

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

EFFET DE LA VARIABILITÉ SPATIALE DE LA PRÉCIPITATION
SUR LA MESURE DU DÉPHASAGE DIFFÉRENTIEL TOTAL
DU RADAR À POLARISATION

MÉMOIRE
PRÉSENTÉ
COMME EXIGENCE PARTIELLE
DE LA MAÎTRISE EN SCIENCES DE L'ATMOSPHÈRE

PAR
ELENA PISON SAN PEDRO

FÉVRIER 2009

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 souhaite tout d'abord remercier Professeur Enrico Torlaschi qui a dirigé cette mémoire. Je suis reconnaissante de la confiance qu'il m'a accordée et de l'efficacité avec laquelle il a toujours répondu à mes nombreuses questions. Nos discussions toujours intéressantes m'ont encouragée à persévérer dans mes recherches afin que mon travail puisse finalement voir le jour.

Un merci tout particulier à Abderrahin Khaled pour son appui olympique avec les incontournables problèmes de programmation.

Je remercie également le groupe des Sciences de l'Atmosphère de l'UQAM pour leur assistance dans mes efforts de recherche, leur contribution à ma formation et pour faire de ce lieu universitaire un milieu enrichissant et stimulant d'entraide et de camaraderie.

Un grand merci à toutes les personnes, famille, amis, qui de loin ou de proche, m'ont aidée à traverser les moments difficiles et en particulier à toi, François, mon compagnon de grand voyage pour ta compréhension, tes encouragements, ta patience et par-dessus tout, ton amour.

TABLE DES MATIÈRES

LISTE DES FIGURES	vi
LISTE DES TABLEAUX.....	xii
LISTE DES SYMBOLES	xiii
RÉSUMÉ	xvi
INTRODUCTION	1
CHAPITRE I	
LA POLARIMETRIE RADAR : CONCEPTS THÉORIQUES.....	7
1.1 Le radar à polarisation	7
1.2 Caractérisation de la précipitation	8
1.3 Les grandeurs intrinsèques du radar à polarisation	8
1.3.1 Les grandeurs intrinsèques de rétrodiffusion.....	9
1.3.2 Le déphasage différentiel de propagation et de rétrodiffusion	12
1.3.3 Le degré d'orientation en commun des hydrométéores	14
1.4 Les grandeurs observables du radar à polarisation.....	16
CHAPITRE II	
LA VARIABILITÉ SPATIALE COMME INTERPRÉTATION DE LA PHASE MESURÉE	19
2.1 Le processus de rétrodiffusion.....	19
2.2 Le degré d'orientation en commun des hydrométéores	23
2.3 Les gradients de réflectivité de la précipitation.....	26
2.4 Modèle à deux variables: δ et ρ_2	30
CHAPITRE III	
MODÈLE UNIFIÉ POUR L'INTERPRÉTATION DU DÉPHASAGE DIFFÉRENTIEL MESURÉ.....	31
3.1 Variabilité spatiale de la précipitation	31
3.2 Variabilité spatiale de $\overline{y_1}$, $\overline{y_2}$ et $\overline{\rho_2}$ dans le volume de résolution	36
3.3 Intégration post-détection.....	39

3.4	Quantités de puissance	40
3.5	Transmission d'un seul état de polarisation elliptique.....	42
CHAPITRE IV		
DONNÉES DU RADAR ET MÉTHODOLOGIE D'ANALYSE.....		
4.1	Les caractéristiques du radar de l'université McGill	46
4.2	Le cas de couche de fusion du 29 octobre 2003	48
4.3	Le filtrage des données du radar.....	51
4.4	Estimation de la phase intrinsèque de la précipitation, $[\bar{\Phi}]$	52
4.4.1	Estimation du terme de corrélation $\left[\overline{S_{VV}S_{HH}^*} \right]_0$	53
4.4.2	Estimation des gradients spatiaux $\partial_i \left[\overline{S_{VV}S_{HH}^*} \right]_0$ de la précipitation.	54
4.4.3	Modèle de $\bar{\rho}_2$ basé sur le profil radial de $\left[\overline{S_{VV}S_{HH}^*} \right]_0$	55
4.5	Estimation de ϕ_{DP} et δ dans la région de l'anomalie de la phase	60
4.5.1	Délimitation de la région de la couche de fusion.....	62
4.5.2	Estimation du déphasage de rétrodiffusion, $[\bar{\delta}]$, dans de la région de l'anomalie	67
4.6	Synthèse de la méthodologie.....	68
CHAPITRE V		
DESCRIPTION ET DISCUSSIONS DES RÉSULTATS.....		
5.1	Analyse de la couche de fusion du 29 octobre 2003	70
5.2	Contribution des termes : $\partial_i \left[\overline{S_{VV}S_{HH}^*} \right]_0$ et $[\bar{\rho}_2]$ à la pondération de la phase Φ_R	72
5.3	Écarts dans l'estimation des déphasages $[\bar{K}_{DP}]$ et $[\bar{\delta}]$ dans la région de l'anomalie.....	76
5.4	Variation azimutale de la contribution de chaque terme de variabilité spatiale	80

5.5	Caractérisation de la couche de fusion entre 14:04TU et 16:04TU par rapport au trois paramètres de variabilité spatiale du modèle unifié.....	84
5.6	Discussion des résultats	87
	CONCLUSION	90
	APPENDICE A	
	OUVERTURE EFFECTIVE D'UN FAISCEAU RADAR.....	95
	APPENDICE B	
	EXPRESSION DU TERME DE CORRÉLATION $\left[\overline{S_{VV}S_{HH}^*} \right]_0$	
	COMME FONCTION DES OBSERVABLES DU RADAR.....	97
	APPENDICE C	
	CALCUL DE LA DISTANCE ANGULAIRE DANS LA DIRECTION DE L'ÉLEVATION, CORRESPONDANTE À LA SEPARATION RADIALE ENTRE DONNÉES CONSÉCUTIVES	99
	BIBLIOGRAPHIE.....	102

LISTE DES FIGURES

Figure	Page
1.1 Représentation des différents déphasages lors du parcours de l'onde polarisée: (a) Déphasage à l'émission, ϕ_{HV} , (b) de propagation, ϕ_{DP} , et (c) de rétrodiffusion, δ	13
1.2 Représentation géométrique de l'angle d'inclinaison apparent des hydrométéores, α , sur le plan de polarisation (Adaptée de Holt, 1984).	14
2.1 Profils radiaux le long de la couche de fusion à 5,2° d'élévation : Z, facteur de réflectivité et Φ_R , phase différentielle totale. (Adaptée de Zrníc et al., 1993).....	20
2.2 Représentation du déphasage différentiel de rétrodiffusion d'un sphéroïde d'eau ayant un rapport axial de 1, 0,8 et 0,5, en fonction du diamètre équivalent.....	22
2.3 Représentation de la distribution des tailles des grands agrégats le long de la couche de fusion (a), du modèle de déphasage de rétrodiffusion (b) ainsi que le déphasage différentiel spécifique (c). (D'après Zrníc et al., 1993).....	22
2.4 Valeurs de $\Delta\Phi = (\Phi_R - \Phi)$, en fonction du déphasage différentiel mesuré, Φ_R , et du degré d'orientation en commun du type d'hydrométéore, ρ_2 . Les points a, b, et c représentent les valeurs hypothétiques du déphasage lors d'un passage dès la pluie (a) à la neige (c) en passant par la couche	

de fusion (b).	25
2.5 Modèle conceptuel de non homogénéité de la réflectivité dans la direction azimutale. Cellule de précipitation (R_p) à l'intérieur d'un champ de précipitation uniforme (R_b). D'après Ryzhkov et Zrnica (1998).	26
2.6 Représentation graphique du modèle conceptuel de Ryzhkov et Zrnica (1998) du profil vertical de K_{DP} observée par le radar dans la pluie (K_{dp}), la couche de fusion (K_{dCF}) et la neige (K_{dn}).	27
2.7 Profils radiaux de ϕ_{DP} à travers la couche de fusion obtenus à partir des simulations ainsi que des données : (a) La simulation suppose une dépendance linéaire de ϕ_{DP} avec la direction d'élévation, $\beta=7$. (b) ϕ_{DP} est considérée uniforme, $\beta=0$. L'angle d'élévation est de 3° . (D'après Ryzhkov et Zrnica, 1998).....	29
3.1 Profil radial mesuré de la réflectivité radar (Z_H) et profil vertical estimé pour l'azimut 222° et $2,7^\circ$ d'élévation à 16 :04 TU, pour le 29/10/2003.....	37
4.1 Représentation de la réflectivité (a) et du mouvement vertical des hydrométéores (b) en coordonnées hauteur-temps pour le cas de pluie stratiforme du 29 octobre 2003.	48
4.2 Présentation panoramique des données du 29 octobre 2003 à 14 :48 TU : (a)Réflectivité, Z_H , (b)réflectivité différentielle, Z_{DR} , (c)phase différentielle totale, Φ_R , et (d)coefficient de corrélation, ρ_{HV} , pour une élévation fixe de l'antenne de $2,7^\circ$. L'intensité de chaque observable ainsi que son unité est décrite par l'échelle de couleur à droite de chacune des images.	50

- 4.3 Profils radiaux des observables du radar pour le 29/10/2003 à 14 :48TU, azimut 273° et $2,7^\circ$ d'élévation : Réflectivité, Z_H (cercles), réflectivité différentielle, Z_{DR} (triangles), phase différentielle, Φ_R (croix), et coefficient de corrélation, ρ_{HV} (losanges). Les lignes pleines correspondent aux profils filtrés..... 52
- 4.4 Modèle du profil radial du degré d'orientation en commun des hydrométéores, $\langle \rho_2 \rangle$, d'après Berbeleac (2007), pour le 29/10/2003..... 56
- 4.5 Profil radial de $\left[\overline{S_{VV} S_{HH}^*} \right]_0$ pour le cas étudié du 29/10/2003..... 57
- 4.6 Profils radiaux de $\langle \rho_2 \rangle$ et de $\left[\overline{\rho_2} \right]$ pour le cas du 29/10/2003 : Les triangles représentent le modèle généré à partir du profil de $\left[\overline{S_{VV} S_{HH}^*} \right]_0$ et les carrés affichent le modèle $\langle \rho_2 \rangle$ proposé par Berbeleac (2007)..... 58
- 4.7 Profils radiaux de la phase mesurée, Φ_R , (lignes avec carrés) et de l'estimation de la phase intrinsèque, $\left[\overline{\Phi} \right]$, (ligne avec triangles), pour le cas du 29/10/2003..... 59
- 4.8 Corrélation dans l'estimation de d_1 et d_2 (h_1 et h_2), entre la méthode de courbure maximale de $\left[\overline{\Phi} \right]$ versus la méthode de courbure maximale de Z_H , (azimuts représentés : 0° - 50° et 180° - 359°) pour le cas du 29/10/2003. h_1 =limite inférieure; h_2 =limite supérieure de l'anomalie dans la couche de fusion. La ligne pleine plus épaisse représente la courbe de régression quadratique..... 63

- 4.9 Corrélation dans l'estimation de d_1 et d_2 (h_1 et h_2), entre la méthode de courbure maximale de $[\overline{\Phi}]$ versus la méthode de Berbeleac (2007), (azimuts représentés : 0° - 50° et 180° - 359°) pour le cas du 29/10/2003. La ligne pleine plus épaisse représente la courbe de régression quadratique. 64
- 4.10 Corrélation dans l'estimation de d_1 et d_2 (h_1 et h_2), entre la méthode de Berbeleac (2007) versus la méthode de courbure maximale de Z_H , (azimuts représentés : 0° - 50° et 180° - 359°) pour le cas du 29/10/2003. La ligne pleine plus épaisse représente la courbe de régression quadratique. 65
- 5.1 Profils radiaux de Φ_R traversant la couche de fusion du 29/10/2003 à une élévation constante de l'antenne de $2,7^\circ$. Les lignes représentent les profils radiaux de: $\Phi_R + 30^\circ$ pour l'azimut 273° à 14 :49 TU (carrées), de $\Phi_R + 12^\circ$ pour l'azimut 24° à 14 :24 TU (cercles) et de Φ_R pour l'azimut 328° à 14 :49 TU (triangles)..... 71
- 5.2 Profils radiaux traversant la couche de fusion du 29/10/2003 de : Φ_R (carrés), $[\overline{\Phi}]$ (triangles) et du profil obtenu lorsque nous annulons la contribution des gradients spatiaux, Φ_B (cercles)..... 73
- 5.3 Contribution de $[\overline{\rho_2}]$, représentée par la différence $(\Phi_B - \Phi_R)$ (cercles), et contribution des gradients spatiaux, décrite par la différence $([\overline{\Phi}] - \Phi_B)$ (triangles), pour les profils radiaux de la figure 5.2. 74

- 5.4 Profils radiaux de Φ_R (ligne avec carrés), de $[\overline{\Phi}]$, (ligne avec triangles), de $2\phi_{DP}$ (lignes pleines), de Φ_B (cercles) et des estimations correspondantes des δ (symboles non remplis). Les lignes pleines représentent les estimations des $2\phi_{DP}$ entre les limites de l'anomalie..... 78
- 5.5 Valeurs quadratiques moyens dans la région de l'anomalie des écarts : $(\Phi_B - \Phi_R)$ (cercles), $([\overline{\Phi}] - [2\phi_{DP}])$ (carrés), et $([\overline{\Phi}] - \Phi_B)$ (triangles), pour les azimuts considérés dans le plan d'élévation constante ($2,7^\circ$) à 14 :24 TU et à 14 :49 TU. 81
- 5.6 Estimation du déphasage différentiel spécifique, K_{DP} , estimé selon les modèles d'interprétation : de Berbeleac,2007 (cercles); de Zrnic, 1993 (carrés); et du modèle unifié (triangles), pour le sondage à 14 :24TU (a), et à 14 :49 TU (b). 82
- 5.7 Estimation des valeurs quadratiques moyennes du δ selon les modèles d'interprétation de Berbeleac, 2007 (cercles), de Zrnic, 1993 (carrés), et du modèle unifié (triangles) pour le sondage à 14 :24TU (a), et à 14 :49 TU (b). 83
- 5.8 Valeurs quadratiques moyens dans la région de l'anomalie pour le plan d'élévation constante de $2,7^\circ$ entre 14:04TU et 16:04TU des écarts : $(\Phi_B - \Phi_R)$ (cercles), $([\overline{\Phi}] - [2\phi_{DP}])$ (carrés), et $([\overline{\Phi}] - \Phi_B)$ (triangles). 85
- 5.9 a) Estimations moyennes de K_{DP} et b) Écarts quadratiques moyens de l'estimation de δ , selon les modèles d'interprétation de Berbeleac, 2007 (triangles), de Zrnic, 1993 (cercles), et du modèle unifié (carrés). 86

A.1	Ouverture effective azimutale normalisée versus le taux de rotation normalisé pour un faisceau gaussien à 3dB avec une ouverture dans la direction de l'élévation de ϕ_1 (D'après Doviak et Zrnic,1993).....	96
C.1	Représentation du profil vertical dans le volume de résolution en admettant l'hypothèse d'homogénéité horizontale locale.....	99
C.2	Représentation géométrique de l'angle $d\phi$ correspondant à la séparation radiale des données consécutives si l'on applique l'hypothèse d'homogénéité horizontale.....	100

LISTE DES TABLEAUX

Tableau	Page
1.1 Valeurs de Z_H , $\bar{\alpha}$ et $\langle \rho_2 \rangle$ collectées pour différents types de précipitation...	15
2.1 Erreur absolue d'estimation de la phase différentiel totale pour différents types de précipitation (D'après Torlaschi et Gingras, 2000).	24
4.1 Caractéristiques techniques du radar de l'université de McGill	47
4.2 Comparaison des méthodes d'estimation des limites de l'anomalie dans la couche de fusion pour le cas du 29 octobre 2003 (14:49 TU). (\pm Indiquant plus proche ou plus loin du radar)	66
4.3 Extension moyenne verticale de l'anomalie dans la couche de fusion pour le cas du 29 octobre 2003 (14:49 TU)	66
5.1 Valeurs quadratiques moyennes des écarts entre les estimations de la phase intrinsèque de la région de l'anomalie (figure 5.3)	76
5.2 Estimation de K_{DP} selon les trois modèles d'interprétation de la phase et cela pour les deux exemples de la figure 5.4	78
5.3 Valeurs quadratiques moyennes de l'estimation du δ (deg) en fonction du modèle d'interprétation utilisé	80

LISTE DES SYMBOLES

a/b	Rapport axial géométrique d'une goutte de pluie
\vec{B}	Champ magnétique
D	Diamètre équivalente des hydrométéores (cm)
D_{\max}	Diamètre équivalente maximal des hydrométéores (cm)
$D_{1,2}$	Limites de l'anomalie dans la couche de fusion (km)
\vec{E}	Champ électrique (V/m)
E_H	Composante horizontale du vecteur champ électrique
E_V	Composante verticale du vecteur champ électrique
$f^2(\theta, \phi)$	Fonction de distribution du gain de l'antenne du radar
H	Composante horizontale de l'onde transmise par le radar
$\hat{i}, \hat{j}, \hat{k}$	Système de coordonnées cartésienne local
J	Matrice de cohérence
K	Facteur diélectrique de l'eau
K_{DP}	Déphasage différentiel spécifique (deg/km)
$\overline{K_{DP}}$	Déphasage différentiel spécifique moyenne dans le volume de résolution
m	Indice de réfraction de l'eau
N	Fonction de distribution des tailles des hydrométéores
n	Ordre de l'itération
R	Taux de précipitation (mm/h)
R	Matrice de covariance
r	Distance du radar à la cible (km)
(r, θ, ϕ)	Système de coordonnées naturel du radar : distance (km), angle azimutale (degré) et angle d'élévation de l'antenne (degré)
(r_0, θ_0, ϕ_0)	Coordonnées du centre du volume de résolution

S	Matrice de rétrodiffusion
$S_{VV,HH}$	Amplitude de rétrodiffusion à la verticale et à l'horizontale
$T(\alpha - \bar{\alpha})$	Fonction de distribution de α
V	Composante verticale de l'onde transmise par le radar
$V_{rés.}$	Volume de résolution
Z_H	Réflectivité horizontale (dBZ)
Z_V	Réflectivité verticale (dBZ)
Z_{DR}	Réflectivité différentielle (dB)
z	Axe de symétrie de l'hydrométéore
α	Angle d'inclinaison apparente de la particule (degré)
$\bar{\alpha}$	Angle moyenne d'inclinaison apparente (degré)
δ	Déphasage différentielle de rétrodiffusion (degré)
δ_B	Estimation de δ selon la méthode de Berbeleac (2007)
δ_Z	Estimation de δ selon la méthode de Zrnica (1993)
$[\bar{\delta}]$	Déphasage intrinsèque de rétrodiffusion moyen dans le volume de résolution (degré)
\in	Fonction de distribution des formes des hydrométéores
ε	Inclinaison du plan de polarisation par rapport à l'horizontale locale
θ	Angle d'inclinaison réel de la particule (degré)
θ_f	Ouverture à 3dB du faisceau du radar dans la direction azimutale (degré)
λ	Longueur d'onde du signal transmis par le radar (cm)
ρ_{HV}	Coefficient de corrélation entre les composantes H et V
ρ_2	Degré d'orientation en commun des hydrométéores
$[\bar{\rho}_2]$	Degré d'orientation en commun moyen dans le volume de résolution
$\langle \rho_2 \rangle$	Degré d'orientation en commun des hydrométéores mesuré
σ_θ	Écart type de la distribution du gain de l'antenne dans la direction azimutale

σ_{θ}	Écart type de la distribution du gain de l'antenne dans la direction de l'élévation
$2\phi_{DP}$	Déphasage différentiel de propagation (degré)
$\overline{2\phi_{DP}}$	Déphasage de propagation moyen dans le volume de résolution (degré)
ϕ_f	Ouverture à 3dB du faisceau du radar dans la direction de l'élévation
ϕ_{HV}	Déphasage à la transmission entre les composantes H et V de l'onde polarisée (degré)
Φ	Déphasage différentiel total intrinsèque (degré)
Φ_H	Phase de la composante polarisée à l'horizontale (degré)
Φ_V	Phase de la composante polarisée à la verticale (degré)
Φ_R	Déphasage différentiel total mesuré par le radar (degré)
$\overline{\Phi}$	Déphasage différentiel total intrinsèque au volume de résolution (degré)
ψ_D	Phase Doppler (degré)
$\langle \rangle$	Intégration au volume de résolution
$[]$	Intégration post-détection

RÉSUMÉ

Au cours des dernières années, grâce au radar à polarisation, on constate un intérêt particulier pour l'étude de l'estimation du taux de précipitation à partir du déphasage total mesuré. Plusieurs auteurs ont ainsi confirmé que le gradient radial de la composante de propagation de la phase est un bon indicateur pour estimer le taux de précipitation. Selon la théorie électromagnétique, le déphasage de propagation est une quantité monotone croissant avec la distance parcourue dans la précipitation. Cependant, dans certaines régions, comme dans la couche de fusion ou dans des orages de grêle, la phase mesurée présente parfois des anomalies, à savoir des valeurs négatives du déphasage total mesuré, qui ne sont pas encore complètement comprises.

Afin d'expliquer ces valeurs, plusieurs interprétations ont été proposées de manière individuelle dans la littérature. Ce comportement est attribué soit à la composante de rétrodiffusion de la phase, soit au degré d'orientation en commun des hydrométéores dans l'espace, ou soit à la non-homogénéité à l'intérieur du volume de résolution dans des régions de forts gradients de la réflectivité.

Le but de notre travail a donc été de développer une méthodologie théorique et opérationnelle capable d'intégrer les trois interprétations dans un seul modèle unifié. Dans un premier temps, nous avons développé une équation de la phase mesurée qui dépend explicitement des trois paramètres de la variabilité spatiale de la précipitation. Ensuite, afin d'examiner la contribution relative de chaque terme à la pondération de la phase dans la couche de fusion, nous avons analysé les variables polarimétriques pour deux heures de données du radar à la bande S de l'université McGill. Cette évaluation s'avère indispensable pour l'identification de la microphysique et de la structure fine de la précipitation dans la couche de fusion, ainsi que pour obtenir une meilleure estimation du taux de précipitation.

Nos principaux résultats montrent que dans la région d'anomalie de la couche de fusion, le degré d'orientation en commun des hydrométéores et le déphasage de rétrodiffusion représentent les contributions les plus importantes. La contribution des gradients des variables polarimétriques, quoi que non nulle, est beaucoup moins importante par rapport aux autres termes de variabilité spatiale. Nous concluons alors que la prise en considération de manière individuelle d'un ou de plusieurs termes de variabilité spatiale de la précipitation conduit à une mauvaise évaluation du déphasage de rétrodiffusion caractéristique de la microphysique de la couche de fusion, ainsi que du déphasage de propagation caractéristique de la précipitation.

Mots clés : radar à polarisation, gradients négatifs du déphasage total mesuré, couche de fusion, processus de rétrodiffusion, orientation des hydrométéores, volume de résolution radar non homogène.

INTRODUCTION

La précipitation en général a des ramifications importantes pour l'ensemble de la société. Que ce soit dans le domaine de la sécurité publique, en hydrologie ou en agriculture, il y a un certain degré de dépendance à l'égard du phénomène. Au fil des années, des efforts considérables ont été déployés dans le monde scientifique afin de pouvoir quantifier la précipitation. Malgré tous les progrès dans le domaine, l'estimation du taux de précipitation demeure toujours une tâche relativement complexe.

Le radar météorologique offre la possibilité d'observer les systèmes de précipitation de manière indirecte et continue dans le temps et dans l'espace. De nombreuses avancées technologiques ont permis d'améliorer l'utilité de cet appareil. De fait, actuellement en phase de développement et d'implantation, le radar à polarisation a vu le jour au début des années 1990. Celui-ci est capable de mesurer plus de paramètres indépendants reliés aux caractéristiques du milieu précipitant et pour cela il est capable de nous informer davantage sur le type d'hydrométéore.

La particularité du radar à polarisation est liée à sa capacité de générer et d'évaluer à la réception des ondes polarisées autant à la verticale qu'à l'horizontale. Les propriétés d'anisotropie du milieu causées par la non-sphéricité et par l'orientation des hydrométéores dans l'espace, font que l'état de polarisation de l'onde est modifié de manière différente dans la direction horizontale que dans la direction verticale. C'est pourquoi le sondage avec au moins deux différents états de polarisation s'avère avantageux pour une caractérisation optimale des hydrométéores (Doviak et Zrnica, 1993).

