtenus par la technique SIFT, le 1^{er} juin 2004 de 2204Z à 2338Z

distribution des variables polarimétriques présentée sous forme de diagrammes polarimétriques. Ce cas particulier impliquait des précipitations de longue durée avec une forte convection imbriquée. L'échelle spatiale que nous avons utilisée se prête bien à ce genre de cas.

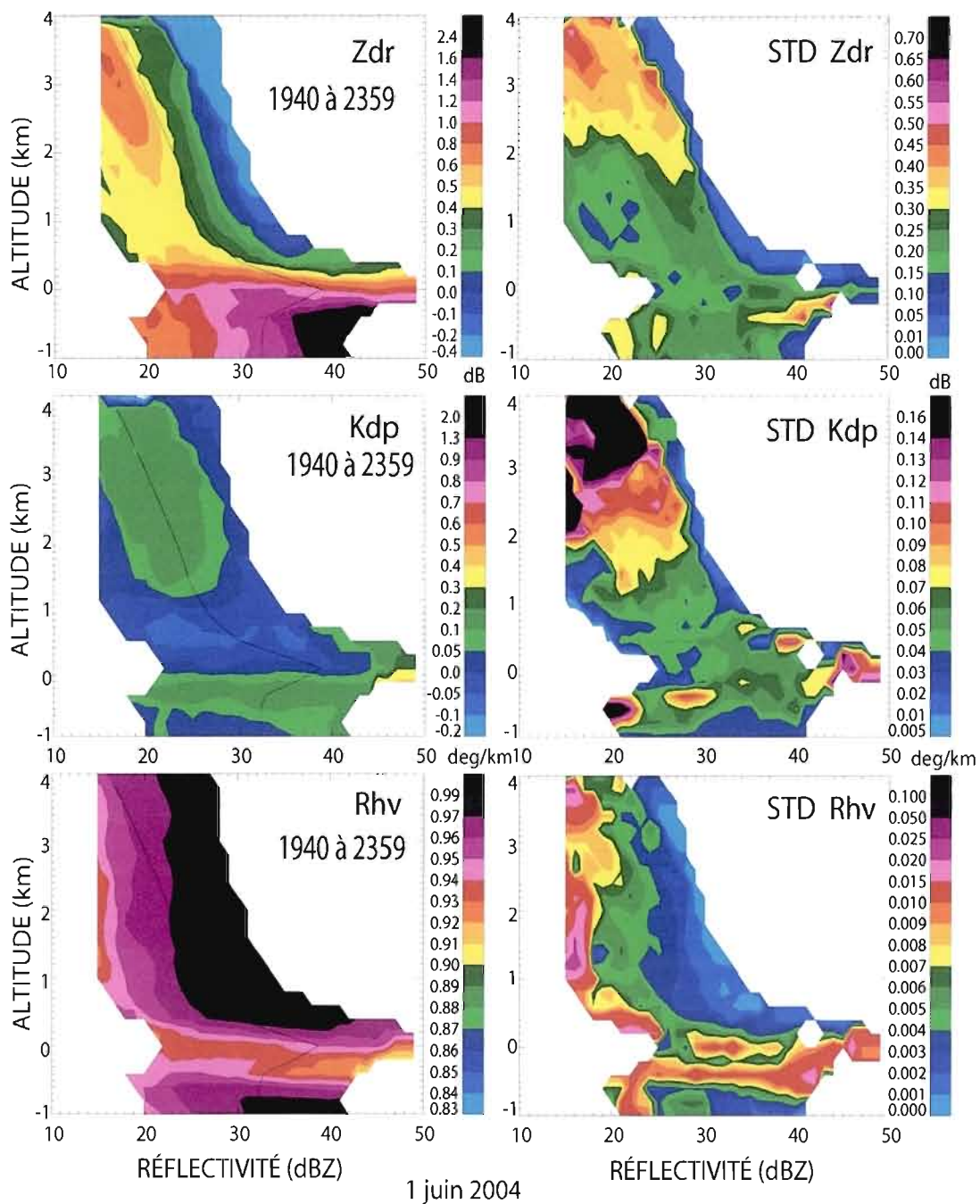


Figure 3.3.38 Les diagrammes des variables polarimétriques dans l'espace réflectivité Z - hauteur H, le 1^{er} juin 2004 de 1940Z à 2359Z

CONCLUSION

Les archives du radar polarimétrique de l'Observatoire radar de l'Université McGill ont servi de base de données pour notre étude. Le but de notre recherche était de réaliser une étude approfondie des signatures des variables polarimétriques. La variabilité des observables polarimétriques a été étudiée dans le but d'identifier les processus microphysiques dans les précipitations stratiformes en suivant l'évolution complète des hydrométéores.