Les informations additionnelles fournies par le radar à polarisation, comme la réflectivité différentielle (Z_{DR}) ou le coefficient de corrélation (ρ_{HV}), sont en mesure d'éliminer plusieurs ambiguïtés et incertitudes associées aux estimations faites dans le cas du radar conventionnel qui utilise seulement la réflectivité (Z_H) ou l'effet Doppler. L'ensemble des observables du radar permettent, entre autres, de mieux estimer le taux de précipitation dans des cas de mélange, d'identifier des échos de terrain et de propagation anormale, ou de corriger les effets de l'atténuation du signal (Zrníc et Ryzhkov, 1999 ; Illingworth, 2003). Le radar à diversité de polarisation favorise ainsi l'étude de la dynamique et de la microphysique des orages, c'est-à-dire l'étude de la forme, la taille et la phase thermodynamique des hydrométéores rencontrés le long de la trajectoire du faisceau radar (Vivekanandan et al., 1999 ; Zrníc et al., 2001).

Cependant, le nombre de paramètres reliés aux propriétés de la précipitation dépasse le nombre de mesures indépendantes nécessaires pour estimer tout les observables intrinsèques de la précipitation. C'est pourquoi des suppositions additionnelles basées sur des modèles théorique-expérimentaux doivent être faits afin d'interpréter les observations du radar (Zrníc et al., 1993).

Le radar à polarisation permet de quantifier l'effet de dépolarisation introduit par le milieu précipitant, non seulement sur l'intensité, mais aussi sur la phase de l'onde polarisée, et cela à travers l'observable, Φ_R . La phase différentielle mesurée, Φ_R , représente alors l'addition des déphasages introduits lors de la propagation, $2\phi_{DP}$, et de la rétrodiffusion, δ , de l'onde avec les hydrométéores rencontrés. Les deux effets se manifestent couplés, intégrant ainsi autant d'information sur les propriétés physiques de la cible que sur le milieu de propagation. Dans ce cas, il faut séparer les deux effets avant de pouvoir caractériser le type de précipitation (Zrníc et Ryzhkov, 1998).

Or, au cours des dernières années, on constate un intérêt particulier dans l'étude de l'estimation du taux de précipitation, R , à partir de la phase Φ_R . La méthode d'estimation de R utilisant le déphasage différentiel spécifique, K_{DP} , dérivée radial de ϕ_{DP} , (Sachidananda et Zrnica, 1987; Chandrasekar et al., 1990) présente des avantages importants par rapport aux méthodes utilisant les relations Z_H - R . De fait, à différence de Z_H , K_{DP} n'est pas affecté par les erreurs de calibration et par l'atténuation dans le milieu de précipitation, ni par le blocage du faisceau du radar. Les relations développées sont alors moins influencées par la variation de la distribution de taille des hydrométéores ou par la présence de grêle (Zrnica et Ryzhkov, 1996).

a) L'état de la question

Plusieurs auteurs ont ainsi confirmé le fait que K_{DP} est un bon indicateur pour estimer le taux de précipitation dans les régions sondées (Ryzhkov et Zrnica, 1995). Des méthodes utilisant K_{DP} en combinaison avec d'autres variables polarimétriques ont été également proposées. De fait, Seliga et Bringi (1978) ou Jameson (1990) ont obtenu des relations pour estimer R en utilisant Z_{DR} et K_{DP} en même temps. Cependant, dans des régions comme la couche de fusion ou dans des orages de grêle, la phase mesurée présente des anomalies, plus spécifiquement des valeurs négatives de K_{DP} , qui même aujourd'hui ne sont pas complètement comprises. Plusieurs études ont été effectuées afin de comprendre l'effet de la propagation et de la rétrodiffusion de l'onde dans ces régions, et cela sur la mesure de la phase du radar à polarisation. L'interprétation météorologique de Φ_R dans ces régions ne fait pas consensus et dépend de l'interprétation que l'on donne aux composantes implicites de la phase mesurée.

Dans notre travail, on s'intéresse au comportement de Φ_R dans la couche atmosphérique de fusion, c'est-à-dire la couche où les particules de glace fondent en gouttes de pluie quand elles traversent le niveau où la température atteint le 0°C . La couche de fusion est aussi connue sous le nom de bande brillante. Cette couche de fusion, rencontrée principalement dans les régions tempérées, est importante lorsqu'on étudie la précipitation.

Dans cette région, l'on assiste à des variations abruptes au niveau des propriétés des observables du radar, entre autres, au niveau de la réflectivité et de la phase mesurée. Dans celle-ci, la fonte des hydrométéores est reliée à une forte augmentation de la réflectivité en dessous de l'isotherme de 0°C . La phase Φ_R , présente aussi un comportement inattendu le long de la couche de fusion. On constate parfois, une forte augmentation des valeurs au début de la couche suivie d'une diminution rapide dans la partie supérieure avant de s'accroître de façon monotone dans la région de la neige comme prévu. Ce comportement anomal s'éloigne de la croissance monotone de la phase de propagation, ϕ_{DP} , tel que proposé par Oguchi (1983). Il est cependant étroitement lié au type de précipitation ainsi qu'aux processus impliqués dans la formation de la précipitation (Atlas, 1957; Fabry et Zawadzki, 1995; Huggel et al., 1996).

Depuis le début de l'utilisation des mesures polarimétriques, la bande brillante a été considérée comme une source d'erreur dans l'estimation du taux de précipitation. Plusieurs modèles ont alors été proposés pour interpréter la phase mesurée. Un consensus au niveau de l'interprétation de la phase mesurée est nécessaire, car cela nous permettrait de comprendre davantage la microphysique de la couche de fusion et par le fait même de mieux estimer le taux de précipitation.

b) Les objectifs du projet

Des interprétations ont été avancées pour expliquer le comportement anomal de la phase mesurée. Parmi celles-ci, Zrnic et al. en 1993, attribuent directement le comportement anomal aux processus de rétrodiffusion dans la couche de fusion. Une autre interprétation a été d'abord suggérée par Ryzhkov et Zrnic (1995) et analysée par la suite par Ryzhkov et Zrnic (1996) et (1998), et par Gosset (2003). Ils proposent que les anomalies de la phase seraient causées par la non-homogénéité à l'intérieur du volume de résolution. En 2000, Torlaschi et Gingras proposent qu'une partie de l'anomalie serait causée par le degré d'orientation en commun des hydrométéores dans l'espace, ρ_2 .

Ainsi, trois aspects de la variabilité spatiale de la précipitation ont été proposés de manière individuelle dans la littérature. Le but de notre travail a donc été de développer une méthodologie théorique et opérationnelle, capable d'intégrer les trois aspects de la précipitation dans un seul modèle unifié. La motivation provient de la nécessité de mieux comprendre la pondération de chaque paramètre de variabilité spatiale à l'anomalie de la phase mesurée dans la couche de fusion. La quantification relative de ces trois paramètres est essentielle pour identifier la microphysique et la structure fine des zones de précipitation à partir de l'interprétation des données du radar. Nous prévoyons que notre étude contribuera à une meilleure compréhension des processus physiques dans la région de l'anomalie, ainsi qu'à une meilleure estimation du taux de précipitation.

c) Les étapes du travail

Nous débutons notre démarche en jetant un coup d'œil sur l'état des connaissances relatives à notre étude. Ainsi, dans le premier chapitre nous exposons

les notions de polarimétrie afin d'établir les liens nécessaires pour comprendre la problématique et le développement du projet. Au Chapitre II, nous présentons en détail les trois principales interprétations qui ont été proposées dans la littérature afin d'élucider le comportement anomal de la phase mesurée. Trois aspects de la variabilité spatiale de la précipitation sont soumis à l'analyse: le processus de rétrodiffusion, le degré d'orientation en commun des hydrométéores et les gradients de réflectivité de la précipitation dans le volume de résolution.

Le troisième chapitre est alors consacré au développement de la théorie qui nous a permis d'aboutir à une équation de la phase mesurée en fonction des trois paramètres de la variabilité spatiale de la précipitation. Par la suite, le quatrième chapitre expose les caractéristiques des données polarimétriques utilisées pour valider le modèle unifié que l'on propose, ainsi que la manière dont ces données ont été traitées. Il expose également notre méthode de délimitation de la région de l'anomalie, le modèle de ρ_2 proposé dans la région de la précipitation, ainsi que la méthode d'estimation des gradients des variables polarimétriques dans le volume de résolution.

Dans le cinquième chapitre, nous exposons les résultats obtenus à partir de l'analyse de deux heures de données de radar pour le cas de couche de fusion du 29 octobre 2003. La contribution relative de chaque paramètre de la variabilité spatiale de la précipitation à la pondération de Φ_R est évaluée dans la région de l'anomalie. Une analyse comparative des estimations de K_{DP} et δ pour les trois modèles d'interprétation de la phase est aussi présentée.

En conclusion, nous effectuons une analyse globale des résultats et nous proposons également quelques améliorations pour de futurs projets.

CHAPITRE I

LA POLARIMETRIE RADAR : CONCEPTS THÉORIQUES

Dans ce premier chapitre, nous allons présenter les éléments conceptuels et fonctionnels intervenants dans la propagation, la rétrodiffusion et la réception des ondes polarisées émises par le radar météorologique. Nous introduirons les paramètres intrinsèques caractérisant la précipitation du point de vue de l'interaction onde-hydrométéore, ainsi que les grandeurs observables en tant que quantités mesurées par le radar. Les notions de polarimétrie seront aussi exposées afin d'établir les liens nécessaires pour comprendre la problématique et le développement du projet.

1.1 Le radar à polarisation

La connaissance, ainsi que la maîtrise de certaines propriétés physiques des ondes électromagnétiques ont permis le développement des instruments de détection de la précipitation, comme le radar à polarisation.

Le champ électromagnétique envoyé dans chacune des pulsations du radar est composé d'un champ électrique, \vec{E} , et d'un champ magnétique, \vec{B} , perpendiculaires entre eux et confinés dans un plan de polarisation perpendiculaire à la direction de propagation. La polarisation désigne ainsi l'orientation spatiale en fonction du temps du vecteur \vec{E} dans le plan de polarisation. Le radar météorologique conventionnel transmet en général des ondes polarisées à l'horizontale dont seulement la partie rétrodiffusée vers le radar dans cette direction sera détectée. Par contre, les propriétés d'anisotropie du milieu précipitant, dues à la non-sphéricité ainsi qu'à l'orientation des hydrométéores dans l'espace, font que l'état de polarisation de l'onde soit modifié différemment dans la direction horizontale que dans la verticale. C'est pourquoi le sondage avec au moins deux différents axes de polarisation s'avère avantageux pour

une caractérisation optimale des hydrométéores. La particularité du radar à polarisation est liée à sa capacité de générer ainsi que d'évaluer à la réception des ondes polarisées autant à la verticale qu'à l'horizontale. Plus particulièrement, le nom de polarisation hybride fait référence à la technique de sondage qui utilise une base de polarisation différente à la transmission qu'à la réception. Dans notre étude, nous exploitons des données obtenues par l'émission d'une onde polarisée elliptiquement suivie de la réception simultanée des composantes polarisées horizontalement et verticalement.

1.2 Caractérisation de la précipitation

Deux étapes sont essentielles avant de pouvoir caractériser la précipitation à partir des mesures provenant du radar. D'un côté, il faut isoler le signal reçu, intégrant l'information sur le milieu précipitant, de l'influence des caractéristiques propres au radar comme le type de polarisation ou les particularités de l'antenne. De l'autre côté, il est nécessaire de décrire des modèles physiques basés sur le principe d'interaction rayonnement-particule. Ces modèles doivent être capables d'attribuer aux signaux mesurés, des caractéristiques propres aux hydrométéores comme leur forme, leur taille, leur orientation dans l'espace ou même leur phase thermodynamique. Ainsi, les sections suivantes établissent les bases théoriques nécessaires pour décrire les caractéristiques de la précipitation en fonction des grandeurs de polarisation détectées par le radar.

1.3 Les grandeurs intrinsèques du radar à polarisation

Les grandeurs intrinsèques font référence à des valeurs spécifiques à un milieu de précipitation donné et dépendent des caractéristiques des hydrométéores. Nous

pouvons classer les variables intrinsèques en fonction de la manière que les hydrométéores modifient l'état de polarisation de l'onde. Premièrement, ils le modifient sous l'effet intrinsèque de la rétrodiffusion, introduit par l'ensemble d'hydrométéores contenus dans le volume de résolution. Deuxièmement, ils le modifient également sous l'effet de propagation introduit par les hydrométéores situés entre le radar et le volume de résolution. Ces deux processus se manifestent couplés pour les grandeurs mesurables, intégrant alors autant d'information sur les propriétés physiques de la cible que sur le milieu de propagation. Dans ce cas, il faut séparer les effets pour pouvoir caractériser le type de précipitation (Zrníc et Ryzhkov, 1998).

1.3.1 Les grandeurs intrinsèques de rétrodiffusion

Les caractéristiques de rétrodiffusion, résultat de l'interaction d'une onde électromagnétique avec un hydrométéore, sont représentées par les termes de la matrice de rétrodiffusion, $[S]$ (c.f. Doviak et Zrníc, 1993) :

$$S = \begin{bmatrix} S_{VV} & S_{VH} \\ S_{HV} & S_{HH} \end{bmatrix}, \quad (1.1)$$

où les éléments de la matrice, S_{ij} , sont les amplitudes complexes de rétrodiffusion déterminées par les particularités de l'hydrométéore. Par convention, les indices i et j , font référence à l'état de polarisation de l'onde à l'émission (j) et à la réception (i). Dans le cas où le diffuseur a une symétrie axiale de révolution (c.f. Holt, 1984) ou dans le cas où sa taille est petite par rapport à la longueur d'onde utilisée (c.f. McCormick et Hendry, 1975), les termes S_{HV} et S_{VH} sont nuls. La matrice de rétrodiffusion devient alors une matrice diagonale.

C'est à partir des termes de la matrice de rétrodiffusion que l'on définit les paramètres intrinsèques. Ainsi, les grandeurs de rétrodiffusion normalement utilisées sont la réflectivité, $Z_{V,H}$ (horizontale ou verticale), la réflectivité différentielle, Z_{DR} et le coefficient de corrélation, ρ_{HV} :

a) La réflectivité d'une population d'hydrométéores est définie comme:

$$Z_{V,H} = \frac{4\lambda^4}{\pi^4 |K|^2} \langle |S_{VV,HH}|^2 \rangle, \quad (1.2)$$

où λ représente la longueur d'onde du radar et $|K| = (m^2 - 1) / (m^2 + 1)$ est le facteur diélectrique de l'eau défini en fonction de son indice complexe de réfraction, m . Le terme $|S_{VV,HH}|^2$ représente l'intensité de rétrodiffusion calculée à partir des amplitudes complexes telles que définies dans la matrice de rétrodiffusion pour un hydrométéore. Les crochets obliques, $\langle \rangle$, symbolisent le résultat de l'intégration sur tous les hydrométéores contenus dans le volume de résolution sondé. Z est exprimé en unité $\text{mm}^6 \text{m}^{-3}$, cependant dans la pratique l'échelle logarithmique ($Z(\text{dBZ}) = 10 \log Z$) est fréquemment utilisée.

b) La réflectivité différentielle, Z_{DR} , est définie comme le rapport entre la réflectivité horizontale et verticale (Seliga et Bringi, 1976):

$$Z_{DR} = 10 \log_{10} \frac{Z_H}{Z_V} = 10 \log_{10} \frac{\langle |S_{HH}|^2 \rangle}{\langle |S_{VV}|^2 \rangle}. \quad (1.3)$$

Le rapport de dépolarisation entre deux axes perpendiculaires fait de Z_{DR} , un bon indicateur de l'anisotropie du volume de résolution sondé, c'est-à-dire de la

déformation moyenne des hydrométéores. Ainsi, des valeurs positives de Z_{DR} indiquent la présence des hydrométéores de forme oblate ($Z_H > Z_V$) et des valeurs négatives conduisent à des hydrométéores allongés verticalement. Des valeurs proches de zéro peuvent désigner des hydrométéores sphériques ou bien des hydrométéores qui, dans leur chute, tournent sur eux-mêmes montrant au radar une allure d'isotropie, comme dans le cas de la grêle.

c) Le coefficient de corrélation entre le signal mesuré à l'horizontale et à la verticale est défini comme:

$$\rho_{HV} = \frac{\langle S_{VV} S_{HH}^* \rangle}{\sqrt{\langle |S_{VV}|^2 \rangle \langle |S_{HH}|^2 \rangle}}, \quad (1.4)$$

où S_{HH}^* représente le complexe conjugué de l'amplitude de rétrodiffusion S_{HH} . ρ_{HV} est un paramètre affecté principalement par la variabilité dans le rapport de taille entre la verticale et l'horizontale de chaque hydrométéore dans le volume de résolution (c.f. Doviak et Zrnica, 1993). Ce paramètre peut aussi varier en fonction de la distribution de l'inclinaison des diffuseurs (Sachidananda et Zrnica, 1987). Une fois que l'on a caractérisé la forme et l'inclinaison moyenne des hydrométéores, ρ_{HV} devient un outil qui peut servir à détecter la présence de mélange de différents types d'hydrométéores.

1.3.2 Le déphasage différentiel de propagation et de rétrodiffusion

Le radar à polarisation permet de quantifier l'effet de dépolarisation introduit par le milieu précipitant, non seulement sur l'intensité, mais aussi sur la phase de l'onde polarisée. Le déphasage différentiel total, Φ , est défini comme la différence de phase à la réception entre la composante horizontale et verticale de l'onde polarisée. Ainsi, pour un volume sondé situé dans une direction donnée et à une distance r du radar, on peut représenter le déphasage comme :

$$\Phi_R(r) = \Phi_H(r) - \Phi_V(r). \quad (1.5)$$

Cette différence de phase peut aussi être exprimée en fonction des processus de dépolarisation que subit l'onde dans son parcours. À l'émission, l'onde polarisée est générée en ayant un déphasage initial connu entre ses composantes, horizontale et verticale, de ϕ_{HV} (fig. 1.1a). Lors de sa propagation, l'anisotropie du milieu va modifier l'état de polarisation de l'onde. De fait, un déphasage différentiel ϕ_{DP} est alors ajouté au déphasage initial ϕ_{HV} (fig. 1.1b). Cette quantité est présentée couramment comme le déphasage différentiel spécifique, K_{DP} , exprimant le taux de changement de ϕ_{DP} par rapport à la distance parcourue (c.f. Doviak et Zrníc, 1993):

$$K_{DP} = \frac{\Delta \phi_{DP}(r)}{\Delta r}. \quad (1.6)$$

Ryzhkov et Zrníc (1995) ont montré que K_{DP} peut être un bon indicateur de la quantité d'eau liquide et par conséquent, du taux de précipitation le long du milieu traversé.

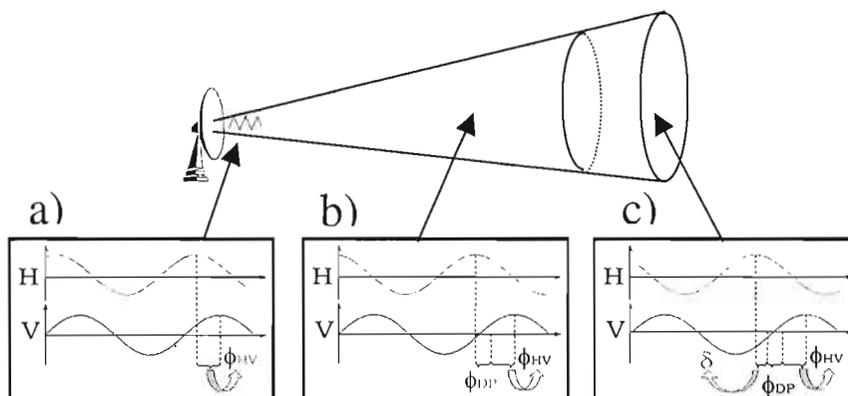


Figure 1.1 Représentation des différents déphasages lors du parcours de l'onde polarisée: (a) Déphasage à l'émission, ϕ_{HV} , (b) de propagation, ϕ_{DP} , et (c) de rétrodiffusion, δ .

Finalement, un autre processus, appelé rétrodiffusion, peut aussi introduire un déphasage différentiel supplémentaire, δ , au moment où l'onde rencontre des hydrométéores ayant une taille assez grande par rapport à sa longueur d'onde (fig. 1.1c). Le déphasage de rétrodiffusion, δ , est défini comme:

$$\delta = \arg \langle S_{VV} S_{HH}^* \rangle, \quad (1.7)$$

l'argument du produit, des éléments complexes S_{VV} et S_{HH} de la matrice de rétrodiffusion, intégré au volume de résolution, ($\langle \rangle$).

Le déphasage différentiel total peut ainsi être récapitulé comme :

$$\Phi = \phi_{HV} + 2\phi_{DP} + \delta, \quad (1.8)$$

soit l'addition du déphasage de l'onde polarisée à l'émission, ϕ_{HV} , caractéristique du radar, avec le déphasage différentiel de propagation introduit par le milieu précipitant dans l'aller-retour de l'onde, $2\phi_{DP}$, et avec le déphasage différentiel lors de la rétrodiffusion, δ .

1.3.3 Le degré d'orientation en commun des hydrométéores

L'anisotropie du milieu est prise en compte dans la caractérisation de la précipitation principalement à travers de la forme non-sphérique des hydrométéores. Cependant, si l'on tient compte que l'intensité de rétrodiffusion de l'onde polarisée dépend de la dimension de l'hydrométéore uniquement dans la direction du champ électrique, l'inclinaison des hydrométéores devient alors un facteur important à considérer. Nous pouvons donc caractériser l'ensemble d'hydrométéores contenus dans un volume de résolution par leur orientation en commun.

À cet égard, nous représentons à la figure 1.2 la géométrie d'un hydrométéore par rapport au plan de polarisation de l'onde. Il est possible de définir un système de coordonnées locales, $(\hat{i}, \hat{j}, \hat{k})$, qui détermine un angle (β, θ) avec le plan de symétrie de l'hydrométéore, (r, z) . La projection de θ dans le plan de polarisation déterminé par les vecteurs (\vec{H}, \vec{V}) est nommée angle d'inclinaison apparent de l'hydrométéore, α . L'inclinaison du plan de polarisation par rapport à l'horizontale locale (ε), représente l'élévation du faisceau radar.

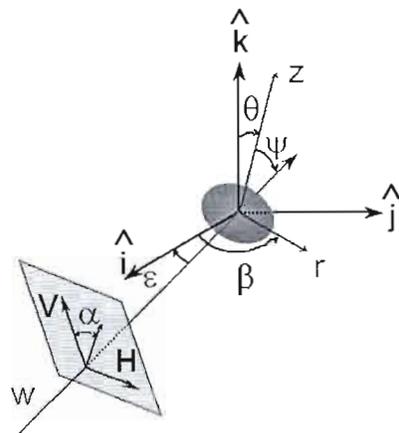


Figure 1.2 Représentation géométrique de l'angle d'inclinaison apparent des hydrométéores, α , sur le plan de polarisation (Adaptée de Holt, 1984).

Le degré d'orientation en commun des hydrométéores, ρ_2 , est alors défini par Hendry et McCormick (1987) comme :

$$\rho_2 = \int_{-\pi/2}^{\pi/2} \cos 2(\alpha - \bar{\alpha}) T(\alpha - \bar{\alpha}) d(\alpha - \bar{\alpha}), \quad (1.9)$$

où T est la fonction de distribution de l'angle d'inclinaison apparente, α (fig. 1.2), fonction symétrique par rapport à l'angle d'inclinaison apparent moyen, $\bar{\alpha}$, de l'hydrométéore dans sa chute. La valeur de ρ_2 varie entre 0, pour un milieu où les hydrométéores sont orientés aléatoirement, et 1, pour des hydrométéores orientés dans une seule direction privilégiée.

Le tableau 1.1 résume la campagne de mesure menée par Hendry et McCormick (1987) à l'aide d'un radar à diversité de polarisation à la bande X. Les différents cas de précipitation ont été caractérisés en fonction de la réflectivité caractéristique, Z_H , de l'angle d'inclinaison moyen apparent, $\bar{\alpha}$, et du degré d'orientation en commun, $\langle \rho_2 \rangle$ ¹.

Tableau 1.1

Valeurs de Z_H , $\bar{\alpha}$ et $\langle \rho_2 \rangle$ collectées pour différents types de précipitation.

Type de précipitation	Z_H (dBZ)	$\bar{\alpha}$ (°)	$\langle \rho_2 \rangle$
Pluie	23 – 50	0	0,9 - 1
Neige	~ 20	10	0,75
Couche de fusion	~ 33	--	0,65
Grêle	40 – 70	0	0,35

¹ La valeur de $\langle \rho_2 \rangle$ représentée dans le tableau correspond à la mesure de l'ensemble d'hydrométéores contenus dans le volume de résolution sondé.

Les données collectées (tableau 1.1) révèlent que la pluie est la précipitation la plus équiorientée avec des valeurs de $\langle \rho_2 \rangle$ plus grandes que 0,9. De plus, sa valeur moyenne de α est égale à 0, ce qui indique que l'axe de symétrie des gouttes oscille peu autour de la verticale. La grêle, par contre, ne semble pas avoir une orientation privilégiée et son angle $\bar{\alpha}$ nul, n'est que le résultat de la rotation des grêlons lors de leur chute. En ce qui concerne la neige, son orientation en commun est inférieure à celle de la pluie, par contre la forme des flocons fait en sorte que, dans leur chute, l'axe de symétrie n'est pas vertical ($\alpha=10^\circ$). La faible valeur de $\langle \rho_2 \rangle$ dans la couche de fusion résulte de la variabilité des formes et des orientations des hydrométéores pendant le processus de fusion.

1.4 Les grandeurs observables du radar à polarisation

Une fois spécifiée la précipitation en fonction de ses propriétés intrinsèques de polarisation, on passe maintenant au traitement du signal mesuré afin de pouvoir assigner ces propriétés à la précipitation observée.

L'écho reçu au radar représente la somme pondérée des échos rétrodiffusés par chacun des hydrométéores contenus dans un volume de résolution. Ces hydrométéores sont en mouvement relatif entre eux, ce qui produit des fluctuations au niveau de l'intensité du signal. Afin de pouvoir obtenir un estimé quantitatif de la puissance reçue, il faut faire de moyennes pour réduire l'incertitude (c.f. Doviak et Zrnica, 1993). Cette opération est représentée par des crochets obliques, $\langle \rangle$, et connue comme étant la valeur attendue de l'ensemble des hydrométéores. Pour un nombre suffisant d'échantillons, la valeur attendue correspond à l'intégration de l'intensité de rétrodiffusion sur tous les hydrométéores contenus dans le volume de résolution.

Le signal mesuré est détecté en forme de signal électrique selon deux composantes, verticale, V, et horizontale, H. Ce signal peut être représenté par la matrice de cohérence, J, (Born et Wolf, 1975) et la matrice de covariance, R. L'ensemble des termes des matrices J et R nous donne des quantités indépendantes connues sous le nom des grandeurs observables. La matrice de cohérence est le produit matriciel des composants complexes, V et H du signal reçu, par son conjugué:

$$J = \left\langle \begin{bmatrix} V \\ H \end{bmatrix} \begin{bmatrix} V & H \end{bmatrix}^* \right\rangle = \begin{pmatrix} \langle |V|^2 \rangle & \langle VH^* \rangle \\ \langle HV^* \rangle & \langle |H|^2 \rangle \end{pmatrix}. \quad (1.10)$$

Chaque matrice de cohérence nous donne trois observables indépendants: les puissances reçues selon la composante verticale et horizontale, $\langle |V|^2 \rangle$ et $\langle |H|^2 \rangle$, ainsi que la corrélation complexe entre les deux composantes, $\langle VH^* \rangle$ ($\langle HV^* \rangle = \langle VH^* \rangle^*$). Lorsque l'on calcule l'argument de la corrélation entre les deux composantes du signal reçu, on peut estimer le déphasage différentiel total mesuré :

$$\Phi_R = \arg \langle VH^* \rangle. \quad (1.11)$$

La matrice de covariance est calculée à partir de deux pulsations successives séparés d'un décalage de temps T_S . Elle peut être décrite comme :

$$R = \left\langle \begin{bmatrix} V^*(t) \\ H^*(t) \end{bmatrix} \begin{bmatrix} V(t+T_S) & H(t+T_S) \end{bmatrix} \right\rangle = \begin{bmatrix} R_{VV} & R_{VH} \\ R_{HV} & R_{HH} \end{bmatrix} e^{j\psi_D}, \quad (1.12)$$

où ψ_D représente la phase Doppler introduite par le mouvement radial des hydrométéores dans la direction de propagation de l'onde. Les éléments des matrices

de cohérence et de covariance intègrent en même temps les effets de propagation et de rétrodiffusion. Cependant, Torlaschi et Gingras (2000) ont démontré qu'à partir des grandeurs observables on peut définir cinq quantités de puissance: p , q , u , v et w . Ces quantités permettent de séparer de manière générale les effets de propagation et de rétrodiffusion. Ainsi, pour une onde polarisée ayant un déphasage à l'émission ϕ_{HV} , les quantités de puissance peuvent être écrites comme suit (Filahi, 2005):

$$p = \langle |V|^2 \rangle + \langle |H|^2 \rangle ; \quad (1.13)$$

$$q = \langle |V|^2 \rangle + \langle |H|^2 \rangle + j \langle V^* H \rangle ; \quad (1.14)$$

$$u = \sin \phi_{HV} \operatorname{Im} \{ \langle V^* H \rangle \} ; \quad (1.15)$$

$$v = 2 \cos \phi_{HV} \operatorname{Im} \{ \langle V^* H \rangle \} + \sin \phi_{HV} \operatorname{Re} \{ \langle V^* H \rangle \} ; \quad (1.16)$$

$$w = - \cos \phi_{HV} \operatorname{Re} \{ \langle V^* H \rangle \} + 2 \sin \phi_{HV} \operatorname{Im} \{ \langle V^* H \rangle \} . \quad (1.17)$$

Il est avantageux d'utiliser les quantités de puissance. De fait, à l'aide des grandeurs intrinsèques, on peut arriver à des expressions qui ne dépendent pas de l'état de polarisation de l'onde transmise, (ϕ_{HV}), c'est-à-dire du type de polarisation utilisé.

Le but de ce premier chapitre était de se familiariser avec les grandeurs de polarisation qui caractérisent la précipitation sondée, ainsi qu'avec le traitement de la mesure radar. Dans le prochain chapitre, nous allons présenter trois différentes interprétations, extraites de la littérature. Ces interprétations tentent d'expliquer le comportement anomal du déphasage différentiel mesuré dans des observations de la couche de fusion. Elles contiennent les éléments clés du modèle unifié d'interprétation de la variabilité spatiale de la précipitation que l'on propose.

CHAPITRE II

LA VARIABILITÉ SPATIALE COMME INTERPRÉTATION DE LA PHASE MESURÉE

Le but de ce chapitre est d'exposer en détail les trois principales interprétations qui ont été proposées dans la littérature, afin d'élucider le comportement anormal du déphasage différentiel mesuré dans la couche de fusion. Trois aspects de la variabilité spatiale de la précipitation sont soumis à l'analyse: le processus de rétrodiffusion, le degré d'orientation en commun des hydrométéores et les gradients de réflectivité de la précipitation.

2.1 Le processus de rétrodiffusion

Les avantages liés à l'utilisation du déphasage différentiel spécifique, K_{DP} , pour estimer le taux de précipitation, ont été analysés dès la fin des années 80 par plusieurs auteurs (Sachidananda et Zrnica, 1986, 1987 ; Balakrishnan et Zrnica, 1990 ; Ryzhkov et Zrnica, 1995). Par contre, l'estimation de K_{DP} , gradient radial de ϕ_{DP} , à partir de la phase mesurée, Φ_R , dans des régions de couche de fusion, ne fait pas unanimité et dépend de l'interprétation que l'on donne aux composantes implicites de la phase intrinsèque Φ (éq. [1.8]) :

$$\Phi = \phi_{HV} + 2\phi_{DP} + \delta. \quad (1.8)$$

Le profil mesuré du déphasage différentiel total le long de la couche de fusion présente des particularités qui ont été mises en évidence, notamment, par Zrnica et al. (1993). Dans la figure 2.1, nous pouvons examiner les données observées lors d'un cas de couche de fusion dans la région stratiforme d'un système convectif au centre nord de l'Oklahoma.

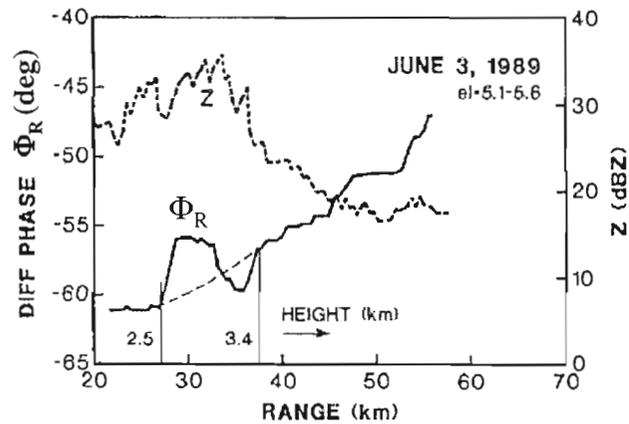


Figure 2.1 Profils radiaux le long de la couche de fusion à 5,2° d'élévation : Z, facteur de réflectivité et Φ_R , phase différentielle totale. (Adaptée de Zrníc et al., 1993)

La couche de fusion est caractérisée par une augmentation des valeurs de la réflectivité, Z. Cette augmentation qui s'étend (fig. 2.1) entre 27 et 37,5 km en distance radiale, est suivie d'une rapide diminution de la valeur de Z pour atteindre les valeurs caractéristiques de la neige. Pour sa part, le profil correspondant à la phase mesurée, Φ_R , présente une perturbation inattendue le long de la couche de fusion. Un incrément considérable de près de 4° à la base de la couche de fusion (~29km) est suivi d'une diminution rapide dans la partie supérieure (~33km) avant d'accroître de façon monotone dans la région de la neige comme prévu.

Dans la région de la pluie ainsi que de la neige, l'estimation de K_{DP} est donnée par le gradient radial de la phase totale mesurée moins ϕ_{HV} (éq. [2.1]). Cela est dû au fait que d'un côté, ϕ_{HV} est une quantité constante connue (voir éq. [1.8]). De l'autre côté, la valeur de δ pour des particules de pluie et de neige est négligeable pour un radar en bande S :

$$K_{DP} \equiv \nabla_r(\phi_{DP}) \approx \frac{1}{2} \frac{\Delta(\Phi_R - \phi_{HV} - \delta)}{\Delta r} \approx \frac{1}{2} \frac{\Delta(\Phi_R - \phi_{HV})}{\Delta r}. \quad (2.1)$$

Les valeurs positives de K_{DP} estimées dans la pluie et dans la neige rendent compte du fait que le déphasage différentiel de propagation, ϕ_{DP} , est une quantité monotone croissante avec la distance (Oguchi, 1983). Par contre, dans la région de la couche de fusion, la phase mesurée (ligne en trait plain dans la figure 2.1) s'éloigne du comportement monotone croissant de ϕ_{DP} (ligne à tirets). Pour justifier la différence des profils entre ϕ_{DP} et la mesure Φ_R , Zrnich et al. (1993) attribuent ce comportement au déphasage différentiel de rétrodiffusion, δ . De fait, la valeur de δ devient significative quand les hydrométéores ont une taille assez grande.

Afin de corriger la contamination que l'on doit à δ , Hubbert et Bringi (1995) proposent des filtrages pour supprimer la contribution de δ à la mesure Φ_R . De plus, Zrnich et al. (1993) suggèrent que le déphasage différentiel mesuré à travers la couche de fusion procure une réponse unique dont on peut déduire la taille maximale des hydrométéores. Ainsi, à l'aide d'un modèle de rétrodiffusion pour un sphéroïde d'eau ayant un rapport axial de 0,8 (voir fig. 2.2), ils estiment les tailles des hydrométéores dans cette région (fig. 2.3).

Ainsi, selon l'interprétation de la microphysique de la couche de fusion donnée par Zrnich et al. (1993), les hydrométéores de plus grande taille (D_{max} entre 10 et 14mm), responsables de l'anomalie positive de ϕ_{DP} (29-33km), sont localisés à la base de la couche de fusion. L'anomalie négative de ϕ_{DP} (33-38km) est associée à des hydrométéores de plus petite taille (D_{max} entre 8 et 10mm).

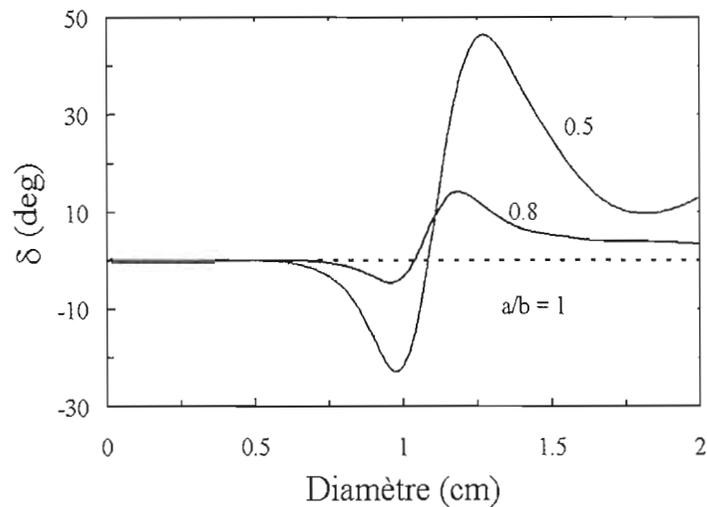


Figure 2.2 Représentation du déphasage différentiel de rétrodiffusion d'un sphéroïde d'eau ayant un rapport axial de 1, 0,8 et 0,5, en fonction du diamètre équivalent.

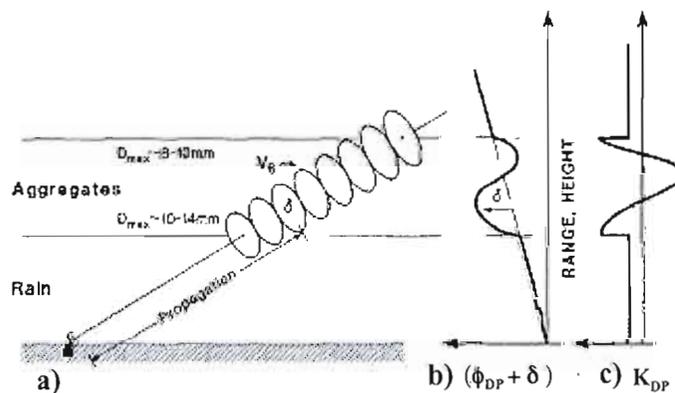


Figure 2.3 Représentation de la distribution des tailles des grands agrégats le long de la couche de fusion (a), du modèle de déphasage de rétrodiffusion (b) ainsi que le déphasage différentiel spécifique (c). (D'après Zrníc et al., 1993)

Dans sa fonte, les particules de glace se recouvrent d'une quantité importante d'eau. Lorsque les hydrométéores sont couverts par une couche d'eau d'une épaisseur supérieure à 10% de leur rayon, ils apparaissent au radar comme de grandes gouttes d'eau déformées (Battan, 1973) ayant une constante diélectrique cinq fois plus grande que les particules de glace. Avant de s'effondrer en gouttes de pluie, les agrégats mouillés de tailles similaires, mais en différents états de fonte, augmentent leur processus de coalescence. Ceci résulte en une diminution du nombre de gros hydrométéores qui atteignent leur taille maximale à la base de la couche de fusion, et cela avant de fondre complètement en gouttes de pluie (c.f. Zrnic et al., 1993). Une telle distribution verticale d'hydrométéores, notamment avec les hydrométéores de plus grand diamètre se trouvant dans la partie inférieure de la couche de fusion, semble cependant aller à l'encontre de ce qu'on s'attendrait intuitivement.

La variabilité des formes et des tailles des particules fondantes peut donc être représentée par la variabilité spatiale de δ dans la couche de fusion. Cette variabilité spatiale de δ devient le premier élément d'interprétation du comportement anormal de Φ_R dans la couche de fusion.

2.2 Le degré d'orientation en commun des hydrométéores

Torlaschi et Gingras (2000) ont montré que la phase mesurée dépend du degré d'orientation en commun des hydrométéores dans le volume de résolution, ρ_2 . En fait, la phase mesurée, Φ_R , peut être exprimée en fonction de la phase intrinsèque Φ , telle que défini par l'équation [1.8], à travers la relation non linéaire suivante :

$$\text{tg}\Phi_R = \rho_2 \text{tg}\Phi. \quad (2.2)$$

Ils montrent aussi que le fait de ne pas tenir compte de l'orientation en commun des hydrométéores dans l'interprétation de la phase mesurée conduit à des erreurs d'estimation de la phase intrinsèque Φ (voir tableau 2.1). Ces erreurs affectent directement l'estimation du déphasage différentiel spécifique, K_{DP} , ainsi que le calcul du taux de précipitation.

Premièrement, l'erreur d'estimation varie selon le type de précipitation et cela à travers la valeur du degré d'orientation en commun. Deuxièmement, l'erreur d'estimation va dépendre de l'intervalle où se trouvent les valeurs de Φ_R et cela dû à la relation non linéaire entre Φ et Φ_R . La figure 2.4 représente graphiquement l'erreur absolue d'estimation du déphasage différentiel total, $\Delta\Phi$, en fonction du déphasage mesuré Φ_R . L'erreur devient plus importante pour des valeurs de ρ_2 de plus en plus petites.

Tableau 2.1

Erreur absolue d'estimation de la phase différentiel totale pour différents types de précipitation (D'après Torlaschi et Gingras, 2000).

Type de précipitation	ρ_2	$ \Delta\Phi _{\max}$ (deg)
Pluie	0,9 – 1	3
Neige	0,75	8
Couche de fusion	0,65	12

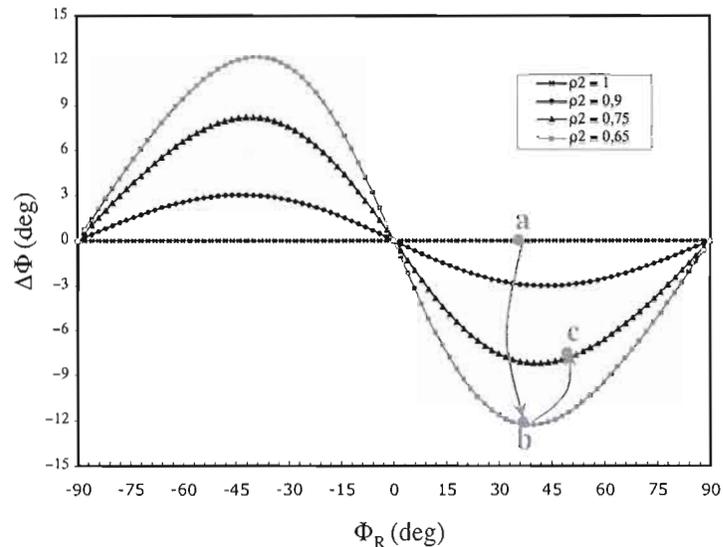


Figure 2.4 Valeurs de $\Delta\Phi = (\Phi_R - \Phi)$, en fonction du déphasage différentiel mesuré, Φ_R , et du degré d'orientation en commun du type d'hydrométéore, ρ_2 . Les points a, b, et c représentent les valeurs hypothétiques du déphasage lors d'un passage de la pluie (a) à la neige (c) en passant par la couche de fusion (b).

Plus précisément, la figure 2.4 suggère que la valeur de Φ_R (mesurée à l'intérieur de l'intervalle 0-90 degrés) peut décroître rapidement lors du passage d'un milieu où les hydrométéores sont équirorientés ($\rho_2 \sim 1$) comme dans la pluie (point a), à un milieu où le degré d'orientation en commun est plus petit ($\rho_2 \sim 0,65$), comme dans la couche de fusion (point b).

Ainsi, une partie du comportement anormal de la phase mesurée le long de la couche de fusion, pourrait être dû aux variations du degré d'orientation en commun des hydrométéores dans le milieu sondé. Cet aspect de la variabilité spatiale de la précipitation devient alors notre deuxième variable à considérer dans l'interprétation de la phase mesurée dans un cas de couche de fusion.

2.3 Les gradients de réflectivité de la précipitation

Une troisième interprétation de l'anomalie de la phase mesurée à été d'abord suggéré par Ryzhkov et Zrnica en 1995 et analysée par la suite par Ryzhkov et Zrnica, (1996) et (1998) et Gosset (2003). Cette interprétation propose que les anomalies de la phase, mesurées dans des régions de forts gradients de la réflectivité, seraient causées par la non-homogénéité à l'intérieur du volume de résolution.

Ryzhkov et Zrnica (1998) ont étudié plusieurs cas des non-homogénéité spatiale dans le volume de résolution. La figure 2.5 montre par exemple, le cas où les gradients de réflectivité se trouvent non seulement dans la direction radiale mais aussi dans la direction azimutale. La figure représente une cellule isolée de précipitation (R_p), centrée à une distance r_c et à un azimut θ_c , laquelle est immergée dans une région de précipitation uniforme (R_b). Le paramètre L caractérise le largeur de la cellule. Dans cette situation, on va assister à une forte non-homogénéité azimutale dans le volume de résolution, quand le centre du faisceau ne coïncide pas avec le centre de la cellule.

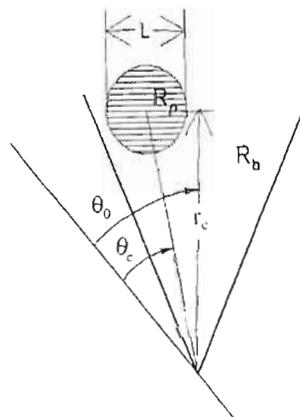


Figure 2.5 Modèle conceptuel de non homogénéité de la réflectivité dans la direction azimutale. Cellule de précipitation (R_p) à l'intérieur d'un champ de précipitation uniforme (R_b). D'après Ryzhkov et Zrnica (1998).

Un autre exemple représentatif de non homogénéité spatiale dans le volume de résolution résulte quand la couche de fusion dans de la précipitation stratiforme est observée, et cela à des petites angles d'élévation. Dans ce cas, les gradients les plus importants se trouvent dans la direction d'élévation. Dans la figure 2.6, on illustre le modèle conceptuel proposé par Ryzhkov et Zrnica (1998) pour le profil vertical de K_{DP} dans la couche de fusion. La figure représente la région de la précipitation dans la couche de fusion ($R_{C.F}$), centrée à une distance r_{CF} pour une élévation de l'antenne de ϕ_{CF} , et se trouvant entre la région de la pluie (R_p) et la région de la neige (R_n).

Pour introduire la non uniformité dans le volume de résolution, ils proposent que le déphasage différentiel de propagation intrinsèque, ϕ_{DPI} , dépend non seulement de la distance radiale, mais aussi de la direction où l'on rencontre des fortes gradients de la réflectivité.

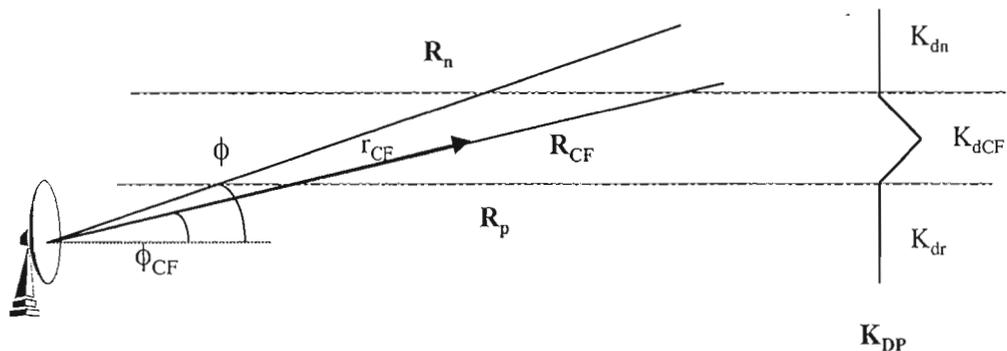


Figure 2.6 Représentation graphique du modèle conceptuel de Ryzhkov et Zrnica (1998) du profil vertical de K_{DP} observée par le radar dans la pluie (K_{dp}), la couche de fusion (K_{dCF}) et la neige (K_{dn}).

Pour un cas de couche de fusion, comme celui montré dans la figure 2.6, le ϕ_{DPi} associé à chaque volume infinitésimal dans le volume de résolution pour une élévation de l'antenne de ϕ_{CF} est donnée par :

$$\phi_{DPi}(r, \phi) = \phi_{0i}(r_0) + \beta(\phi - \phi_{CF}) + 2 \int_{r_0}^r K_{DPi}(x, \phi) dx, \quad (2.3)$$

où r_0 donne la distance de référence, quelque part entre le radar et le début de la précipitation dans la couche de fusion (R_{CF}). β indique le taux de variation de la phase par degré d'élévation de l'antenne en étant $\beta(\phi - \phi_{CF})$ la fonction linéaire qui dépend des gradients de ϕ_{DPi} entre l'élévation ϕ_{CF} , qui passe par le centre de la couche de fusion, et une élévation de l'antenne ϕ quelconque. La phase différentielle totale, ϕ_{DP} , est par la suite estimée comme l'intégrale au volume de résolution du déphasage intrinsèque ϕ_{DPi} pondérée par le faisceau radar.