Nous avons cherché une forme de présentation des données polarimétriques qui aidera la compréhension des processus microphysiques en présence. Les diagrammes de la distribution des variables polarimétriques ont été construits dans ce but spécifique. Nous avons présenté les variables polarimétriques pour tous les cas stratiformes choisis entre novembre 2003 et avril 2005 et nous avons repéré, dans certains diagrammes, des particularités quant à la distribution des valeurs des Zdr, Rhv et Kdp. Nous avons commenté ces particularités du point de vue des processus microphysiques responsables de la variabilité des observables polarimétriques.

Nous avons utilisé les analyses de surface, les sondages aérologiques et les images satellitaires pour faire l'analyse préliminaire de la situation météorologique dans les cas étudiés. Pour réaliser l'analyse des processus microphysiques en présence, nous avons utilisé les données des VPR et POSS, et les résultats de l'identification des hydrométéores basés sur l'algorithme de la logique floue du radar polarimétrique de l'université McGill. Nous avons élaboré notre propre méthode pour traiter les données polarimétriques. Étant donné l'homogénéité horizontale et autres particularités des précipitations stratiformes, nous avons opté pour faire des profils

moyens verticaux des variables polarimétriques dans un domaine spatial de 10 km par 10 km. Dans une étape subséquente, nous avons construit des diagrammes représentant la distribution des valeurs polarimétriques dans l'espace réflectivité Z – hauteur H dans le but de faciliter l'interprétation des processus microphysiques en présence dans les précipitations.

Nous avons choisi nos cas d'étude d'après la morphologie des précipitations des images du radar en bande S et du VPR. Nous avons choisi le domaine spatial à étudier en respectant les contraintes de la géométrie du radar et nous avons élaboré une méthodologie pour le traitement approprié des données. Cette méthodologie nous a permis de construire les profils verticaux moyens des variables polarimétriques et les diagrammes de la distribution des variables polarimétriques dans l'espace réflectivité Z - hauteur H. Nous avons analysé quatre cas qui nous ont permis d'étudier les processus microphysiques en présence, soit ceux du 13 août 2004, 24 décembre 2003, 9 septembre 2004 et 1^{er} juin 2004. Pour ces cas, nous avons analysé 1) les données de réflectivité Z et le spectre Doppler des vitesses provenant du VPR, 2) les données du POSS avec la technique SIFT et 3) les images du radar polarimétrique identifiant les différents types d'hydrométéores, obtenues au moyen de l'algorithme basé sur la méthode de la logique floue. Pour finir, nous avons essayé d'établir une cohérence entre les résultats obtenus avec les méthodes décrites plus haut et avec ceux tirés de notre analyse sous forme de diagrammes polarimétriques.

Nous avons obtenu les profils moyens verticaux des variables polarimétriques pour les données disponibles du radar polarimétrique de McGill de novembre 2003 à avril 2005. Nous avons élaboré une méthodologie conçue pour traiter les données polarimétriques afin d'extraire de l'information sur les processus microphysiques dominants en présence dans les précipitations stratiformes. Nous avons ensuite construit les diagrammes de la distribution des valeurs polarimétriques moyennes

dans l'espace réflectivité – hauteur pour examiner les particularités des variables polarimétriques dans les zones de précipitations stratiformes : celle de la pluie, celle de la neige et la couche de fusion. Nous avons trouvé que la région de la neige est une zone de plus grande variabilité de Zdr, à cause de la grande variété de formes et de tailles des particules de neige. Dans quelques exemples, nous avons trouvé des valeurs de Zdr dans la neige plus grandes que celles dans la pluie. Dans la plupart des cas stratiformes, nous avons cependant observé une tendance inverse. Nous avons examiné la variabilité du coefficient de corrélation Rhv et nous avons constaté que, dans tous les cas, cette variable a un comportement presque identique : sa valeur se rapproche de 0,99 dans les régions de la pluie et de la neige, alors qu'elle est inférieure à 0,95 dans la couche de fusion. Le déphasage différentiel spécifique Kdp est la variable la moins explorée de notre étude. Nous avons quand même repéré une certaine particularité de son comportement dans la région de la bande brillante (voir 3.2.2), particularité signalée aussi par d'autres auteurs.