À l'aide d'un modèle conceptuel qui décrit le profil vertical de K_{DP} dans la couche de fusion, Ryzhkov et Zrnic (1998) estiment une valeur de $\beta=7$ comme taux de changement de ϕ_{DP} par degré d'élévation dans la couche de fusion. Dans la figure 2.7, on peut examiner d'un côté, le résultat de la simulation de $\phi_{DP}(r)$ basée sur son modèle conceptuel, et de l'autre côté, les données provenant des profils radiaux traversant la couche de fusion. Ces données représentent le profil radial moyen obtenu sur 20 profils contigus en azimut (secteur $\sim 20^\circ$).

Dans un contexte de non homogénéité dans le volume de résolution, les auteurs montrent qu'il est possible d'expliquer le comportement de la phase mesurée dans la couche de fusion, et cela sans faire recours au déphasage de rétrodiffusion, δ . Cependant, ils soulignent que la forme du profil de ϕ_{DP} dans la couche de fusion dépend fortement de la distribution de ϕ_{DP} dans la direction d'élévation.

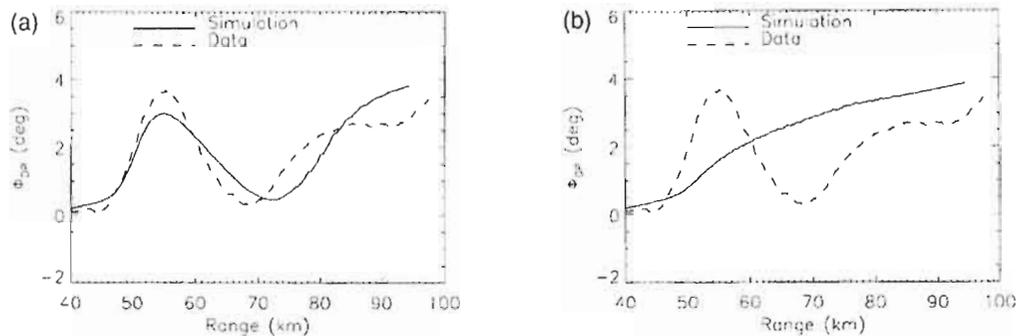


Figure 2.7 Profils radiaux de ϕ_{DP} à travers la couche de fusion obtenus à partir des simulations ainsi que des données : (a) La simulation suppose une dépendance linéaire de ϕ_{DP} avec la direction d'élévation, $\beta=7$. (b) ϕ_{DP} est considéré uniforme, $\beta=0$. L'angle d'élévation est de 3° . (D'après Ryzhkov et Zrnic, 1998)

Ainsi, un changement dans la valeur de β peut affecter de manière très importante la forme du profil de ϕ_{DP} . La figure 2.7(b), illustre la manière dont le profil de ϕ_{DP} déduit pour $\beta=0$ perd sa singularité caractéristique. Cela implique que non seulement les gradients radiaux de la phase sont décisifs, mais aussi que les gradients de la réflectivité affectent le profil radial de ϕ_{DP} dans le cas d'une forte non homogénéité à la verticale dans le volume de résolution.

Cette troisième interprétation de la phase mesurée démontre la nécessité d'inclure explicitement dans les modèles, l'existence de la non homogénéité dans le volume de résolution. Cet aspect de la variabilité spatiale de la précipitation devient particulièrement important dans des situations de forts gradients de la réflectivité comme dans la couche de fusion.

2.4 Modèle à deux variables: δ et ρ_2

Une première intégration des deux interprétations de la phase mesurée dans un cas de couche de fusion, est proposée par Berbeleac en 2007. Dans son étude, elle soutient que l'anomalie observée est une conséquence autant du déphasage différentiel de rétrodiffusion, δ , que du degré d'orientation en commun des hydrométéores, ρ_2 . En fait, à l'aide d'un modèle conceptuel, Berbeleac est capable d'isoler et de quantifier la contribution de chaque paramètre au déphasage différentiel mesuré.

Berbeleac (2007) part de la relation entre la phase intrinsèque et la phase mesurée, déduite par Torlaschi et Gingras (éq. 2.2), pour analyser l'effet de l'inclusion de ρ_2 dans l'estimation de δ . Elle développe alors un modèle gaussien de ρ_2 , basé sur les données de couche de fusion du tableau 1.1, qui suit l'évolution du ρ_2 dans les différents changements du milieu précipitant. L'étude réalisée pour un profil gaussien de précipitation, montre que l'estimation de δ , selon l'interprétation de Zrníc et al. (1993), dépend de l'état de polarisation de l'onde émise par le radar (ϕ_{HV}). Par contre, l'introduction du ρ_2 dans l'analyse fait en sorte que l'évaluation de δ devienne indépendante de ϕ_{HV} . De plus, l'inclusion de ρ_2 modifie les valeurs de δ et par conséquent, affecte aussi l'interprétation de la microphysique de la couche de fusion. Une analyse plus exhaustive sera présentée au chapitre V où nous analyserons de manière comparative quelques aspects de nos résultats par rapport aux résultats de Berbeleac (2007).

Trois aspects de la variabilité spatiale de la précipitation ont été présentés de manière individuelle afin d'interpréter la phase mesurée. Dans le prochain chapitre, nous développerons la méthodologie qui nous conduira à la construction du « modèle unifié ». Ce modèle propose l'intégration de trois éléments de la variabilité spatiale sous un seul modèle capable d'évaluer la contribution de chacun à la phase mesurée.

CHAPITRE III

MODÈLE UNIFIÉ POUR L'INTERPRÉTATION DU DÉPHASAGE DIFFÉRENTIEL MESURÉ

La diversité des interprétations qui ont été proposées pour répondre au comportement anormal du déphasage différentiel mesuré pose un problème d'ordre conceptuel et opérationnel. Ainsi, dans ce chapitre, nous allons considérer les trois aspects de la variabilité spatiale de la précipitation et les inclure dans un modèle unifié afin de répondre à ce problème.

3.1 Variabilité spatiale de la précipitation

Le signal mesuré au radar représente la sommation de tous les signaux rétrodiffusés par chacun des hydrométéores contenus dans un volume de résolution. Afin d'interpréter le signal reçu et d'attribuer des caractéristiques propres à la précipitation observée, l'hypothèse d'homogénéité spatiale à l'intérieur de ce volume est généralement acceptée. Cela signifie que le volume de résolution est rempli d'hydrométéores de même type et ayant la même distribution granulométrique. Cependant, dans des régions comme la couche de fusion, l'hypothèse d'homogénéité s'écarte significativement de la réalité. À titre d'exemple, pour un faisceau de 1° d'ouverture, le volume de résolution situé à une distance de 30 km a une résolution transversale de 500 m. Dans la couche de fusion, une telle distance dans la direction de l'élévation peut représenter une grande partie ou même la totalité de l'épaisseur de la couche, ce qui est loin de pouvoir être considéré comme un volume homogène. Ainsi, dans le modèle unifié nous avons inclus explicitement la non homogénéité dans le volume de résolution, et cela afin de quantifier son effet sur l'interprétation de la phase mesurée.

Le signal mesuré au radar peut être représenté de manière générale, comme l'intégration d'une variable de polarisation Y d'un hydrométéore par rapport à la distribution des formes, $\in(D, \varepsilon, r, \theta, \phi)$, la distribution des tailles, $N(D, r, \theta, \phi)$, et l'orientation des hydrométéores, $T(D, \alpha, r, \theta, \phi)$, à l'intérieur du volume de résolution (Doviak et Zrnica, 1993) :

$$\langle Y \rangle = \int_{V_{\text{rés.}}} \left\{ \int_D N(D) dD \int_{\varepsilon} \int_{\alpha} Y(D, \varepsilon, \alpha) T(D, \alpha) d\alpha \in(D, \varepsilon) d\varepsilon \right\} f^4(\theta - \theta_0, \phi - \phi_0) dV \quad (3.1)$$

où les crochets obliques, $\langle \rangle$, indiquent l'intégration dans le volume de résolution, $f^4(\theta, \phi)$ représente le faisceau radar en supposant que la même antenne est utilisée pour l'émission et pour la réception du signal; dV décrit le volume de résolution délimité par le faisceau du radar : $dV = (1/r_0^2) d(r-r_0) d(\theta-\theta_0) d(\phi-\phi_0)$; D indique le diamètre équivalent² des hydrométéores; α est l'angle d'inclinaison apparente de l'hydrométéore (fig. 1.2); ε fait référence à la forme des hydrométéores et en sous-entendu dans [3.1], (r, θ, ϕ) représentent les coordonnées naturelles du radar : la distance radiale, l'angle azimutal et l'angle d'élévation. L'indice 0 indique le centre du volume de résolution sondé.

Nous considérons un milieu non homogène rempli de particules dont les propriétés diélectriques et granulométriques varient spatialement. Dans ces conditions, on peut mettre en évidence la variabilité spatiale de la précipitation, d'une part, grâce à la variabilité spatiale du paramètre de polarisation Y et d'autre part, par le degré d'orientation en commun des hydrométéores, ρ_2 , qui décrit l'effet d'une variabilité spatiale dans le mode de chute des hydrométéores.

² Le diamètre équivalent d'un hydrométéore, D , est défini comme le diamètre d'une sphère d'eau ayant la même quantité d'eau que le vrai hydrométéore.

Tout d'abord, nous allons développer les intégrales locales se trouvant à l'intérieur des accolades de l'équation [3.1], et dans un deuxième temps, nous allons faire la pondération du faisceau radar dans le volume de résolution.

Or, en général les variables d'intensité de polarisation sont, soit des quantités réelles

$$Y = y_1 , \quad (3.2)$$

soit des quantités complexes exprimées selon la forme polaire

$$Y = y_2 e^{j2\alpha} , \quad (3.3)$$

où α représente l'angle d'inclinaison apparent de l'hydrométéore. Dans ce cas, selon la définition de ρ_2 donnée par l'équation [1.9], le degré d'orientation en commun résulte de l'intégration de la fonction de distribution de l'angle d'inclinaison apparente des hydrométéores de même diamètre. Ainsi, pour une variable exprimée selon la forme [3.3] et en utilisant l'équation [1.9], on fait apparaître ρ_2 explicitement dans l'équation [3.1] :

$$\begin{aligned} \langle Y \rangle &= \langle y_2 e^{j2\alpha} \rangle \\ &= \langle y_2 e^{j2(\alpha-\bar{\alpha})} e^{j2\bar{\alpha}} \rangle \\ &= \langle y_2 \{ \cos 2(\alpha - \bar{\alpha}) + j \sin 2(\alpha - \bar{\alpha}) \} e^{j2\bar{\alpha}} \rangle \\ &= \int_{V_{rés.}} \left\{ \int_D N(D) e^{j2\bar{\alpha}} dD \int_{\epsilon} \int_{\alpha} y_2 (\cos 2(\alpha - \bar{\alpha}) + j \sin 2(\alpha - \bar{\alpha})) \right. \\ &\quad \left. T(D, (\alpha - \bar{\alpha})) d(\alpha - \bar{\alpha}) \in (D, \epsilon) d\epsilon \right\} f^4(\theta - \theta_0, \phi - \phi_0) dV. \end{aligned} \quad (3.4)$$

Dû à la symétrie de la fonction de distribution normalisée de l'angle d'inclinaison apparent, $T(\alpha - \bar{\alpha})$, le terme en sinus s'annule lors de l'intégration :

$$\int_{-\pi/2}^{\pi/2} \sin 2(\alpha - \bar{\alpha}) T(\alpha - \bar{\alpha}) d(\alpha - \bar{\alpha}) = 0. \quad (3.5)$$

Ainsi, en appliquant la définition de ρ_2 (éq. [1.9]) on obtient

$$\langle Y \rangle = \int_{V_{\text{rés.}}} \left\{ \int_D \int_{\epsilon} N(D) \in (D, \epsilon) y_2 e^{j2\bar{\alpha}} \rho_2 dD d\epsilon \right\} f^4(\theta - \theta_0, \phi - \phi_0) dV \quad (3.6)$$

et grâce au théorème de la moyenne, on obtient :

$$\langle Y \rangle = \int_{V_{\text{rés.}}} \bar{y}_2 \overline{e^{j2\bar{\alpha}}} \left(\bar{\rho}_2 \right) f^4(\theta - \theta_0, \phi - \phi_0) dV, \quad (3.7)$$

où \bar{y}_2 , $\overline{e^{j2\bar{\alpha}}}$, $\bar{\rho}_2$ sont des fonctions qui décrivent la variation spatiale des valeurs moyennes locales, et qui tiennent compte de la distribution des tailles, la distribution des formes et l'orientation des hydrométéores.

Il est à noter que $\bar{\rho}_2$ est différent du ρ_2 défini par Hendry et McCormick (éq. [1.9]), car $\bar{\rho}_2$ par le biais du théorème de la moyenne, inclut aussi des propriétés électromagnétiques, en plus des propriétés granulométriques des hydrométéores.

De manière analogue, on obtient que pour les variables réelles (éq. [3.2]), l'intensité de polarisation est donnée par:

$$\langle Y \rangle = \int_{V_{rés.}} \bar{y}_1 f^4(\theta - \theta_0, \phi - \phi_0) dV . \quad (3.8)$$

Ainsi, une fois développées les intégrales locales, il ne nous reste qu'à faire la pondération de la valeur associée à chaque point du volume de résolution, par rapport au faisceau du radar, $f^2(\theta, \phi)$. Dans la plupart des cas, on peut admettre que pour un faisceau radar la distribution de puissance dans le lobe principal est convenablement représentée par une fonction gaussienne, de la forme (Nathanson et Reilly, 1968) :

$$f^2(\theta, \phi) = \exp \left[- \left(\frac{\theta^2}{2\sigma_\theta^2} + \frac{\phi^2}{2\sigma_\phi^2} \right) \right], \quad (3.9)$$

où les valeurs de σ_θ et σ_ϕ sont données par :

$$\sigma_\theta = \frac{\theta_f}{\sqrt{8 \ln 2}} \quad \sigma_\phi = \frac{\phi_f}{\sqrt{8 \ln 2}}, \quad (3.10)$$

en étant θ_f et ϕ_f l'ouverture dans la direction azimutale et dans la direction de l'élévation à 3dB du faisceau du radar.

3.2 Variabilité spatiale de $\overline{y_1}$, $\overline{y_2}$ et $\overline{\rho_2}$ dans le volume de résolution

Dans le modèle de variabilité spatiale que l'on propose, nous avons inclus explicitement la non homogénéité de la précipitation dans le volume de résolution. Pour cela, nous avons tenu compte de la variation de la précipitation dans les trois directions de l'espace balayées par le radar, (r, θ, ϕ) .

Il est connu que la couche de fusion est rencontrée principalement lors de pluies stratiformes (pluies fines et stratifiées horizontalement), les plus courantes dans les régions tempérées. Or, dans le cas concret de couche de fusion, les observations indiquent que les gradients les plus importantes se trouvent dans la direction verticale³. Cependant, si l'on veut évaluer les gradients dans la direction de l'élévation à partir des données des élévations contiguës, l'estimation risque d'être non représentative.

Par exemple, on peut imaginer deux points situés à 35km du radar. Un point est situé à une élévation de $2,7^\circ$ et l'autre à l'élévation adjacente de $3,4^\circ$. Pour une telle distance radiale, la séparation verticale entre les deux points est presque 300m, ce qui comprend une bonne partie de la couche de fusion. Ainsi, une telle estimation des gradients verticaux risquerait de perdre toute représentativité par rapport à la variabilité spatiale de la précipitation dans cette direction, en plus de pouvoir fausser son interprétation au niveau du volume de résolution.

³ Les termes, direction verticale et direction de l'élévation, sont utilisés de manière alternée à plusieurs reprises dans le texte. Cela se justifie d'un point de vue mathématique, car à une faible élévation de l'antenne ($2,7^\circ$), l'erreur commise en confondant l'arc (direction de l'élévation) avec le côté opposé du triangle (direction verticale) déterminé par l'angle d'élévation de l'antenne est négligeable.

Nous pouvons donc tirer profit des caractéristiques de la couche de fusion dans des systèmes stratiformes et faire l'hypothèse d'homogénéité horizontale locale. Ainsi, à partir des données mesurées en distance radiale, nous pouvons estimer le profil vertical en supposant que l'on peut déplacer localement les données sur un plan horizontal. La figure 3.1 montre un exemple d'estimation du profil vertical de réflectivité extraite à partir du profil radial, pour le cas de couche de la fusion du 29 octobre 2003.

À cause de la faible élévation de l'antenne ($2,7^\circ$), les données échantillonnées radialement à chaque kilomètre deviennent des données séparées d'à peine 47m à la verticale. Cette résolution nous fournit un profil dans la direction de l'élévation du radar à une très petite échelle.

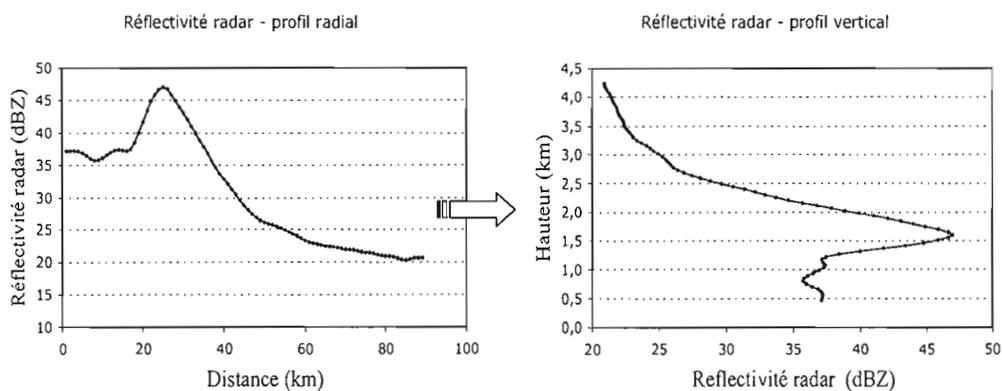


Figure 3.1 Profil radial mesuré de la réflectivité radar (Z_H) et profil vertical estimé pour l'azimut 222° et $2,7^\circ$ d'élévation à 16 :04 TU, pour le 29/10/2003.

Nous avons donc traité la variabilité spatiale de la précipitation dans la direction de l'élévation, en nous inspirant de la méthode de profil vertical utilisée par Ryzhkov et Zrnica (1998) pour un cas de non homogénéité dans le volume de résolution traversant la couche de fusion. Cependant, dans notre projet, le but était d'analyser un grand nombre des données. Pour cela, au lieu de considérer un modèle théorique de profil vertical, nous avons recréé un modèle de profil vertical à la fine échelle pour chaque profil radial qui est basé sur les données polarimétriques du radar.

Dans les équations suivantes, nous allons donc indiquer implicitement la dépendance de la variabilité spatiale de $\overline{y_1}$, $\overline{y_2}$ et $\overline{\rho_2}$ par rapport à la direction de l'élévation (ϕ), et explicitement par rapport à la direction radiale et azimutale. La variabilité spatiale de $\overline{\rho_2}$ à l'intérieur d'un volume de résolution peut alors être représenté par :

$$\overline{\rho_2} \approx \overline{\rho_{20}}(\phi) + \partial_r \overline{\rho_{20}}(\phi)(r - r_0) + \partial_\theta \overline{\rho_{20}}(\phi)(\theta - \theta_0). \quad (3.11)$$

Pour sa part, la variabilité spatiale de $\overline{y_i}$, (y_1 ou y_2), peut aussi être représenté à l'intérieur du volume de résolution, par une fonction spatiale qui dépend des trois directions de l'espace balayées par le radar :

$$\overline{y_i} \approx \overline{y_{i0}}(\phi) + \partial_r \overline{y_{i0}}(\phi)(r - r_0) + \partial_\theta \overline{y_{i0}}(\phi)(\theta - \theta_0), \quad (3.12)$$

où l'indice 0 indique le centre du volume de résolution (r_0, θ_0, ϕ_0). De ce fait, les équations [3.11] et [3.12] représentent alors les termes de premier ordre du développement en série de Taylor. Dans le prochain chapitre, nous exposerons la méthode opérationnelle utilisée afin d'estimer ces coefficients représentant les gradients moyens des variables de polarisation dans les directions radiale et azimutale à l'intérieur du volume de résolution.

3.3 Intégration post-détection

Les signaux reçus des cibles météorologiques fluctuent d'une impulsion à la suivante selon un processus stochastique complexe. Les fluctuations sont dues au mouvement relatif et continu entre les hydrométéores et cela se traduit dans des fluctuations au niveau de l'intensité du signal. Ainsi, dans la pratique, pour réduire la variance du signal et mesurer l'intensité, on prend la moyenne sur un nombre suffisant d'impulsions (Doviak et Zrnic, 1993).

Le volume d'intégration post-détection représente alors l'union des volumes de résolution contigus en distance et en azimuth. Sans perte de généralité, on peut décrire le volume d'intégration post-détection comme l'ensemble étendu sur les éléments matriciels $[i, j]$, où l'indice i représente les volumes de résolution échantillonnés en distance et l'indice j fait référence à ceux adjacents en azimuth situés à une même distance du radar. L'union est alors effectuée sur $i = 1, \dots, N$ et sur $j = 1, \dots, M$ volumes de résolution pour une élévation fixe, ϕ_0 . De manière générale, nous pouvons définir la variable de polarisation Y , associée à un volume de résolution non homogène, en fonction de sa position décrite par les coordonnées naturelles du radar comme $\langle Y \rangle_{i,j,\phi_0}$. La valeur moyenne associée au volume d'intégration post-détection ($N \times M$) est représentée par des parenthèses carres, $[]_{p.-d.}$, et donnée par :

$$[Y]_{p.-d.} = \frac{1}{NM} \sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^M \langle Y \rangle_{i,j,\phi_0} . \quad (3.13)$$

3.4 Quantités de puissance

En utilisant un radar à diversité de polarisation, il est possible d'estimer les grandeurs intrinsèques (de propagation et de rétrodiffusion) de la précipitation à partir des grandeurs observables. Cette procédure conduit à l'estimation de cinq quantités de puissance (éqs. [1.13-1.17]), comme nous avons déjà mentionné dans le Chapitre I. Dans notre travail, nous allons utiliser seulement les quantités u et v (éqs. [1.15] et [1.16]), qui nous permettront d'estimer de manière explicite la phase intrinsèque, Φ .

Nous avons ainsi exprimé les quantités de puissance, u et v , en fonction des grandeurs intrinsèques : $|S_{VV}S_{HH}^*|$ et la phase Φ . Pour cela, les variables d'intensité de polarisation utilisées sont :

$$Y = e^{-A} |S_{VV}S_{HH}^*| \cos \Phi \quad (3.14)$$

et

$$Y' = e^{-A} |S_{VV}S_{HH}^*| e^{j2\alpha} \sin \Phi. \quad (3.15)$$

L'application de l'opérateur intégration au volume de résolution, suivi de l'intégration post-détection (voir éqs. [1.3c-d] dans Torlachi et Gingras, 2000), peut être exprimée comme suit :

$$u = |C|^2 \left[\int_{V_{rés.}} \frac{1}{r_0^4} e^{-A} |S_{VV}S_{HH}^*| \cos \bar{\Phi} f^4 dV \right]_{p-d.}, \quad (3.16)$$

$$v = |C|^2 \left[\int_{V_{rés.}} \frac{1}{r_0^4} e^{-A} \bar{\rho}_2 |S_{VV}S_{HH}^*| e^{j2\bar{\alpha}} \sin \bar{\Phi} f^4 dV \right]_{p-d.}, \quad (3.17)$$

où $|C|^2$ est une constante qui dépend des caractéristiques du radar, A dénote l'atténuation de l'onde, $|S_{VV}S_{HH}^*|$ est la norme de la corrélation complexe entre les intensités de rétrodiffusion et Φ indique la phase différentielle totale intrinsèque [éq. 1.8].