Pour quatre cas de notre étude, notamment les 13 août 2004, 24 décembre 2003, 9 septembre 2004 et 1^{er} juin 2004, nous avons fait une étude plus approfondie afin de repérer les processus microphysiques responsables du comportement des variables polarimétriques.

La comparaison de nos résultats avec ceux obtenus à l'aide de méthodes déjà éprouvées dans la recherche semble confirmer que notre façon de traiter les données polarimétriques et de les présenter sous forme de diagrammes vaut la peine d'être utilisée et mérite qu'on l'explore davantage. Ces diagrammes de la distribution des variables polarimétriques font bien ressortir, dans l'ensemble, les particularités des précipitations stratiformes. La couche de fusion est bien évidente et existe toujours comme signature caractéristique de la bande brillante pour toutes les variables polarimétriques. De plus, la distribution des valeurs moyennes des variables polarimétriques nous a permis d'identifier les processus microphysiques qui opèrent

dans les précipitations. Le cas du 24 décembre 2003, où on a pu repérer une courte période de givrage, en est un exemple.

Autre facteur qui joue en faveur de l'utilisation de cette nouvelle technique : les données du radar proviennent d'un domaine spatial de 10 km par 10 km et permettent donc d'obtenir une image « moyenne » d'un événement de précipitations dans le temps. Il va sans dire que cela facilite l'identification des processus microphysiques dominants. Nous sommes conscients que notre méthode de présentation des données polarimétriques doit faire l'objet de travaux subséquents qui pourront la rendre plus utile. Nous avons étudié des cas stratiformes sur une période d'une année et demie, parce que les données des instruments devant être utilisés simultanément pour les besoins de notre étude étaient disponibles pour cette période de temps ; on peut penser que des conclusions plus intéressantes auraient pu être établies à partir d'une étude sur une plus longue période de temps. L'amélioration de la qualité des données brutes du radar polarimétrique est aussi un facteur qui pourrait à la longue permettre une fiabilité accrue des résultats.

Dans cette étude, nous avons souvent exploité les valeurs de la réflectivité différentielle Z_{dr} et celles du coefficient de corrélation R_{hv} . Les signatures polarimétriques de Z_{dr} sont bien définies et elles sont directement reliées aux propriétés des hydrométéores et aux processus microphysiques. Nous avons constaté que les valeurs de R_{hv} sont utiles pour repérer les zones d'uniformité des hydrométéores. Par contre, nous avons peu utilisé le déphasage spécifique K_{dp} , étant donné ses faibles valeurs dans les précipitations faibles et modérées, fréquemment observées dans les cas stratiformes. Ce volet reste à explorer.

ANNEXE A

Le modèle conceptuel des causes microphysiques de la variabilité de la répartition granulométrique des tailles des particules

Le modèle conceptuel qui décrit les causes physiques de la variabilité de la répartition granulométrique des particules est basé sur l'équation de conservation de nombre des particules précipitantes N avec diamètre D . Dans sa forme la plus simple l'équation peut être décrite comme suit :

$$\frac{\partial N}{\partial t} = \frac{\partial(N\{w-v(D)\})}{\partial z} + AC + CC + C[A] + B[F] + \dots$$

où w est la vitesse verticale de l'air ambiant et $v(D)$ est la vitesse de chute de la particule;

Les termes à droite décrivent les différents processus qui peuvent influencer le changement du nombre des particules, notamment :

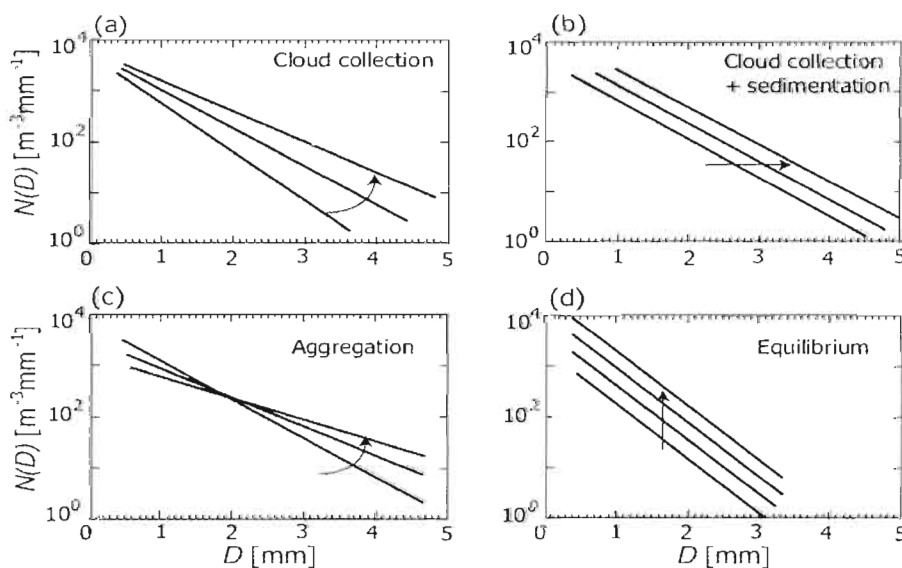
- $\frac{\partial(N\{w-v(D)\})}{\partial z}$

le terme de l'advection différentielle verticale qui décrit l'effet de sédimentation dû aux différentes vitesses de chute des particules;

- AC , le terme responsable de la *coalescence* des particules de nuage ;
- CC , le terme responsable de la collection des particules de nuage par des particules de précipitations (*coalescence* ou *givrage*)
- $C[A]$, le terme responsable de la *coalescence*[*agrégation*] entre les gouttelettes de pluie [les flocons de neige] ;

- $B[F]$, le terme responsable du *fractionnement* des gouttelettes de pluie [*fragmentation* des flocons de neige] ;

En principe, les différents termes peuvent être ajoutés à droite de l'équation pour décrire les différents processus en présence. Dans les cas extrêmes, notamment pour les cas convectifs où $w-v(D) > 0$ et les cas stratiformes où $w-v(D) < 0$, les simplifications dans l'équation peuvent aboutir à présenter la répartition granulométrique des particules de façon à ce que le comportement des courbes de la répartition granulométrique décrive le processus dominant dans les précipitations. La forme exacte de la répartition granulométrique des particules est différente pour la neige, la pluie ou le grésil. La normalisation fait en sorte que la répartition granulométrique tend vers une ligne caractérisée par une valeur de β dans chaque cas.



A.1 Illustration des processus qui modifient la forme de la répartition granulométrique des particules (tiré de Lee, 2003)

Ce qui est important à souligner, c'est que *la translation* des courbes vers les plus grands diamètres (dans le cas de collection des particules de nuage par les particules) et *le pivotage* des courbes autour de diamètre $D \neq 0$ (dans le cas d'agrégation et l'absence d'effet de sédimentation) sont présents pour tous les types des particules.

Pour les particules comme la neige qui ont une petite vitesse de chute, l'agrégation est un processus dominant et responsable du pivotage des courbes de la répartition granulométrique autour du diamètre $D \neq 0$ (la figure A.1 c). Dans ce cas, le paramètre $\beta > 0,214$ ($b > 1,5$). Plus l'agrégation est forte, plus le pivotage est remarquable.

Pour le grésil, dont le givrage est le processus dominant, les courbes de la répartition granulométrique se déplacent parallèlement vers la droite avec l'augmentation de l'intensité de précipitation (la figure A.1 b). Dans ce cas le paramètre $\beta \ll 0,214$ ($b \ll 1,5$).

Dans le cas de forte convection quand la sédimentation est négligeable, les courbes de la répartition granulométrique sont supposées pivoter. Quand l'intensité de précipitation augmente, à cause du fractionnement des grandes gouttes, le pivotage devient moins évident et les courbes se déplacent parallèlement vers le haut (la figure A.1 d).

Dans une situation d'équilibre entre les processus de coalescence et fractionnement des particules (ou d'équilibre entre les processus en présence décrits du côté droit dans l'équation de conservation), $\partial n / \partial t = 0$ et le paramètre $\beta = 0$. Dans ce cas en particulier, la réflectivité Z et le taux de précipitation R sont proportionnels (figure A.1d).

Dans le cas de collection des particules du nuage, la courbe normalisée pivote autour de $n(0) = N_0$ et $D = 0$ mm. Le paramètre $\beta = 0,214$ (figure A.1 a).

De cette façon, en observant le comportement de la courbe normalisée de la répartition granulométrique en fonction de l'intensité de précipitation (Z ou R) on peut avoir une idée des processus de formation et croissance des hydrométéores dans les précipitations. Le paramètre β , qui est très sensible aux différents types de processus microphysiques et décrit le comportement de la courbe de la répartition granulométrique, définit aussi le paramètre b dans la relation R - Z .