Nous pouvons maintenant inclure explicitement dans les équations [3.16] et [3.17] la variabilité spatiale de la précipitation décrite par l'équation de ρ_2 , [3.11], et par l'équation [3.12] appliquée aux variables d'intensité [3.14] et [3.15]. Par la suite, nous procédons à résoudre la pondération par le faisceau du radar dans le volume de résolution. Pour solutionner les intégrales, nous avons suivi la procédure d'intégration telle que proposée par Probert-Jones (1962). Cependant, dans notre étude, nous avons spécifié comme limite d'intégration pour la variable θ , l'ouverture effective du faisceau gaussien, $(\sigma_\theta)_{\text{Eff}}$. Cette valeur tient compte du fait que le mouvement de rotation de l'antenne pendant la réception des échos produit un élargissement de l'ouverture azimutale du faisceau radar (voir appendice A). À la suite de cette procédure, on obtient :

$$u = |C|^2 \left[\frac{1}{r_0^2} e^{-A} \cos \bar{\Phi} \overline{|S_{VV}S_{HH}^*|}_0 \right]_{\text{p.-d.}} ; \quad (3.18)$$

$$v = |C|^2 \left[\frac{1}{r_0^2} e^{-A} e^{j2\bar{\alpha}} \sin \bar{\Phi} \left\{ \overline{\rho_{20}} \overline{|S_{VV}S_{HH}^*|}_0 + \left(\frac{(c\tau)^2}{48} \right) \partial_r \overline{|S_{VV}S_{HH}^*|}_0 \partial_r \overline{\rho_{20}} \right. \right. \\ \left. \left. + \partial_\theta \overline{|S_{VV}S_{HH}^*|}_0 \partial_\theta \overline{\rho_{20}} \frac{1}{2} (\sigma_\theta)_{\text{Eff}}^2 \operatorname{erf}^2 \left(\frac{\theta_r}{(\sigma_\theta)_{\text{Eff}}} \right) \right. \right. \\ \left. \left. + \frac{1}{r_0^2 |C|^2} \int \overline{\rho_2}(\phi) \overline{|S_{VV}S_{HH}^*|}(\phi) f^4 dV \right\} \right]_{\text{p.-d.}} , \quad (3.19)$$

où $|C'|^2$ dépend des paramètres spécifiques du radar ainsi que des constantes de l'intégration, $|C'|^2 = |C|^2 (\sigma\tau/2) \pi\sigma_\theta\sigma_\phi \operatorname{erf}(\theta_f/(\sigma_\theta)_{\text{Eff}}) \operatorname{erf}(\phi_f/\sigma_\phi)$. Le terme correspondant à la variabilité spatiale dans la direction de l'élévation, est indiqué par l'intégration, pondérée par le faisceau, de tous les points remplissant le profil vertical du volume de résolution dans cette direction.

À ce point-ci, nous pouvons donc exprimer la phase intrinsèque totale, en appliquant les propriétés linéaires de l'opérateur intégration post-détection, à partir des équations [3.18] et [3.19] par (voir éq. [14f] dans Torlachi et Gingras, 2000) :

$$\begin{aligned} \left[\overline{\Phi} \right] = \arg \left\{ \frac{u}{\left[\left| S_{VV} S_{HH}^* \right|_0 \right]} + j \frac{|v|}{\left[\overline{\rho_{20}} \right] \left[\left| S_{VV} S_{HH}^* \right|_0 \right] + \sum_{i=r,\theta} C_i \partial_i \left[\left| S_{VV} S_{HH}^* \right|_0 \right] \partial_i \left[\left(\overline{\rho_{20}} \right) \right]} \right. \\ \left. + j \frac{|v|}{\frac{1}{r_0^2 |C|^2} \int \overline{\rho_2}(\phi) \left| S_{VV} S_{HH}^* \right|(\phi) f^4 dV} \right\}, \end{aligned} \quad (3.20)$$

où l'indice i de la sommation représente les deux directions de l'espace balayées par le radar : la distance radiale, r , et l'angle azimutal, θ .

3.5 Transmission d'un seul état de polarisation elliptique

Opérationnellement, on n'alterne pas entre deux états de polarisation orthogonaux (+,-), mais on utilise plutôt des radars qui transmettent un seul état de polarisation. Cela implique que le nombre des paramètres caractérisant le signal reçu est réduit de la moitié. De ce fait, les quantités de puissance sont estimées en fonction

de 3 intensités seulement : la puissance reçue en polarisation horizontale, $|H|^2$, la puissance reçue en polarisation verticale, $|V|^2$, ainsi que la corrélation entre les deux, $|HV^*|$:

$$u_R = u \left(|H|^2, |V|^2, |HV^*|^2 \right), \quad (3.21)$$

$$v_R = v \left(|H|^2, |V|^2, |HV^*|^2 \right), \quad (3.22)$$

où u_R et v_R représentent les quantités de puissance mesurées par le radar, en étant $|H|^2 = |H_+|^2 = |H_-|^2$, $|V|^2 = |V_+|^2 = |V_-|^2$ et $|HV^*|^2 = |HV_+^*|^2 = |HV_-^*|^2$.

Cela implique qu'on ne peut pas estimer le degré d'orientation en commun des hydrométéores, ρ_2 , à partir des observables du radar. Or, un modèle de précipitation que l'on peut adopter pour interpréter les mesures est celui qui assume à priori que les hydrométéores sont équiorientés ($\alpha=0$, $\rho_2=1$) le long des régions de la précipitation (Gingras, 1997). Dans ce cas, on utilise la phase mesurée, Φ_R , pour estimer directement la phase intrinsèque, Φ :

$$[\Phi] = \arg \left\{ \frac{u_R}{[S_{VV}S_{HH}^*]_0} + j \frac{|v_R|}{[S_{VV}S_{HH}^*]_0} \right\}, \quad (3.23)$$

$$\text{tg}[\Phi] = \text{tg} \left\{ \frac{|v_R|}{u_R} \right\} = \text{tg} \Phi_R. \quad (3.24)$$

Ceci étant dit, on peut aussi proposer un modèle de variabilité spatiale de ρ_2 , comme l'ont fait Torlaschi et Gingras (2000) ou Berbeleac (2007). Dans ce cas, la valeur de ρ_2 varie selon le milieu de précipitation, mais on ne tient pas compte de la variabilité spatiale de la précipitation dans le volume de résolution. Ainsi, l'estimation de la phase intrinsèque résulte de la pondération de la phase mesurée par la valeur de ρ_2 :

$$\text{tg}[\Phi] = \text{tg} \left\{ \frac{|v_R|}{\rho_2 u_R} \right\}, \quad (3.25)$$

$$\text{tg} \Phi_R = \rho_2 \text{tg}[\Phi]. \quad (3.26)$$

Dans le modèle unifié, nous proposons d'inclure la variabilité spatiale de la précipitation dans le volume de résolution, et cela à travers la substitution des équations [3.11] et [3.12], dans [3.16] et [3.17] comme on a déjà montré dans la section 3.4. Ainsi, à partir de l'équation [3.20], on peut estimer la phase intrinsèque en fonction de la phase mesurée :

$$\begin{aligned} \text{tg} \Phi_R = \frac{1}{\overline{|S_{VV} S_{HH}^*|}_0}} & \left\{ \overline{[\rho_{20}]} \overline{|S_{VV} S_{HH}^*|}_0} + \left(\frac{(c\tau)^2}{48} \right) \partial_r \overline{|S_{VV} S_{HH}^*|}_0} \partial_r \overline{[\rho_{20}]} \right. \\ & + \partial_\theta \overline{|S_{VV} S_{HH}^*|}_0} \partial_\theta \overline{[\rho_{20}]} \frac{1}{2} (\sigma_\theta)_{\text{EFF}}^2 \text{erf}^2 \left(\frac{\theta}{(\sigma_\theta)_{\text{EFF}}} \right) \\ & \left. + \frac{1}{r_0^2 |C'|^2} \int \overline{\rho_2}(\phi) \overline{|S_{VV} S_{HH}^*|}(\phi) f^4 dV \right\} \text{tg}[\Phi], \quad (3.27) \end{aligned}$$

où la phase intrinsèque peut être exprimée en fonction du déphasage différentiel de rétrodiffusion, δ , à travers l'équation [1:8] :

$$\left[\bar{\Phi} \right] = \left[\phi_{HV} + 2\bar{\phi}_{DP} + \bar{\delta} \right] \quad (3.28)$$

Nous avons donc abouti à une équation de la phase mesurée qui est définie en fonction des variables reliées aux 3 aspects de la variabilité spatiale : les gradients des intensités de rétrodiffusion, le degré d'orientation en commun des hydrométéores et le déphasage différentiel de rétrodiffusion. Ainsi, le prochain chapitre a pour but de décrire la procédure d'analyse. Celle-ci nous a permis d'estimer les paramètres du modèle unifié décrivant la variabilité spatiale de la précipitation, à partir des mesures polarimétriques de la couche de fusion. Nous avons comme objectif de déterminer la contribution de chacun des paramètres au comportement anomal de la phase mesurée, Φ_R , dans la région de la couche de fusion.

CHAPITRE IV

DONNÉES DU RADAR ET MÉTHODOLOGIE D'ANALYSE

Le chapitre IV expose les caractéristiques des données polarimétriques, ainsi que la manière dont ces données ont été traitées avant de poursuivre à l'estimation des paramètres de la variabilité spatiale de la précipitation. Le chapitre expose également notre méthode d'analyse afin de pouvoir la généraliser à une plus grande quantité de données.

4.1 Les caractéristiques du radar de l'université McGill

L'Observatoire radar J. S. Marshall de l'Université McGill fait partie du réseau canadien de radars. Il se trouve à Saint Anne de Bellevue, une ville située à 30 km à l'ouest de Montréal. Il est consacré à la surveillance météorologique ainsi qu'à la recherche scientifique. Le radar principal est doté d'une unité à bande S, d'une unité à bande X, de récepteurs bistatiques, et depuis 1992, il exploite l'effet Doppler. En 1999, l'unité à bande S a été dotée d'une double polarisation lui permettant de transmettre des ondes électromagnétiques polarisées elliptiquement et de mesurer simultanément à la réception des ondes polarisées horizontalement et verticalement. Le sondage de l'atmosphère se fait par cycles rapides de balayage de 5 minutes, ce qui rend possible le suivi des événements météorologiques violents.

Nous avons collecté quatre types de données, notamment, la réflectivité, Z_H , la réflectivité différentielle, Z_{DR} , le coefficient de corrélation, ρ_{HV} , le déphasage différentiel Φ_R , ainsi que la vitesse radiale Doppler, à 24 élévations (de $0,5^\circ$ jusqu'à $34,5^\circ$).

La résolution du volume d'intégration post-détection est de 1km en distance radiale, par 1° en direction azimutale⁴, par 0,9° dans la direction de l'élévation. Le tableau 4.1 résume quelques caractéristiques techniques de l'unité à bande S du radar de l'Université McGill.

Tableau 4.1
Caractéristiques techniques du radar de l'université de McGill

Longueur d'onde	10,4 cm
Durée de l'impulsion	1µs
Période d'échantillonnage	1 MHz
Largueur du faisceau	0,85°(azm) - 0,9°(élev)
Fréquence de répétition des impulsions (PRF)	Dual 400-600 et 1200 Hz
Vitesse de Nyquist	15,6 et 31,25 m/s
Portée (distance max. d'observation non-ambiguë)	125,25 et 250 km
Signal minimale détectable	-5dBZ à 10km

⁴ Les données fournies par le radar sont échantillonnées à chaque degré en direction azimutale. La résolution du volume post-détection dans cette direction est plus grande que 1°. À l'étendue azimutale de 1° il faut additionner l'ouverture effective du faisceau, conséquence du mouvement de l'antenne pendant la réception des échos, comme on a déjà montré dans l'appendice C.

4.2 Le cas de couche de fusion du 29 octobre 2003

Le 29 octobre 2003, un cas de pluie stratiforme a été observée sur la région de Montréal. Ces systèmes de précipitation évoluent très lentement et se caractérisent par une couverture nuageuse très étendue à l'horizontale. Le système du 29 octobre présente une couche de fusion très bien définie pendant plus de 10 heures. Ainsi, les données correspondantes au système en question ont été exploitées afin d'évaluer quantitativement le modèle unifié d'interprétation.

La figure 4.1 montre la réflectivité radar (a), ainsi que le mouvement vertical des hydrométéores (b), en coordonnées hauteur-temps pour le système de précipitation du 29 octobre 2003.

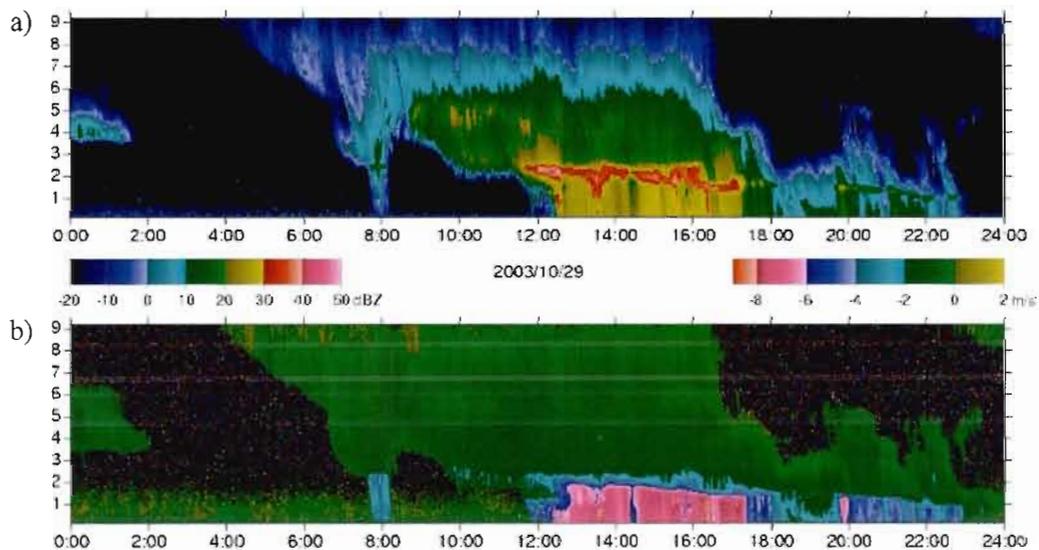


Figure 4.1 Représentation de la réflectivité (a) et du mouvement vertical des hydrométéores (b) en coordonnées hauteur-temps pour le cas de pluie stratiforme du 29 octobre 2003.

Ces images proviennent d'un radar fixe qui pointe à la verticale (VPR de l'Observatoire J. S. Marshall) et qui, en fonction du temps, décrit le système observé par rapport à la hauteur dans l'atmosphère. Dans la figure 4.1(a), l'échelle de couleurs varie entre des tons froids, correspondant aux intensités plus faibles, et des tons chauds, correspondant aux intensités plus élevées de la réflectivité.

À l'aide des valeurs caractéristiques de la réflectivité et de la vitesse verticale des différents types d'hydrométéores, il est possible d'identifier sur l'image radar (fig. 4.1), les différentes régions de précipitation : la neige (0-20 dBZ), la couche de fusion (30-40 dBZ) et la pluie (20-30 dBZ). Ainsi, entre 12h et 17h, on peut observer la formation d'une couche de fusion à une hauteur d'environ 2,5 km. La forte augmentation de la réflectivité est liée à la fonte des hydrométéores en dessous de l'isotherme 0°C. À ce moment les flocons de neige ressemblent à de grosses gouttes d'eau puisqu'ils débutent le changement de phase en se recouvrant d'une fine couche d'eau.

La figure 4.2 montre quatre images en présentation panoramique enregistrées le 29 octobre 2003, à 14 :48 TU⁵. Ces images illustrent les quatre types de données polarimétriques utilisés dans le cadre de ce travail : la réflectivité, Z_H , la réflectivité différentiel, Z_{DR} , la phase différentielle totale, Φ_R , et le coefficient de corrélation, ρ_{HV} . Le radar, situé au centre de chaque image, fait un balayage azimutal complet de 360° en enregistrant les profils radiaux des données à un angle d'élévation fixe de 2,7°. Les quatre points cardinaux correspondent à différents azimuts : au nord (azimut 0°), à l'est (azimut 90°), au sud (azimut 180°), et à l'ouest (azimut 270°). Finalement, nous pouvons voir deux cercles qui représentent l'extension radiale approximative de la couche de fusion pour chaque observable.

⁵ TU c'est l'abréviation désignant l'heure universel.

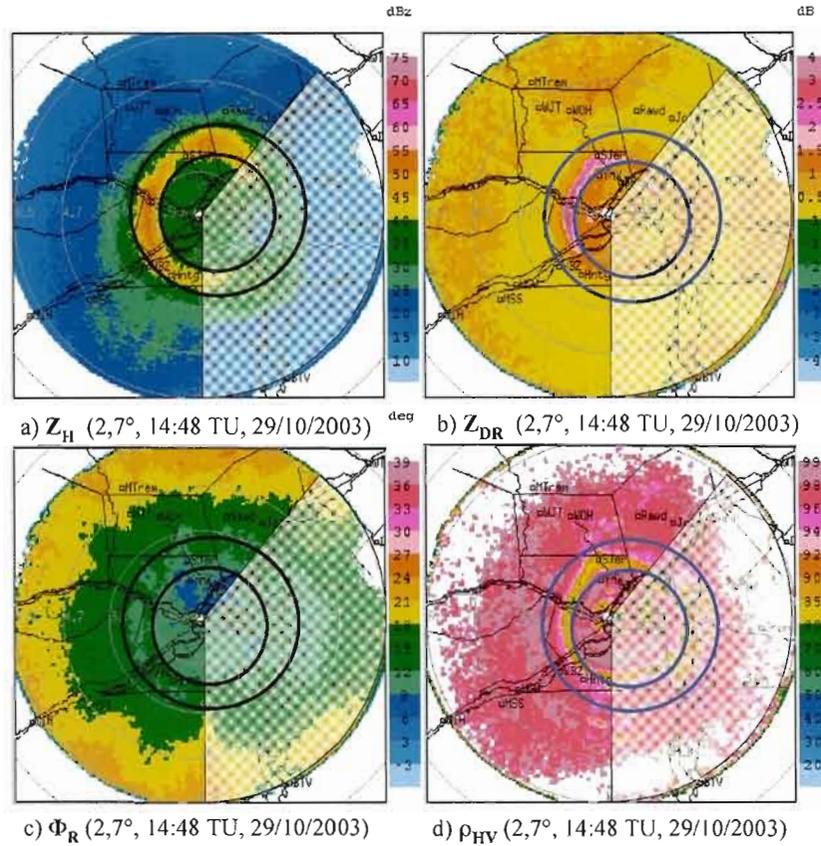


Figure 4.2 Présentation panoramique des données du 29 octobre 2003 à 14 :48 TU : (a) Réflectivité, Z_H , (b) réflectivité différentielle, Z_{DR} , (c) phase différentielle totale, Φ_R , et (d) coefficient de corrélation, ρ_{HV} , pour une élévation fixe de l'antenne de 2,7°. L'intensité de chaque observable ainsi que son unité est décrite par l'échelle de couleur à droite de chacune des images.

Pour effectuer nos analyses, nous avons utilisé les données où la couche de fusion est bien définie au même temps pour les quatre données de polarisation, telles qu'exploitées par Berbeleac (2007). C'est pourquoi le secteur entre 50° et 180° de la figure 4.2 (région estompée) a été éliminé de nos analyses.

4.3 Le filtrage des données du radar

Avant de procéder à l'analyse, nous devons réduire le niveau de bruit statistique excessif des données qui ont été extraites directement des volumes d'intégration post-détection. En suivant l'exemple de Berbeleac (2007), nous avons utilisé un filtre à 3 points à réponse impulsionnelle finie, le FIR₃. Ce filtre, symétrique et centré, est habituellement utilisé pour éliminer le bruit associé aux hautes fréquences. La valeur associée à chaque point est pondérée en fonction des valeurs des points voisins. Voici l'équation qui décrit ce filtrage :

$$\phi_i^{(n)} = 0,5 \phi_i^{(n-1)} + 0,25 \left(\phi_{i-1}^{(n-1)} + \phi_{i+1}^{(n-1)} \right), \quad (4.1)$$

où ϕ_i est l'observable radar que l'on veut filtrer, i , l'indice représentant la position de la donnée dans une direction de balayage et n , l'ordre de l'itération. Pour une optimisation des résultats, le filtre alterne entre la direction radiale et la direction azimutale. De plus, afin d'enlever les hautes fréquences sans entraîner une perte d'information, nous avons estimé à 4, le nombre d'itérations nécessaires pour chaque direction.

La figure 4.3 montre le résultat de l'application du filtre FIR₃ sur les profils radiaux des observables radars. Les observables représentées sont la réflectivité, Z_H , la réflectivité différentiel, Z_{DR} , la phase différentielle, Φ_R , et le coefficient de corrélation, ρ_{HV} .

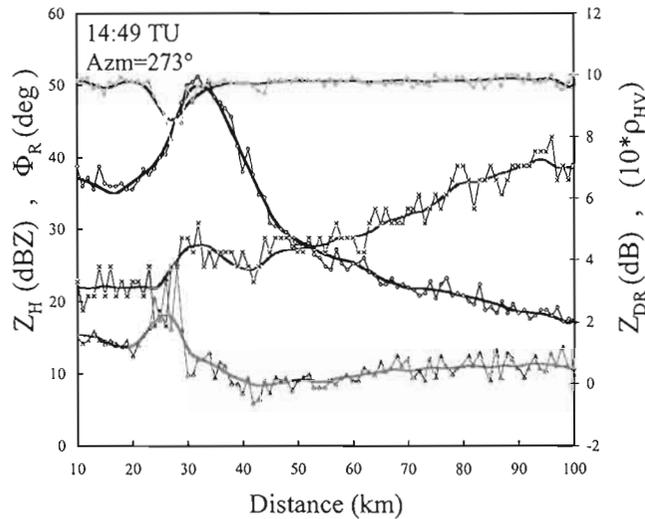


Figure 4.3 Profils radiaux des observables du radar pour le 29/10/2003 à 14 :48 TU, azimut 273° et 2,7° d'élévation : Réflectivité, Z_H (cercles), réflectivité différentielle, Z_{DR} (triangles), phase différentielle, Φ_R (croix), et coefficient de corrélation, r_{HV} (losanges). Les lignes pleines correspondent aux profils filtrés.

4.4 Estimation de la phase intrinsèque de la précipitation, $[\overline{\Phi}]$

Les sections suivantes exposeront notre procédure d'analyse préconisée pour estimer les paramètres du modèle unifié à partir des données polarimétriques. Nous avons comme objectif de déterminer la contribution de chaque paramètre décrivant la variabilité spatiale de la précipitation au comportement anormal de la phase mesurée, Φ_R , caractéristique de la région de la couche de fusion.

Ainsi, après avoir réduit le bruit excessif, nous avons substitué les données dans l'équation de la phase, [3.27]. Cette équation met en relation la phase intrinsèque, $[\overline{\Phi}]$, et la phase mesurée, Φ_R , ainsi que les trois éléments de variabilité spatiale du modèle unifié : les gradients spatiaux des intensités de rétrodiffusion, l'orientation en commun des hydrométéores et le déphasage différentiel de rétrodiffusion, δ :

$$\begin{aligned}
\text{tg } \overline{\Phi}_R = \frac{1}{\overline{[S_{VV}S_{HH}^*]_0}} & \left\{ \overline{[\rho_{20}]} \overline{[S_{VV}S_{HH}^*]_0} + \left(\frac{c\tau}{48} \right)^2 \partial_r \overline{[S_{VV}S_{HH}^*]_0} \partial_r \overline{[\rho_{20}]} \right. \\
& + \partial_\theta \overline{[S_{VV}S_{HH}^*]_0} \partial_\theta \overline{[\rho_{20}]} \frac{1}{2} (\sigma_\theta)_{\text{Eff}}^2 \text{erf}^2 \left(\frac{\theta}{(\sigma_\theta)_{\text{Eff}}} \right) \\
& \left. + \frac{1}{r_0^2 |C'|^2} \int \overline{\rho_2}(\phi) \overline{[S_{VV}S_{HH}^*]}(\phi) f^4 dV \right\} \text{tg} \overline{[\Phi]}. \quad (3.27)
\end{aligned}$$

La première étape consistait à déterminer diverses valeurs, notamment, celle du $\overline{[S_{VV}S_{HH}^*]_0}$, du degré d'orientation en commun des hydrométéores, $\overline{[\rho_{20}]}$, ainsi que leur gradients spatiaux. Ces valeurs nous ont permis par la suite d'évaluer l'effet de la variabilité spatiale de la précipitation sur le déphasage différentiel intrinsèque, $\overline{[\Phi]}$, lors de sa mesure par le radar.