BIBLIOGRAPHIE

- Bader, M. J., S. A. Clough and G. P. Cox, 1987: Aircraft and dual polarization radar observations of hydrometeors in light stratiform precipitation. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **113**, 491-515
- Balakrishnan, N. and D. S. Zrníc, 1990: Use of polarization to characterize precipitation and discriminate large hail. *J. Atmos. Sci.*, **47**, 1525-1540
- Battan, L. J., 1973: *Radar Observation of the Atmosphere*. The University of Chicago Press
- Bringi, V. N., R. M. Rasmussen and J. Vivekanandan, 1986: Multiparameter radar measurements in Colorado convective storms. Part I: Graupel melting studies. *J. Atmos. Sci.*, **43**, 2545-2563
- Bringi, V. N., J. Vivekanandan and J. D. Tuttle, 1986: Multiparameter radar measurements in Colorado convective storms. Part II: Hail detection studies. *J. Atmos. Sci.*, **43**, 2564-2577
- Bringi, V. N., D. A. Burrows and S. M. Menon, 1991: Multiparameter radar and aircraft study of raindrop spectral evolution in warm-based clouds. *J. Appl. Meteor.*, **30**, 853-880
- Bringi, V. N., Liu, P. C. Kennedy, V. Chandrasekar and S. A. Rutledge, 1996: Dual multiparameter radar observations of intense convective storms: The 24 June 1992 case study. *J. Meteor. Atmos. Phys.*, **59**, 3-31
- Bringi, V. N., K. Knupp, A. Detwiler, L. Liu, I. J. Caylor and R. A. Black, 1997: Evolution of a Florida thunderstorm during the Convection and Precipitation/Electrification experiment: The case of 9 August 1991. *Mon. Wea. Rev.*, **125**, 2131-2159
- Bringi, V. N., G.-J. Huang, V. Chandrasekar and E. Gorgucci, 2002: A methodology for estimating the parameters of a gamma raindrop size distribution model from polarimetric radar data: Application to a squall-line event from the TRMM/Brazil campaign. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **19**, 633-645
- Carey, L. D. and S.A. Rutledge, 1998: Electrical and multiparameter radar observations of severe hailstorm. *J. Geophys. Res.*, **103**, 13979-14000

- Caylor, I. J. and V. Chandrasekar, 1996: Time Varying Ice Crystal Orientation Observed with Multiparameter Radar. *IEEE Trans. GRS*, Vol.34, No. 4, 847-858
- Doviak, R. J. and D. S. Zrnic, 1993: Doppler Radar and Weather Observations. 2nd ed. San Diego: Academic Press
- Fabry F. and I. Zawadzki, 2000: Atmospheric Physics as Observed by a Vertically Pointing Doppler Radar, Proceedings of Int. Conf. Clouds and Precipitation, Reno, Nevada, 310-313
- Fulton, R. and G. M. Heymsfield, 1991: Microphysical and Radiative Characteristics of Convective Clouds during COHMEX. *J. Appl. Meteor.*, **30**, 98-116
- Hall, M. P. M., J. W. F. Goddard and S. M. Cherry, 1984: Identification of hydrometeors and other targets by dual-polarization radar. *Radio Sci.*, **19**, 132-140
- Herzogh, P. H. and A. R. Jameson, 1992: Observing precipitation through dual-polarization radar measurements. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **73**, 1365-1374
- Holler, H., V. N. Bringi, J. Hubert, M. Hagen and P. F. Meischner, 1994: Life cycle and precipitation formation in a hybrid-type hailstorm revealed by polarimetric and Doppler radar measurements. *J. Atmos. Sci.*, **51**, 2500-2522
- Hubbert, J. V., V. N. Bringi and L. D. Carey, 1998: CSU-CHILL polarimetric radar measurements from a severe hail storm in Eastern Colorado. *J. Appl. Meteor.*, **37**, 749-775
- Illingworth, A. J. and D. S. Zrnic, 1995: Workshop on weather radar polarimetry for research and operational applications. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **76**, 555-558
- Lee, Gyu Won, 2003: Error in rain measurement by radar: effect of variability of drop size distributions. PhD thesis, McGill University, 280pp.
- Liu, H. and V. Chandrasekar, 2000: Classification of hydrometeors based on polarimetric radar measurement: development of fuzzy logic and neuro-fuzzy systems and in-situ verification. *J. Atmos. Oceanic. Tech*, **17**, 140-164