4.4.1 Estimation du terme de corrélation $\overline{[S_{VV}S_{HH}^*]_0}$

Afin d'estimer quantitativement dans l'équation [3.27] la valeur du terme de corrélation, $\overline{[S_{VV}S_{HH}^*]_0}$, nous avons dérivé une expression capable d'exprimer le terme de corrélation en fonction des observables du radar (voir le détail dans l'appendice B). Grâce aux équations [1.2], [1.3] et [1.4], le terme $\overline{[S_{VV}S_{HH}^*]_0}$ ainsi que ses gradients ont pu être écrits en fonction de la réflectivité radar, Z_H , de la réflectivité différentielle, Z_{DR} , et du coefficient de corrélation, ρ_{HV} :

$$\left[\overline{S_{VV}S_{HH}^*} \right]_0 = \left(\frac{\pi^4 |K|^2}{4\lambda^4} \right) \rho_{HV} \frac{Z_H}{\sqrt{Z_{DR}}}, \quad (4.2)$$

$$\partial_i \left[\overline{S_{VV}S_{HH}^*} \right]_0 = \left(\frac{\pi^4 |K|^2}{4\lambda^4} \right) \left\{ \frac{Z_H}{\sqrt{Z_{DR}}} \partial_i(\rho_{HV}) + \frac{\rho_{HV}}{\sqrt{Z_{DR}}} \partial_i(Z_H) - \frac{\rho_{HV} Z_H}{2(Z_{DR})^{3/2}} \partial_i(Z_{DR}) \right\}, \quad (4.3)$$

où ∂_i , $i = r, \theta$, représente les gradients dans les directions radiales et azimutales balayés par le radar. L'équation [4.2] donne la valeur moyenne de $\overline{S_{VV}S_{HH}^*} \Big|_0$ dans le volume d'intégration post-détection. Les gradients représentés par l'équation [4.3] estiment la variabilité spatiale de la précipitation entre les volumes d'intégration post-détection.

4.4.2 Estimation des gradients spatiaux $\partial_i \left[\overline{S_{VV}S_{HH}^*} \right]_0$ de la précipitation

a) Gradients radiaux et azimutaux

Nous avons calculé la valeur de l'équation [4.3] grâce aux données contiguës en distance et en azimut, et cela selon l'équation du gradient centré à deux points. Cette estimation donne les coefficients de premier ordre de la série de Taylor des équations [3.11] et [3.12], et représente la valeur caractérisant la variabilité spatiale moyenne de la précipitation dans les directions r et θ à l'intérieur du volume de résolution.

b) Intégration dans la direction de l'élévation

Dans le chapitre précédent, nous avons vu que les systèmes de précipitation stratiformes se caractérisent par une forte stratification dans la direction horizontale. Ainsi, dans la figure 4.1, nous pouvons constater que les gradients les plus importants se trouvent à la verticale. Cependant, pour l'estimation quantitative de la variabilité spatiale de la précipitation dans la direction de l'élévation, nous avons fait l'hypothèse d'homogénéité horizontale. En suivant la procédure décrite au Chapitre III, nous avons estimé le nombre de points du profil vertical remplissant l'étendue verticale de chaque volume de résolution.

L'intégration au volume de résolution devient alors une sommation étendue à un nombre fini de points, pondérés par la fonction du faisceau radar. L'appendice C donne les détails du calcul de l'étendue du faisceau radar pondérant chaque point du profil vertical dans le volume de résolution.

4.4.3 Modèle de $\overline{\rho_2}$ basé sur le profil radial de $\left[\left| \overline{S_{VV} S_{HH}^*} \right|_0 \right]$

L'utilisation d'un radar à un état de polarisation pour estimer les paramètres du modèle unifié nous oblige à modéliser le degré d'orientation en commun des hydrométéores, $\overline{\rho_2}$. Berbeleac (2007) développe un modèle qui reproduit les valeurs typiques de $\langle \rho_2 \rangle$ (voir tableau 1.1). Ce modèle définit le profil radial de $\langle \rho_2 \rangle$ en utilisant une fonction gaussienne asymétrique ayant une valeur minimale au milieu de la couche de fusion (figure 4.4). D'un côté, la valeur de $\langle \rho_2 \rangle$ dans les régions de la pluie et de la neige est fixée par des valeurs typiques : $\langle \rho_2 \rangle_{\text{pluie}} = 0,95$ et $\langle \rho_2 \rangle_{\text{neige}} = 0,75$. De l'autre côté, $\langle \rho_2 \rangle$ est distribué entre les deux régions selon le modèle gaussien proposé.

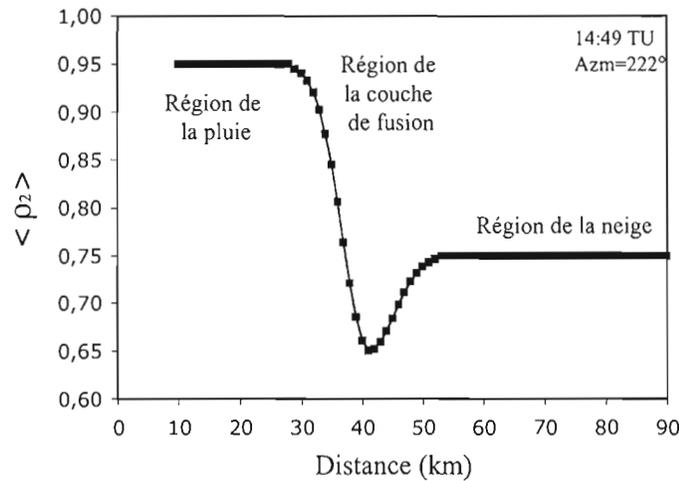


Figure 4.4 Modèle du profil radial du degré d'orientation en commun des hydrométéores, $\langle \rho_2 \rangle$, d'après Berbeleac (2007), pour le 29/10/2003.

Afin de déterminer les limites de la gaussienne, Berbeleac (2007) définit un algorithme qui tient compte, non seulement des caractéristiques polarimétriques de la couche de fusion ($Z_{\max.}$, $(\rho_{HV})_{\min.}$), mais aussi des limites radiales de l'anomalie de phase mesurée.

Suite à l'analyse des données, nous avons plutôt décidé d'utiliser le profil radial de $\left[\overline{S_{VV} S_{HH}^*} \right]_0$ comme prémisse du modèle de $\overline{\rho_2}$. Cette décision a été motivée premièrement, par la forte sensibilité du profil radial de $\left[\overline{S_{VV} S_{HH}^*} \right]_0$ dans la région de l'anomalie de la phase. Ainsi, la figure 4.5 montre l'estimation de $\left[\overline{S_{VV} S_{HH}^*} \right]_0$ directement de la substitution dans l'équation [4.2], du profil radial de la réflectivité radar, $Z(\text{m}^6/\text{m}^3)$, de la réflectivité différentielle, $Z_{DR}(\text{m}^6/\text{m}^3)$, et du coefficient de corrélation, ρ_{HV} .

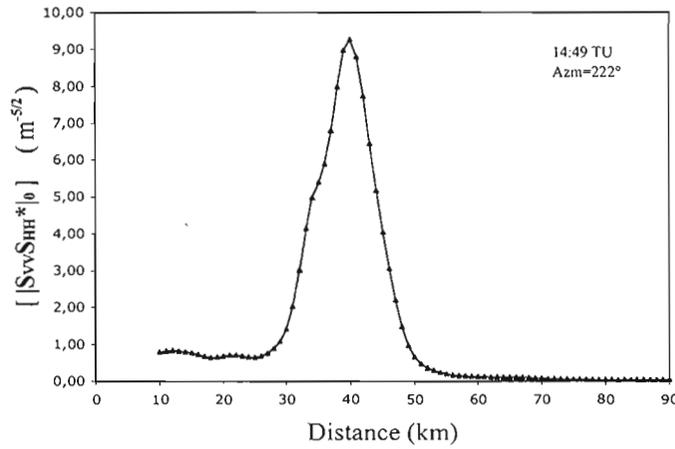


Figure 4.5 Profil radial de $\left[\overline{S_{VV}S_{HH}^*} \right]_0$ pour le cas étudié du 29/10/2003.

À partir de la figure, nous pouvons constater que sa valeur reste quasi constante dans la région de la pluie, $\left[\overline{S_{VV}S_{HH}^*} \right]_0 \sim 0,80 \text{ m}^{-5/2}$, ainsi que dans la région de la neige, $\left[\overline{S_{VV}S_{HH}^*} \right]_0 \sim 0 \text{ m}^{-5/2}$. Tandis que la région de l'anomalie, $\left[\overline{S_{VV}S_{HH}^*} \right]_0$ montre une forte variation en atteignant même des valeurs de $\left[\overline{S_{VV}S_{HH}^*} \right]_0 \sim 9,35 \text{ m}^{-5/2}$ au milieu de la couche de fusion.

Deuxièmement, nous avons jugé avantageux d'exploiter le modèle de $\left[\overline{\rho_2} \right]$, puisque dans la définition de $\left[\overline{S_{VV}S_{HH}^*} \right]_0$, (éq. [4.2]), $\left[\overline{\rho_2} \right]$ contient intrinsèquement la variabilité naturelle des données. Cela n'était pas inclu dans le modèle de Berbeleac (2007).

De plus, si l'on compare le modèle de Berbeleac (2007) (figure 4.4) avec la figure 4.5, on peut apercevoir plusieurs similitudes. D'une part, on observe que le

profil de la figure 4.5 présente une allure « gaussienne » avec des valeurs plus ou moins constantes pour les deux asymptotes de la courbe, soit un comportement similaire à celui du modèle de Berbeleac. D'autre part, on constate que la courbe est délimitée entre 28 et 54 km approximativement, soit une extension qui s'ajuste très bien aux limites déterminées par la méthode de Berbeleac.

Nous avons donc développé un modèle de $\overline{[\rho_2]}$ à partir du profil radial de $\overline{[S_{VV}S_{HH}^*]_0}$. Nous avons construit le modèle en normalisant son profil radial et en imposant comme contrainte, l'atteinte des 3 valeurs caractéristiques de $\langle \rho_2 \rangle$ dans la région de la pluie, la région de la neige et au milieu de la couche de fusion. Le $\overline{[\rho_2]}$ résultant est montré dans la figure 4.6.

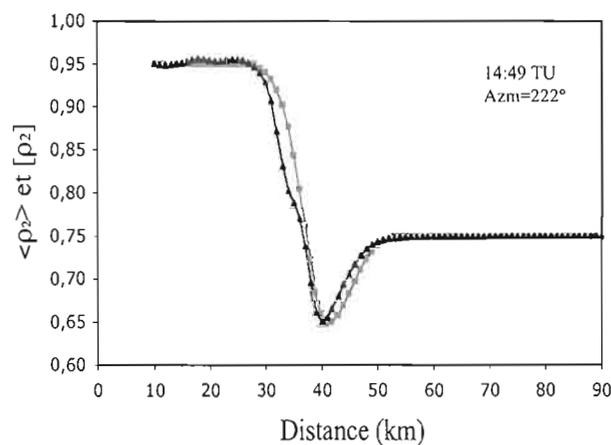


Figure 4.6 Profils radiaux de $\langle \rho_2 \rangle$ et de $\overline{[\rho_2]}$ pour le cas du 29/10/2003 : Les triangles représentent le modèle généré à partir du profil de $\overline{[S_{VV}S_{HH}^*]_0}$ et les carrés affichent le modèle $\langle \rho_2 \rangle$ proposé par Berbeleac (2007).

Tous les éléments nécessaires pour faire l'estimation quantitative des fonctions de la variabilité spatiale de $\left[\overline{S_{VV} S_{HH}^*} \right]$ et de $\left[\overline{\rho_2} \right]$ apparaissant dans l'équation [3.27] du modèle unifié ont été présentés. La prochaine étape consistera à déterminer la phase intrinsèque, $\left[\overline{\Phi} \right]$. Cette estimation va nous permettre d'évaluer l'effet de la variabilité spatiale de la précipitation sur la phase mesurée, et cela à travers les trois paramètres de la variabilité spatiale du modèle unifié.

La figure 4.7 montre l'estimation quantitative de la phase intrinsèque, $\left[\overline{\Phi} \right]$, à partir de la phase mesurée au radar, Φ_R , pour un profil radial du cas de couche de fusion du 29 octobre 2003. Nous pouvons constater la différence entre les valeurs de la phase mesurée et de la phase intrinsèque. Cette différence résulte de la pondération de la phase intrinsèque par les termes de variabilité spatiale du modèle unifié.

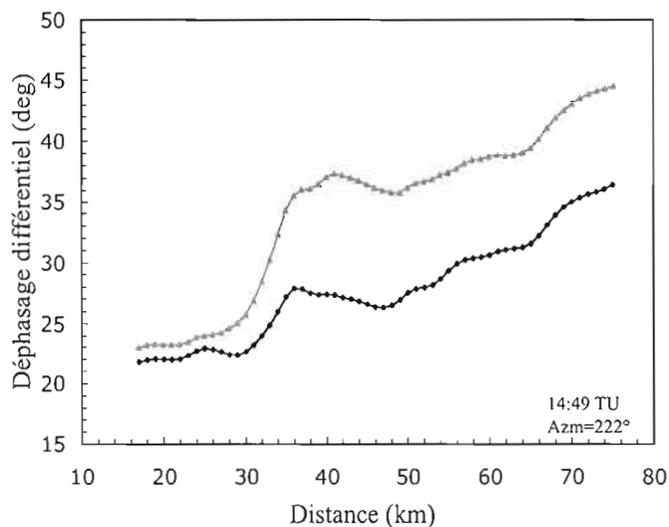


Figure 4.7 Profils radiaux de la phase mesurée, Φ_R , (lignes avec carrés) et de l'estimation de la phase intrinsèque, $\left[\overline{\Phi} \right]$, (ligne avec triangles), pour le cas du 29/10/2003.

Cependant, nous pouvons encore apercevoir quelques particularités dans le profil de la phase $\left[\overline{\Phi}\right]$ qui s'éloignent du comportement attendu et qui ressemblent à l'anomalie décrite au Chapitre I. Ainsi, le profil radial de la phase intrinsèque (fig. 4.7) présente un incrément important à la base de la couche de fusion ($\sim 30\text{km}$) de près de 10° , soit une croissance plus importante que celle observée dans la phase mesurée, Φ_R , ($\sim 5^\circ$). Cette augmentation est suivie d'une décroissance d'environ 2° dans la partie supérieure de la couche de fusion ($\sim 41\text{km}$), ainsi que d'un gradient négatif similaire à celui estimé à partir de la phase Φ_R . Comme prévu, la phase intrinsèque s'accroît par la suite de façon monotone dans la région de la neige.

À ce stade-ci, nous voulions savoir si cet effet pouvait avoir des implications sur l'interprétation que l'on fait opérationnellement de la phase mesurée. Plus précisément, nous voulions quantifier le poids relatif de chaque paramètre de la variabilité spatiale de la précipitation contribuant à la pondération de la phase intrinsèque, $\left[\overline{\Phi}\right]$. Pour cela, nous avons estimé quantitativement un des paramètres étroitement lié à la microphysique de la précipitation observée : le déphasage différentiel de rétrodiffusion, δ . Le prochain point aborde ainsi la méthodologie du calcul du paramètre de la variabilité spatiale, δ , qui passe par la détermination de la phase différentiel de propagation, ϕ_{DP} .

4.5 Estimation de ϕ_{DP} et δ dans la région de l'anomalie de la phase

Nous savons que la phase $\left[\overline{\Phi}\right]$ est exprimée comme l'addition du déphasage à la transmission, ϕ_{HV} , avec le déphasage de propagation, $2\phi_{DP}$, introduit par le milieu précipitant dans l'aller-retour de l'onde, et avec le déphasage de rétrodiffusion, δ :

$$\left[\overline{\Phi} \right] = \left[\phi_{\text{HV}} + 2\overline{\phi_{\text{DP}}} + \overline{\delta} \right]. \quad (3.28)$$

Selon l'équation [3.28], la valeur de δ dépend directement de l'estimation de ϕ_{DP} . Cependant, les deux quantités se présentent couplées lors de la mesure de la phase. Plusieurs étapes s'avèrent donc nécessaires afin d'estimer la phase δ qui caractérise la précipitation observée.

Pour un radar opérant à la bande S, l'approximation de Rayleigh ($r_{\text{hydrométéore}} \ll \lambda_{\text{radar}}$) fait en sorte que la valeur de δ dans les régions de la pluie et de la neige est négligeable. Par contre, δ devient significatif quand les hydrométéores ont une taille assez grande pour invalider l'approximation de Rayleigh. Or, Oguchi (1983) montre que ϕ_{DP} est une quantité monotone qui croît avec la distance. Ainsi, nous savons que la valeur de ϕ_{DP} dans les régions de la pluie et de la neige est donnée directement par l'estimation de la phase intrinsèque, $\left[\overline{\Phi} \right]$:

$$\left[2\overline{\phi_{\text{DP}}} \right] = \left[\overline{\Phi} - \phi_{\text{HV}} \right] - \left[\overline{\delta} \right] \approx \left[\overline{\Phi} - \phi_{\text{HV}} \right]. \quad (4.4)$$

Nous savons également que dans la région située entre la pluie et la neige, ϕ_{DP} devrait se comporter comme une fonction monotone croissante. Nous pouvons donc estimer la valeur de $\left[\overline{\Phi} - \phi_{\text{HV}} \right]$ dans cette région en faisant une interpolation linéaire entre les valeurs de $\left[2\overline{\phi_{\text{DP}}} \right]$ correspondants aux points délimitant la fin de la pluie et le début de la neige. L'estimation précise des limites de la couche de fusion s'avère donc importante afin de bien estimer le déphasage intrinsèque $\left[\overline{\delta} \right]$ à partir de l'interpolation linéaire de $\left[2\overline{\phi_{\text{DP}}} \right]$.

4.5.1 Délimitation de la région de la couche de fusion

Plusieurs méthodes ont été proposées dans la littérature afin de délimiter à la fois la couche de fusion et la région de l'anomalie de la phase (Giangrande et Ryzhkov, 2004; Vivekanandan, 1999; Hubbert et Bringi, 1995). Cependant, le manque de connaissances précises de la microphysique en ce qui a trait à la couche de fusion nous pousse à considérer que les limites de la couche de fusion se trouvent dans les limites de la détectabilité du radar à travers les signatures des variables polarimétriques.

Pour l'estimation des limites de la région d'anomalie de la phase $[\overline{\Phi}]$, nous nous sommes inspiré de la méthode utilisée par Fabry et al. (1994) et Fabry et Zawadzski (1995) pour la détermination de l'anomalie de Z_H dans la couche de fusion. Dans leurs travaux, ils utilisent des données de radar en visée verticale pour caractériser la couche de fusion à partir du profil vertical de la réflectivité. Le début de la couche de fusion, h_1 , est défini comme la hauteur, où la courbure du profil de Z_H , en $\log(Z_H)$, est maximum pour les points situés en dessous du maximum caractéristique de la réflectivité. La fin de la couche de fusion, h_2 , est déterminée de la même façon pour les points au-dessus du maximum de Z_H .

La première étape de notre méthodologie a donc été de localiser la position du maximum de Z_H pour chacun des profils radiaux traversant la couche de fusion. À partir de cette position nous avons ensuite déterminé les points, en amont et en aval, correspondant aux maximums de courbure du profil radial de $[\overline{\Phi}]$. Ces deux points vont ainsi délimiter le début, d_1 , et la fin, d_2 , de la région d'anomalie.⁶

⁶ Le début et la fin de l'anomalie sont représentés dans le texte, soit en distance radiale par rapport au radar, d_1 et d_2 , soit en hauteur, h_1 et h_2 .

L'analyse des données a révélé l'existence d'une corrélation presque parfaite (99%) entre la position radiale du maximum de Z_H et la position radiale du maximum de $\left[\overline{S_{VV} S_{HH}^*} \right]_0$, profil utilisé dans notre modèle de $\left[\overline{\rho_2} \right]$. Étant donné que l'extension radiale de la couche de fusion est d'environ 20km, le point de repère pour la recherche des deux maximums de courbure de $\left[\overline{\Phi} \right]$, peut être, soit le maximum radial de Z_H , ou le maximum de $\left[\overline{S_{VV} S_{HH}^*} \right]_0$, sans que l'estimation de d_1 ou d_2 soit affectée.

Nous illustrons dans la figure 4.8, la corrélation entre les limites obtenues selon deux méthodes d'estimation : d'une part par l'estimation de la courbure maximale de $\left[\overline{\Phi} \right]$, et d'autre part par l'estimation de la courbure maximale de Z_H , d'après la méthode de Fabry et Zawadzki (1995).

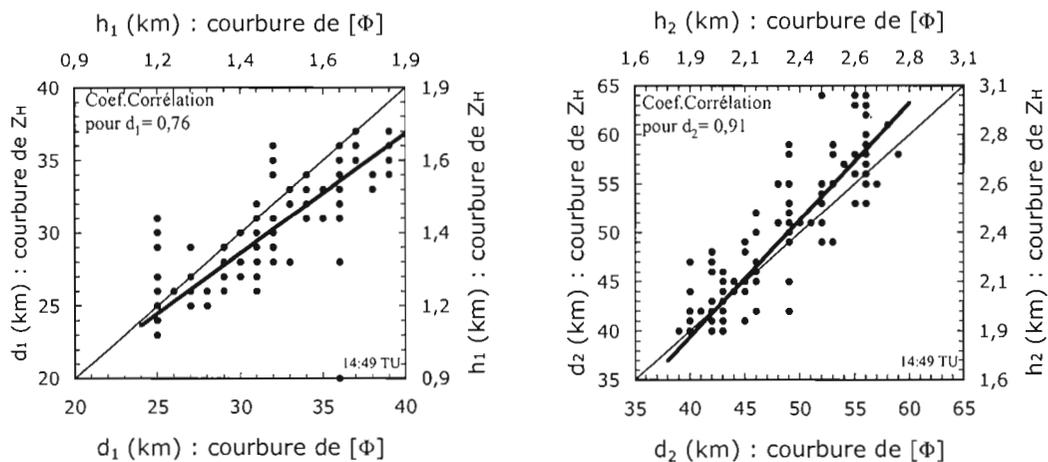


Figure 4.8 Corrélation dans l'estimation de d_1 et d_2 (h_1 et h_2), entre la méthode de courbure maximale de $\left[\overline{\Phi} \right]$ versus la méthode de courbure maximale de Z_H , (azimuts représentés : 0° - 50° et 180° - 359°) pour le cas du 29/10/2003 . h_1 =limite inférieure; h_2 =limite supérieure de l'anomalie dans la couche de fusion. La ligne pleine plus épaisse représente la courbe de régression quadratique.

Les coefficients de corrélation (figure 4.8) entre les deux méthodes d'estimation sont de 76% pour la limite inférieure et de 91% pour la limite supérieure. Pour la limite inférieure, la méthode de courbure maximale de $[\Phi]$ estime que h_1 est situé en moyenne à 94 m plus loin du sol qu'il ne l'est en utilisant la méthode de courbure de Z_H . Cela signifie que les effets de la couche de fusion se font ressentir en moyenne 2 km avant en distance radiale sur l'observable Z_H que sur $[\Phi]$. Pour la limite supérieure, le haut coefficient de corrélation montre une très bonne affinité entre les deux méthodes d'estimation.

Dans la figure 4.9, nous comparons l'estimation faite selon la méthode de courbure maximale de $[\Phi]$ et l'estimation selon la méthode de Berbeleac (2007), basée sur la modélisation de ρ_{HV} :

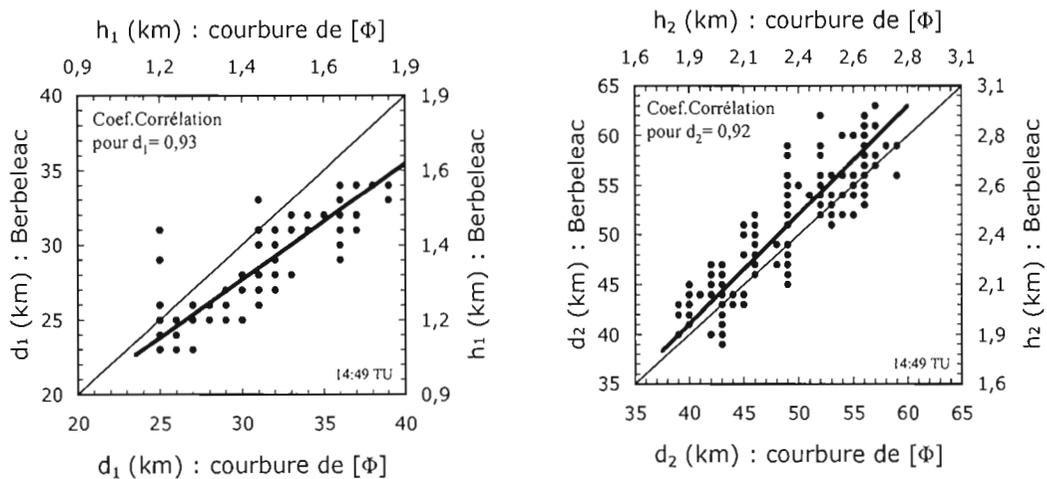


Figure 4.9 Corrélation dans l'estimation de d_1 et d_2 (h_1 et h_2), entre la méthode de courbure maximale de $[\Phi]$ versus la méthode de Berbeleac (2007), (azimuts représentés : 0° - 50° et 180° - 359°) pour le cas du 29/10/2003 . La ligne pleine plus épaisse représente la courbe de régression quadratique.