- Matrosov, S.Y., R. F. Reinking, R. A. Kropfli and B.W. Bartram, 1996: Estimation of ice hydrometeor types and shapes from radar polarization measurements. *J. Atmos. Oceanic. Tech.*, **13**, 85-96
- McCormik, G. C. and A. Hendry, 1975: Principle for the radar determination of the polarization properties of precipitation, *Radio Sci.*, **10**, 421-434
- May, P. T. and Thomas Keenan, 2005: Evaluation of microphysical retrievals from polarimetric radar with wind profiler data. *J. Appl. Meteor.*, **44**, 827-838
- Pruppacher, H. R. and R. L. Pitter, 1971: A Semi-Empirical Determination of the Shape of Cloud and Rain Drops. *J. Atmos. Sci.*, **28**, 86-94
- Ryzhkov, A.V. and D. S. Zrnica, 1998: Discrimination between rain and snow with a polarimetric radar. *J. Appl. Meteor.*, **37**, 1228-1440
- Ryzhkov, A.V., D. S. Zrnica, J. Hubbert, V. Bringi, J. Vivekanandan and E. Brandes 2002: Polarimetric Radar Observation and Interpretation of Co-Cross Polar Correlation Coefficients., *J. Atmos. Oceanic. Technol.*, **19**, 340-354
- Sachidananda, M. and D. S. Zrnica, 1986: Differential propagation phase shift and rainfall rate estimation. *Radio Sci.*, **21**, 235-247
- Sachidananda, M. and D. S. Zrnica, 1987: Rain rate estimates from differential polarization measurements. *J. Atmos. Oceanic. Technol.*, **4**, 558-598
- Seliga, T. A. and V. N. Bringi, 1976: Potential use of the radar reflectivity at orthogonal polarizations for measuring precipitation. *J. Appl. Meteor.*, **15**, 69-76
- Straka, J. M. and D. S. Zrnica, 1993: An algorithm to deduce hydrometeor types and contents from multiparameter radar data. Preprints, 26th Int. Conf. of Radar Meteorology, Norman, OK, Amer. Meteor. Soc., 513-516
- Straka, J. M., 1996: Hydrometeor fields in a supercell storm as deduced from dual-polarization radar. Preprints, 18th Conf. on Severe Local Storms, San Francisco, CA, Amer. Meteor. Soc., 551-554
- Straka, J. M., D. S. Zrnica and A.V Ryzhkov, 2000: Bulk hydrometeor classification and quantification using polarimetric radar data: synthesis of relations. *J. Appl. Meteor.*, **39**, 1341-1372

- Vivekanandan, J., D. S. Zrníc, S. M. Ellis, R. Oye, A.V. Ryzhkov and J. Straka, 1999: Cloud microphysics retrieval using S-band dual-polarization radar measurements. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **80**, 381-388
- Zawadzki I. and M. A. Antonio, 1988: Equilibrium raindrop size distributions in tropical rain. *J. Atmos. Sci.*, **45**, 3452-3459
- Zawadzki I. and F. Fabry, 1995: Long-term radar observations of the melting layer of precipitation and their interpretation. *J. Atmos. Sci.*, **52**, 838-851
- Zawadzki I., F. Fabry and W. Szymer, 2001a: Observations of supercooled water and of secondary ice generation by a vertically pointing X-band Doppler radar. *Atm. Research*, 59-60, 343-359
- Zawadzki I. and Gyu Won Lee, 2005: The Physical causes of the variability of drop size distributions. *The 32nd Conference on Radar Meteorology*, 2005
- Zrníc, D. S., N. Balakrishnan, C. L. Ziegler, V. N. Bringi, K. Aydin, T. Matejka, 1993: Polarimetric Signatures in the Stratiform Region of a mesoscale Convective System. *J. Appl. Meteor.*, **32**, 678-693
- Zrníc, D. S., V. N. Bringi, N. Balakrishnan, K. Aydin, V. Chandrasekar, and J. Hubbert, 1993a: Polarimetric measurements in severe hailstorm. *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 2223-2238
- Zrníc, D. S. and A.V. Ryzhkov, 1996: Advantages of rain measurements using specific differential phase. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **13**, 454-464
- Zrníc, D. S. and A.V. Ryzhkov, 1999: Polarimetry for weather surveillance radars. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **80**, 389-406
- Zrníc, D. S., A.V. Ryzhkov, J. Straka, H. P. Liu and J. Vivekanandan, 2001: Testing a procedure for automatic classification of hydrometeors types. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **18**, 892-913