Dans la figure 4.9, tant pour la limite inférieure que pour la limite supérieure, le coefficients de corrélation montrent que les deux estimations correspondent bien. Cependant, la méthode de courbure de $[\overline{\Phi}]$ détecte une couche de fusion de 188 m en moyenne plus étroite en distance verticale, que celle déterminée par la méthode de Berbeleac (2007). Par rapport aux limites estimés à travers $[\overline{\Phi}]$, le modèle basé sur la variable ρ_{HV} semble alors détecter la présence de fusion quelques mètres avant dans la pluie et perdurer à peine quelques mètres après, dans la région de la neige. En fait, nous pouvons considérer que la différence résulte de l'exclusion de l'effet des gradients de l'estimation des limites de l'anomalie.

Une dernière comparaison est faite dans la figure 4.10, dans laquelle nous montrons la corrélation entre les limites de l'anomalie déterminées par les méthodes de Berbeleac (2007) et celle de Fabry et Zawadzki (1995).

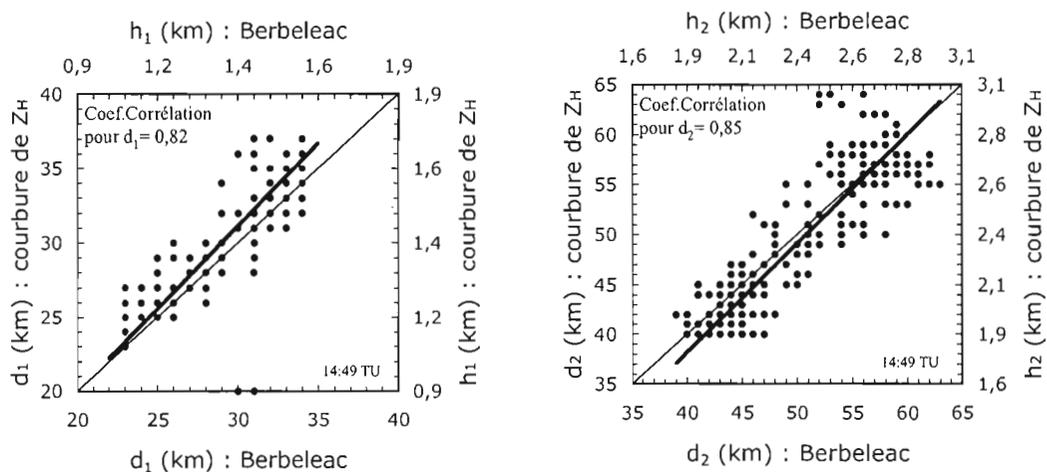


Figure 4.10 Corrélation dans l'estimation de d_1 et d_2 (h_1 et h_2), entre la méthode de Berbeleac (2007) versus la méthode de courbure maximale de Z_H , (azimuts représentés : 0° - 50° et 180° - 359°) pour le cas du 29/10/2003. La ligne pleine plus épaisse représente la courbe de régression quadratique.

Le tableau 4.2 et 4.3 résumant quantitativement la comparaison de la sensibilité des différentes variables de polarisation utilisées dans les méthodes d'estimation du début et de la fin de l'anomalie dans la couche de fusion, ainsi que son extension verticale moyenne :

Tableau 4.2

Comparaison des méthodes d'estimation des limites de l'anomalie dans la couche de fusion pour le cas du 29 octobre 2003 (14:49 TU).
(\pm Indiquant plus proche ou plus loin du radar)

Méthodes d'estimation	Coef. Corr. pour h_1	Coef. Corr. pour h_2	$\overline{\nabla h_1}$ (m)	$\overline{\nabla h_2}$ (m)
M. unifié vs Berbeleac	0,93	0,92	+118	-90
M. unifié vs Fabry et Zawadzki	0,76	0,91	+71	-47
Berbeleac vs Fabry et Zawadzki	0,82	0,85	-47	+42

Tableau 4.3

Extension moyenne verticale de l'anomalie dans la couche de fusion pour le cas du 29 octobre 2003 (14:49 TU)

	$\overline{h_1}$ (km)	$\overline{h_2}$ (km)	$\overline{h_2 - h_1}$ (km) (écart type)
Modèle unifié (2008)	1,45 (0,2)	2,29 (0,3)	0,83 (0,1)
Berbeleac (2007)	1,33 (0,2)	2,37 (0,3)	1,04 (0,2)
Fabry, Zawadzki (1995)	1,38 (0,2)	2,33 (0,3)	0,95 (0,2)

À partir du tableau 4.3, nous constatons en comparant les écarts types, que pour les trois méthodes, l'estimation de h_2 semble être plus difficile à déterminer que h_1 . De fait, dans la couche de fusion, le processus de détection du maximum de courbure des différentes variables utilisées est moins évident à la fin de l'anomalie qu'au début de celle-ci.

Un autre facteur qui pourrait faire grimper la dispersion des valeurs par rapport à la moyenne, est le fait que l'isotherme 0°C présente toujours une inclinaison par rapport à la verticale entre les secteurs sondés plus au nord (plus froids) et ceux plus au sud. En moyenne, la distance entre le centre de l'anomalie pour deux azimuts diamétralement opposés est de 40 km. À cette distance, une variation au niveau de l'hauteur de la couche de fusion pourrait se faire ressentir dans l'estimation de h_1 et h_2 . Ce serait intéressant d'évaluer statistiquement les données en fonction de la pente de l'isotherme 0°C . Cependant, le plus petit écart type de $\overline{h_2 - h_1}$ est celui du modèle unifié. Cela suggère que la méthode d'estimation de $[\overline{\Phi}]$ serait moins sensible aux variations liées à la pente de l'isotherme 0°C .

4.5.2 Estimation du déphasage de rétrodiffusion, $[\overline{\delta}]$, dans de la région de l'anomalie

Après avoir interpolé linéairement les valeurs de $[2\overline{\phi_{DP}}]$ entre les limites estimées pour le début et la fin de l'anomalie de $[\overline{\Phi}]$, nous pouvons déterminer directement le déphasage de rétrodiffusion à partir de l'équation [3.28] :

$$[\overline{\delta}] \approx [\overline{\Phi}] - [2\overline{\phi_{DP}} + \phi_{HV}], \quad (4.5)$$

où $[\overline{\Phi}]$ est estimée en fonction des paramètres de la variabilité spatiale de la précipitation tels que donné par l'équation [3.27] et $[2\overline{\phi}_{DP} + \phi_{HV}]$ correspond à la valeur obtenue par interpolation linéaire de $[\overline{\Phi}]$.

4.6 Synthèse de la méthodologie

Nous avons ainsi passé à travers la méthodologie qui nous permet d'estimer les trois paramètres de variabilité spatiale de la précipitation proposés dans le modèle unifié. Cette démarche nous a permis de déterminer un des paramètres liés directement à la microphysique dans la couche de fusion; le déphasage de rétrodiffusion, $[\overline{\delta}]$. Voici un résumé des étapes suivies :

- 1) Élimination du bruit de haut fréquence dans les données à l'aide d'un filtre FIR₃
- 2) Estimation de la phase intrinsèque de la précipitation, $[\overline{\Phi}]$, (éq. [3.27]) à l'aide :
 - du profil radial de $[\overline{S_{VV}S_{HH}^*}]_0$ (voir équations [4.2] et [4.3])
 - du modèle de $[\overline{\rho_2}]$
- 3) Détermination des limites de la région d'anomalie par le calcul de d_1 et d_2 correspondant aux maximums de courbure du profil radial de $[\overline{\Phi}]$ autour du maximum de $[\overline{S_{VV}S_{HH}^*}]_0$ caractéristique de la couche de fusion.

- 4) Calcul du déphasage différentiel de propagation, $[\overline{\phi_{DP}}]$:
- Dans les régions de la pluie et de la neige $[2\overline{\phi_{DP}} + \phi_{HV}]$ est donnée directement par l'estimation de la phase intrinsèque car $[\overline{\delta}]$ est nulle dans cette région (éq. 4.4).
 - Dans la région de l'anomalie de la phase intrinsèque, $[2\overline{\phi_{DP}} + \phi_{HV}]$ est obtenue par interpolation linéaire entre ses valeurs aux limites de la région (eq. 4.5).
- 5) Estimation du déphasage de rétrodiffusion, $[\overline{\delta}]$, grâce à l'équation [4.5].

Finalement, la phase $[\overline{\delta}]$ va nous permettre de lier certaines propriétés de la microphysique de la précipitation dans la couche de fusion. Une fois que nous avons déterminé les trois paramètres de variabilité spatiale, nous allons pouvoir quantifier le poids relatif de chaque paramètre contribuant à la pondération de la phase intrinsèque. Le prochain chapitre présentera les résultats obtenus en appliquant la méthodologie décrite sur un grand nombre de données dans le cas de couche de fusion du 29 octobre 2003.

CHAPITRE V

DESCRIPTION ET DISCUSSIONS DES RÉSULTATS

Dans ce chapitre nous exposons les résultats obtenus à partir de la méthodologie décrite au chapitre précédent. Nous déterminons le poids relatif de chaque paramètre de la variabilité spatiale de la précipitation contribuant à la pondération de la phase mesurée dans la région de l'anomalie. Nous exposons aussi une analyse comparative des estimations de K_{DP} et δ en fonction du modèle d'interprétation de la phase.

5.1 Analyse de la couche de fusion du 29 octobre 2003

Dans les pages qui suivent, nous exposons les résultats obtenus à partir de l'analyse de deux heures de données du radar pour le cas de couche de fusion du 29 octobre 2003. Pour chaque balayage du radar, c'est-à-dire pour chaque plan d'élévation constante sondé à $2,7^\circ$, les valeurs des variables polarimétriques, telles que Z_H , Z_{DR} , ρ_{HV} et Φ_R , ont été analysées à tous les 5 minutes entre 14:04 TU et 16:04 TU. La procédure d'analyse telle que nous l'avons définie présentait de problèmes de caractérisation de la couche de fusion pour certains azimuts. Pour cela, nous n'avons retenu que les d'azimuts compris entre 180° et 50° en passant par l'azimut $0^\circ (=360^\circ)$, telle qu'évaluée par Berbelec (2007).

L'analyse quantitative d'un grand nombre de données nous a permis de caractériser la couche de fusion par rapport aux 3 paramètres de la variabilité spatiale de la précipitation : le degré d'orientation en commun des hydrométéores, ρ_2 , les gradients spatiaux des variables polarimétriques Z_H , Z_{DR} , et ρ_{HV} , et la phase de rétrodiffusion, δ .

Nous avons déjà référé à l'anomalie de la phase mesurée (fig. 2.1) comme se caractérisant par une forte croissance au cours des premiers kilomètres, suivie d'un décroissement rapide à partir du milieu de la couche de fusion. L'analyse des données a montré cependant que l'anomalie de la phase peut se présenter sous diverses formes qui s'éloignent du comportement attendu de croissance monotone. Ainsi, nous illustrons dans la figure 5.1, quelques exemples des profils radiaux de Φ_R traversant la couche de fusion du 29 octobre 2003. Nous pouvons constater que l'anomalie est composée parfois d'un seul ou de plusieurs maximums, ainsi que d'un seul ou de plusieurs minimums bien prononcés. Cette variabilité spatio-temporelle va se reproduire systématiquement dans les résultats qui seront présentés dans les prochaines sections.

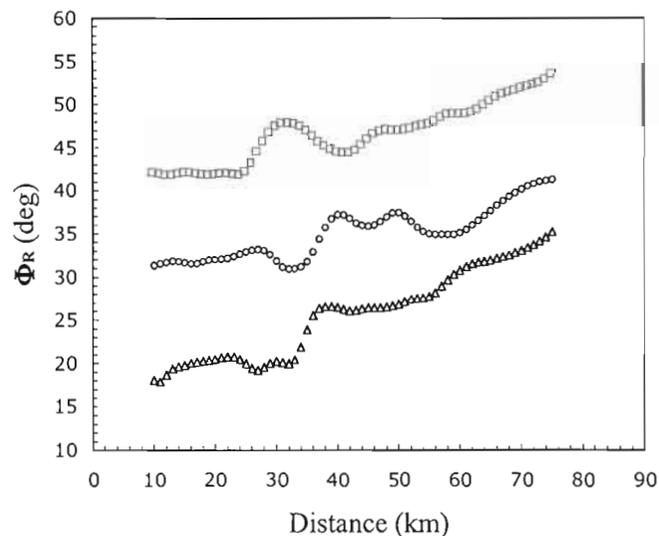


Figure 5.1 Profils radiaux de Φ_R traversant la couche de fusion du 29/10/2003 à une élévation constante de l'antenne de $2,7^\circ$. Les lignes représentent les profils radiaux de: $\Phi_R + 30^\circ$ pour l'azimut 273° à 14 :49 TU (carrées), de $\Phi_R + 12^\circ$ pour l'azimut 24° à 14 :24 TU (cercles) et de Φ_R pour l'azimut 328° à 14 :49 TU (triangles).

De manière graduelle, les sections qui suivent vont élucider les résultats que nous avons obtenus dans la caractérisation de l'anomalie de la couche de fusion par rapport aux trois paramètres de variabilité spatiale. Tout d'abord, nous allons présenter la procédure d'estimation que nous avons suivie pour deux exemples de profils radiaux, soit l'azimut 24° à 14:24 TU et l'azimut 328° à 14:49 TU. Par la suite, nous allons généraliser l'analyse au restant des azimuts, ainsi qu'à l'ensemble des données pour deux heures de couche de fusion.

5.2 Contribution des termes : $\partial_i \left[\overline{S_{VV} S_{HH}^*} \right]_0$ et $\left[\overline{\rho_2} \right]$ à la pondération de la phase Φ_R

Tout d'abord, nous présentons la phase mesurée ainsi que les deux différentes estimations de la phase intrinsèque, selon l'interprétation de Berbeleac (2007) et du modèle unifié. L'analyse comparative de ces estimations va nous permettre d'estimer la contribution des gradients et de $\left[\overline{\rho_2} \right]$ à la pondération de la phase intrinsèque. Les trois courbes représentées sur la figure 5.2 sont: la phase mesurée, Φ_R , (ligne formée de carrés) ; l'estimation de la phase intrinsèque $\left[\overline{\Phi} \right]$ obtenue grâce à l'équation [3.27] (ligne formée de triangles) ; et la phase Φ_B obtenue lorsqu'on impose la valeur 0 aux gradients de l'équation [4.3] dans l'équation [3.27] (ligne formée de cercles). Mise à part quelques petites différences dans le modèle de $\left[\overline{\rho_2} \right]$ (voir fig. 4.7), la courbe correspond à l'estimation de la phase obtenue grâce au modèle de Berbeleac (2007).

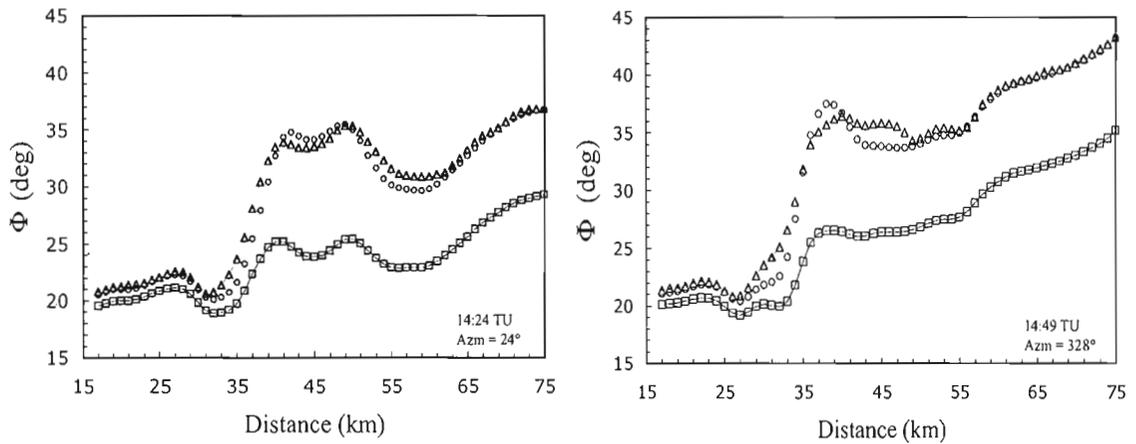


Figure 5.2 Profils radiaux traversant la couche de fusion du 29/10/2003 de : Φ_R (carrés), $[\overline{\Phi}]$ (triangles) et du profil obtenu lorsque nous annulons la contribution des gradients spatiaux, Φ_B (cercles).

Nous pouvons constater que les grandes disparités entre les profils illustrés (fig. 5.2) se trouvent principalement entre la phase mesurée, Φ_R (carrés), et les deux différentes estimations de la phase intrinsèque. Les écarts entre $[\overline{\Phi}]$ (triangles) et Φ_B (cercles) sont relativement moins importants et dépendent de la région traversée.

Afin de mieux visualiser la partie correspondante à la contribution des gradients des variables polarimétriques, Z_H , Z_{DR} , et ρ_{HV} , et la contribution de $[\overline{\rho_2}]$, nous avons représenté respectivement dans la figure 5.3, la différence entre les profils ($[\overline{\Phi}] - \Phi_B$) (en cercles), et les profils ($\Phi_B - \Phi_R$), de la figure 5.2.

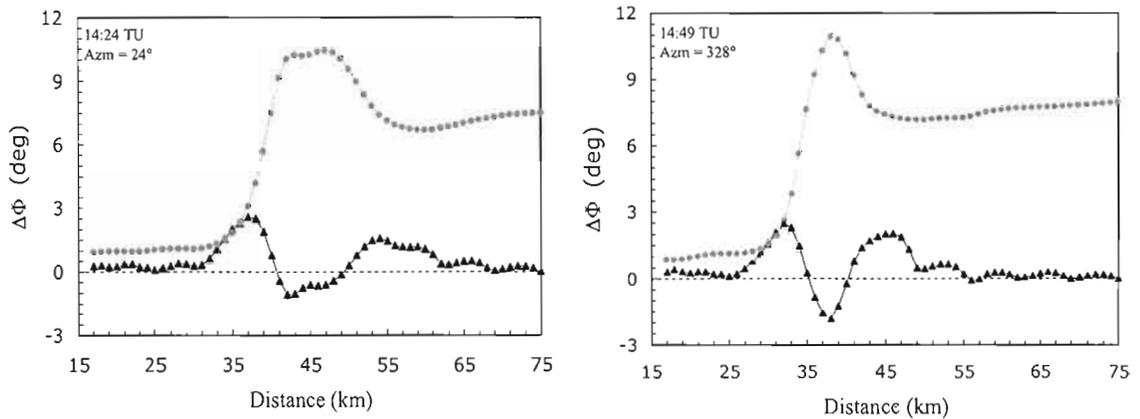


Figure 5.3 Contribution de $[\overline{\rho_2}]$, représentée par la différence $(\Phi_B - \Phi_R)$ (cercles), et contribution des gradients spatiaux, décrite par la différence $([\overline{\Phi}] - \Phi_B)$ (triangles), pour les profils radiaux de la figure 5.2.

Les profils radiaux de la figure 5.3 démontrent qu'il y a des différences significatives par rapport à la contribution de chaque terme à la phase mesurée. Plus précisément, la contribution de $[\overline{\rho_2}]$ (cercles) est relativement constante mais pourtant non négligeable le long des régions de la pluie, $\sim 1^\circ$, et de la neige, $\sim 8^\circ$. Cependant, sa contribution est quantitativement plus importante au centre de l'anomalie, pouvant atteindre jusqu'à $\sim 10^\circ$. Ce comportement est dû au fait que les hydrométéores sont plus équiorientés dans la pluie ($\rho_2 \sim 1$) et dans la neige ($\rho_2 \sim 0,75$), que dans la région de la couche de fusion. Dans cette région, un petit changement dans le degré d'orientation en commun peut amener à des variations importantes dans la contribution de $[\overline{\rho_2}]$ et par le fait même à la pondération de Φ_R .

Quant à la contribution des gradients (triangles), on peut constater qu'elle est pratiquement négligeable dans les régions de la pluie et de la neige. Dans la région de

l'anomalie, la contribution des gradients $\partial_i \left[\overline{S_{VV} S_{HH}^*} \right]_0$ présente un comportement similaire pour les deux cas de la figure 5.3. Dans la première partie de la région de l'anomalie (~ 30 à 40 km pour l'azimut 24° et ~ 25 à 33 km pour l'azimut 328°), ainsi que dans la région plus proche de la neige (~ 50 à 60 km pour l'azimut 24° et ~ 39 à 47 km pour l'azimut 328°), les écarts par rapport à Φ_R sont positifs et atteignent un maximum de l'ordre de $\sim 2^\circ, 3^\circ$. Cependant, au centre de l'anomalie, les écarts à Φ_R sont négatifs et peuvent atteindre un maximum de $\sim -1^\circ, -2^\circ$.

Focalisons maintenant l'analyse sur la région qui nous intéresse, celle de l'anomalie de la phase. Ainsi, nous avons calculé les valeurs quadratiques moyennes des écarts montrées dans la figure 5.3, et cela entre les limites de la région de l'anomalie. D'une part, nous avons estimé les écarts attribuables à la contribution des gradients : écarts entre la phase intrinsèque du modèle unifié et du modèle de Berbeleac (2007). D'autre part, nous avons estimé les écarts attribuables à $\left[\overline{\rho_2} \right]$: écart entre la phase mesurée (phase intrinsèque pour le modèle de Zrnica, 1993) et la phase intrinsèque du modèle de Berbeleac (2007). Les résultats sont présentés au tableau 5.1.

Nous pouvons constater que les écarts attribuables aux gradients sont assez inférieurs à ceux qui sont attribuables à la contribution de $\left[\overline{\rho_2} \right]$. Il est à noter cependant, que la contribution à la phase mesurée par $\left[\overline{\rho_2} \right]$ dépend du déphasage à la transmission émise par le radar au moment du sondage de l'atmosphère. Dans notre cas, un déphasage initial d'environ 14° comporte un Φ_R dans l'intervalle de 20° à 30° , ce qui situe les valeurs de la phase dans une région de maximum de sensibilité par rapport à $\left[\overline{\rho_2} \right]$ (voir figure 2.4).

Tableau 5.1

Valeurs quadratiques moyennes des écarts entre les estimations de la phase intrinsèque de la région de l'anomalie (figure 5.3).

<p>Écarts quadratiques moyens dans la région de l'anomalie dû au :</p> <p>$i = 0, \dots, N$: nombre de données</p>	<p>Terme des gradients :</p> $\sqrt{\frac{\sum_i ([\bar{\Phi}] - \Phi_B)^2}{N}}$	<p>Terme du degré d'orientation en commun:</p> $\sqrt{\frac{\sum_i (\Phi_B - \Phi_R)^2}{N}}$
(Azimut 24° à 14 :24 TU)	1,3 °	7,7°
(Azimut 328° à 14 :49 TU)	1,4°	7,4°

5.3 Écarts dans l'estimation des déphasages $[\overline{K_{DP}}]$ et $[\overline{\delta}]$ dans la région de l'anomalie

Évaluons maintenant les écarts sur des estimations faites dans la région de l'anomalie en fonction des différents modèles d'interprétation. Pour cela, nous avons quantifié le poids relatif de chacun des paramètres de la variabilité spatiale sur des quantités reliées au taux de précipitation et à la microphysique dans la région de l'anomalie. Ces quantités représentent le déphasage différentiel spécifique, K_{DP} , et le déphasage différentiel de rétrodiffusion, δ .

Lorsqu'on mesure Φ_R , les deux déphasages, $\overline{[2\phi_{DP}]}$ et $\overline{[\delta]}$, se présentent couplés, il faut alors séparer les effets de propagation et de rétrodiffusion de la phase intrinsèque, $\overline{[\Phi]}$, avant de pouvoir estimer leurs valeurs respectives. Pour cela, nous devons tout d'abord délimiter le début et la fin de l'anomalie dans la couche de fusion tel que montré au Chapitre IV (section 4.5.1). Ensuite, sous l'hypothèse de croissance monotone de ϕ_{DP} , nous trouvons la valeur de $\overline{[2\phi_{DP} + \phi_{HV}]}$ par interpolation linéaire entre les limites de l'anomalie. La valeur de $\overline{[K_{DP}]}$ est ainsi calculée à partir de $\overline{[\phi_{DP}]}$ grâce à l'équation [2.1]. L'estimation de $\overline{[\delta]}$ est ensuite obtenue directement par différence entre le profil de $\overline{[\Phi]}$ et le profil de $\overline{[2\phi_{DP} + \phi_{HV}]}$.

Nous avons suivi aussi la même procédure d'estimation pour calculer K_{DP} et δ à partir des phases intrinsèques déterminées par la méthode de Berbeleac, Φ_B (éq. [3.26]), et par la méthode de Zrnica (éq. [3.24]). Dans la figure 5.4, nous représentons les trois profils radiaux de $2\phi_{DP}$ ainsi que les trois estimations de δ . La courbe formée de triangles est obtenue à partir de $\overline{[\Phi]}$ en considérant les trois termes de la variabilité spatiale du modèle unifié. La courbe formée de cercles est estimée à partir de Φ_B en considérant les deux termes du modèle de Berbeleac (2007), δ et $\langle \rho_2 \rangle$. La courbe formée de carrés est calculée à partir de Φ_R en considérant δ comme seul terme de variabilité spatiale de la précipitation comme proposé par Zrnica (1993).

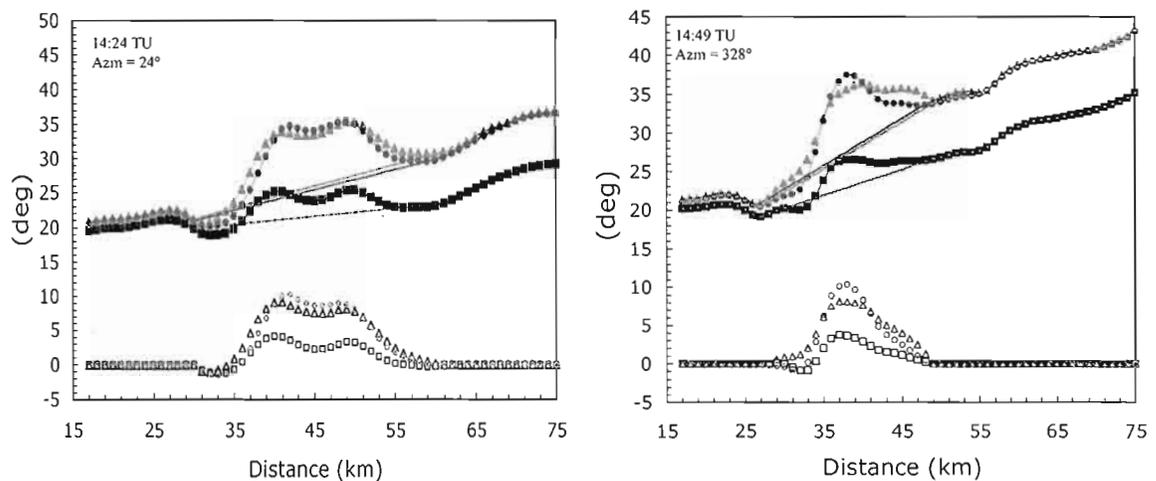


Figure 5.4 Profils radiaux de Φ_R (ligne avec carrés), de $[\Phi]$, (ligne avec triangles), de $2\phi_{DP}$ (lignes pleines), de Φ_B (lignes avec cercles) et des estimations correspondantes des δ (symboles non remplis). Les lignes pleines représentent les estimations des $2\phi_{DP}$ entre les limites de l'anomalie.

Nous commençons d'abord en comparant les différentes estimations du déphasage différentiel spécifique. Le tableau 5.2 résume ainsi les K_{DP} obtenues, dans la région de l'anomalie à partir des déphasages de transmission, $2\phi_{DP}$, de la figure 5.4, pour les 3 modèles d'interprétation de la phase mesurée.

Tableau 5.2

Estimation de K_{DP} selon les trois modèles d'interprétation de la phase et cela pour les deux exemples de la figure 5.4.

K_{DP} ($^{\circ}/\text{km}$) selon le modèle :	Unifié, 2008	Berbeleac, 2007	Zrnica, 1993
K_{DP} (azimut 24° à 14 :24 TU)	0,20	0,19	0,07
K_{DP} (azimut 328° à 14 :49 TU)	0,35	0,36	0,17

À partir du tableau 5.2, nous pouvons constater que dans l'estimation de K_{DP} , la différence entre le modèle unifié et le modèle de Berbeleac est presque négligeable ($\sim 0,01^\circ$). Cependant, la méthode telle que décrite par Zrnica conduit à une sous-estimation de plus de 50% de la valeur de K_{DP} par rapport à sa valeur estimée à partir du modèle unifié.

Observons maintenant les trois estimations du déphasage différentiel de rétrodiffusion de la figure 5.4. Nous pouvons constater que les différences les plus importantes se trouvent entre le profil radial de δ_z (carrés) et les deux profils δ_B (cercles) et $[\bar{\delta}]$ (triangles). Cela signifie qu'une fois de plus la contribution du terme $[\bar{\rho}_2]$ est plus importante que celle des gradients. En fait, ne pas tenir compte du degré d'orientation en commun des hydrométéores amène à une sous-estimation systématique de la valeur intrinsèque de δ . Ne pas tenir compte des gradients semble avoir pour effet de surestimer légèrement la valeur de δ au début et à la fin de l'anomalie. Au centre, la tendance est de sous-estimer la valeur de δ entre 1° et 2° .

Afin de mieux comparer la contribution de chaque terme de variabilité spatiale intégré dans les trois modèles d'interprétation, nous avons évalué la valeur quadratique moyenne de chaque estimation de δ (aussi indiqué par δ_{RMS}) dans la région de l'anomalie. Le tableau 5.3 résume ainsi l'estimation des valeurs trouvées. Nous pouvons alors constater, qu'en moyenne la différence des valeurs entre le modèle unifié et celui de Berbeleac est inférieure à 1° . Cependant, la différence entre le modèle de Berbeleac et celui de Zrnica atteint en moyenne $3,5^\circ$. Il ne faut pas oublier que la différence, due à la contribution du degré d'orientation en commun des hydrométéores, pourrait changer en fonction d'un déphasage à la transmission différent à celui utilisé dans nos données.

Tableau 5.3
Valeurs quadratiques moyennes de l'estimation du δ (deg)
en fonction du modèle d'interprétation utilisé.

Valeur quadratique moyenne de l'estimation de δ selon le modèle: $i = 0, \dots, N$: nombre de données	Unifié, 2008 :	Berbeleac, 2007 :	Zrnica, 1993 :
	$\sqrt{\frac{\sum_i [\delta_i]^2}{N}}$	$\sqrt{\frac{\sum_i \delta_B^2}{N}}$	$\sqrt{\frac{\sum_i \delta_Z^2}{N}}$
(Azimut 24° à 14 :24 TU)	5,8°	6,4°	2,9°
(Azimut 328° à 14 :49 TU)	5,1°	5,5°	2°

À ce stade-ci, nous pouvons examiner la contribution moyenne de chaque terme de variabilité spatiale dans la direction azimutale balayée par le radar à une élévation constante de 2,7°. Pour cela, nous avons examiné les différentes estimations de K_{DP} et de δ pour tous les profils radiaux correspondant aux azimuts étudiés (de 50° à 180° en passant par 0° (=360°)).

5.4 Variation azimutale de la contribution de chaque terme de variabilité spatiale

L'analyse des données a montré que les résultats obtenus pour un seul profil radial se reproduisent de manière générale pour tout le reste des azimuts analysés. La figure 5.5 montre les estimations, étendues à 231 azimuts, de l'écart quadratique moyen attribuable à chaque terme de variabilité spatiale.

Nous pouvons constater la dispersion des valeurs par rapport à la direction azimutale, spécialement celle représentant la contribution de $\overline{[\delta]}$ (carrés). Ce comportement reproduit d'une part, la variabilité intrinsèque propre aux données, tel que nous l'avons remarqué auparavant dans la diversité de profils de l'anomalie de Φ_R (fig. 5.1). D'une autre part, la variation de l'étendu de l'anomalie, entre azimuts consécutifs, entraînée par notre méthode d'estimation, est aussi responsable des fluctuations des certaines valeurs. Cependant, nous attribuons principalement ces fluctuations au modèle de $\overline{[2\phi_{DP}]}$ utilisé afin d'estimer δ . L'introduction de ce modèle rendre plus instables les valeurs de $\overline{[\Phi]} - \overline{[2\phi_{DP}]}$ ($=\overline{[\delta]}$, voir carrés, fig. 5.5) comparativement aux autres estimations.

Les figures 5.6 et 5.7 illustrent les estimations de K_{DP} ainsi que de la valeur quadratique moyenne de δ en fonction du modèle d'interprétation et cela pour les deux temps utilisés dans les exemples.

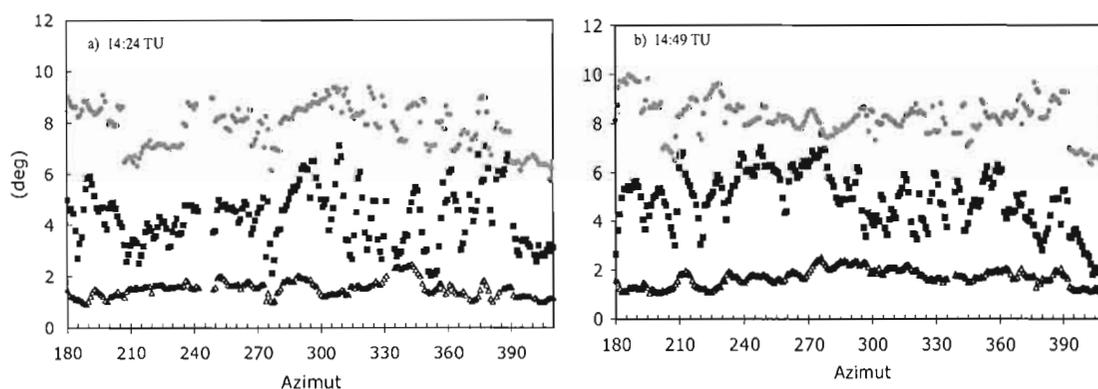


Figure 5.5 Valeurs quadratiques moyens dans la région de l'anomalie des écarts : $(\Phi_B - \Phi_R)$ (cercles), $(\overline{[\Phi]} - \overline{[2\phi_{DP}]})$ (carrés), et $(\overline{[\Phi]} - \Phi_B)$ (triangles), pour les azimuts considérés dans le plan d'élévation constante ($2,7^\circ$) à 14 :24 TU et à 14 :49 TU.

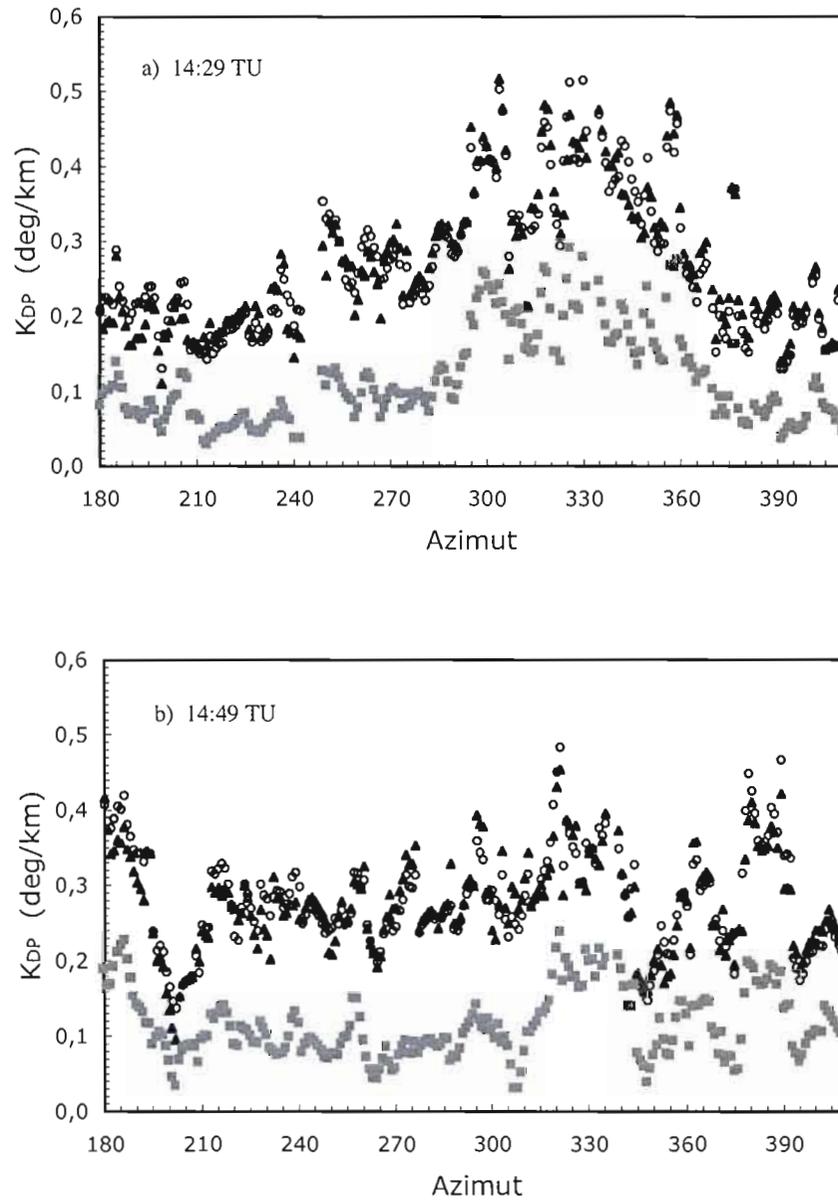


Figure 5.6 Estimation du déphasage différentiel spécifique, K_{DP} , estimé selon les modèles d'interprétation : de Berbeleac, 2007 (cercles); de Zrnica, 1993 (carres); et du modèle unifié (triangles), pour le sondage à 14 :24 TU (a), et à 14 :49 TU (b).

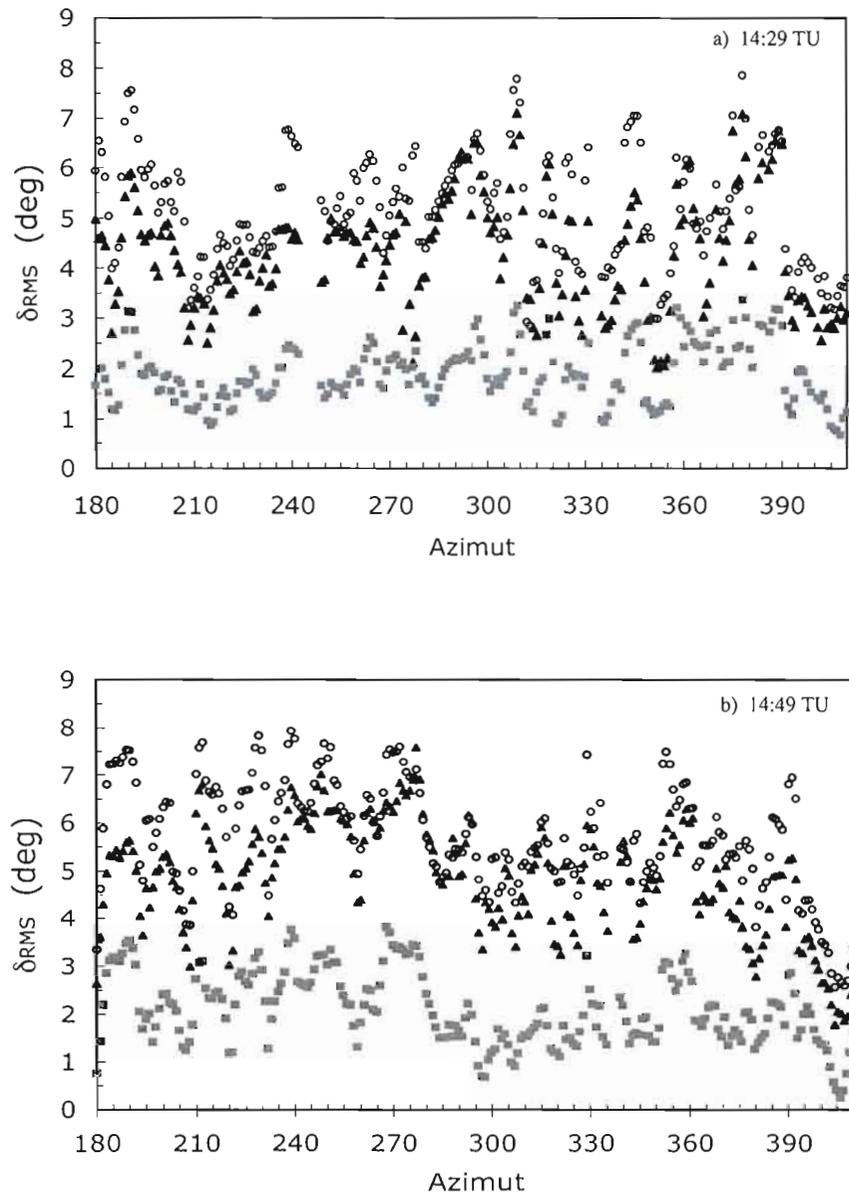


Figure 5.7 Estimation des valeurs quadratiques moyennes du δ selon les modèles d'interprétation de Berbeleac, 2007 (cercles), de Zmic, 1993 (carres), et du modèle unifié (triangles) pour le sondage à 14 :24 TU (a), et à 14 :49 TU (b).

En général, pour les deux paramètres estimés, K_{DP} et δ , les figures 5.6 et 5.7 montrent une cohérence des résultats en direction azimutale. Quant aux estimations de K_{DP} , nous pouvons remarquer qu'en fonction du secteur observé, il y a des tendances au niveau des valeurs qui se reproduisent pour les trois estimations. Par exemple dans la figure 5.6 à 14:29 TU, entre les azimuts 300° et 350° , on peut observer une claire augmentation des valeurs par rapport au restant d'azimuts. Mis à part les tendances, nous pouvons constater que la différence du modèle de Berbeleac (cercles) par rapport au modèle unifié (triangles) est négligeable pour l'ensemble des azimuts. Cependant, nous ne pouvons pas négliger les écarts entre l'estimation du modèle de Zrnica (carres) et celle du modèle unifié. Nous démontrons ainsi que la contribution de $\overline{[\rho_2]}$ est essentielle pour bien estimer K_{DP} .

Pour sa part, les écarts quadratiques moyens de δ montrent que δ_B (cercles) surestime légèrement $\overline{[\delta]}$ (triangles). Quant à l'écart quadratique moyen de δ_Z (carres), il est systématiquement inférieur d'environ 2° par rapport aux deux autres estimations. On peut aussi remarquer certaines tendances qui se reproduisent pour les différents modèles d'interprétation. Par exemple dans la figure 5.7 à 14:49 TU, entre les azimuts 180° - 280° , on obtient une valeur moyenne de δ_B et $\overline{[\delta]}$ d'environ 6° , par contre entre les azimuts 280° - 20° (représenté par 400°), on obtient une valeur moyenne d'environ $4,5^\circ$.

5.5 Caractérisation de la couche de fusion entre 14:04TU et 16:04TU par rapport aux trois paramètres de variabilité spatiale du modèle unifié

Dans cette section, nous allons étendre l'analyse présentée dans la section précédente afin de caractériser la région de l'anomalie par rapport aux trois paramètres de variabilité spatiale. Pour cela, nous avons élargi les estimations à toutes

les données entre 14:04 TU et 16:04 TU. Par la suite, nous avons extrait la valeur moyenne de chaque cycle de balayage du radar, c'est-à-dire à toute les 5 minutes.

Les figures 5.8 et 5.9 a), et b) représentent respectivement les écarts quadratiques moyens dus à la contribution de chaque terme et les estimations de K_{DP} ainsi que des valeurs quadratiques moyennes de δ pour les trois modèles d'interprétation. Nous avons exclu des trois figures, les résultats obtenus pour les sondages à 14 :09 TU (temps=5min dans les figures) et à 14:39 TU (temps=35min dans les figures). Notre procédure d'analyse présentait des problèmes de caractérisation de l'anomalie dans la couche de fusion. Nous pouvons observer par exemple en regardant la figure 4.1, que vers 14:39 TU, il y a une discontinuité dans l'intensité de la couche de fusion qui expliquerait dans ce cas notre problème de caractérisation.

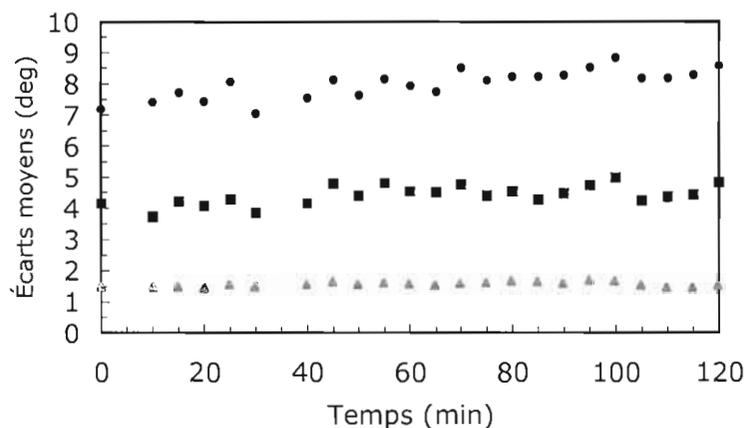


Figure 5.8 Valeurs quadratiques moyens dans la région de l'anomalie pour le plan d'élévation constante de $2,7^\circ$ entre 14:04TU et 16:04TU des écarts : $(\Phi_B - \Phi_R)$ (cercles), $(\overline{[\Phi]} - \overline{[2\phi_{DP}]})$ (carres), et $(\overline{[\Phi]} - \Phi_B)$ (triangles).

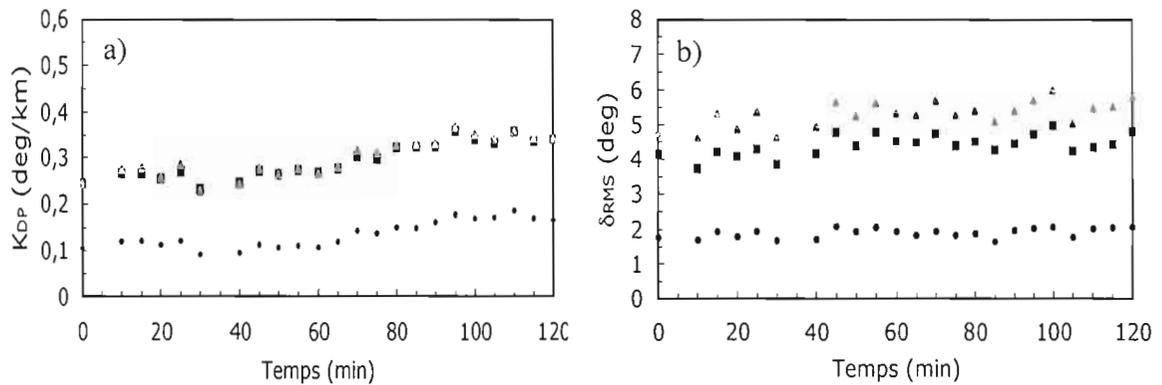


Figure 5.9 a) Estimations moyennes de K_{DP} et b) Écarts quadratiques moyens de l'estimation de δ , selon les modèles d'interprétation de Berbeleac, 2007 (triangles), de Zmic, 1993 (cercles), et du modèle unifié (carrés).

À partir de la figure 5.8, nous pouvons constater que l'évolution dans le temps des résultats est cohérente. Ainsi, nous concluons que pour l'anomalie de la couche de fusion du 29 octobre 2003, entre 14 :04 TU et 16 :04 TU, la valeur moyenne attribuable aux gradients décrite par la moyenne des écarts entre ($[\overline{\Phi}] - \Phi_B$) est de $1,6^\circ$. Une valeur qui est inférieure à $4,4^\circ$, la valeur moyenne attribuable à $[\overline{\delta}]$ décrite par la moyenne des écarts entre ($[\overline{\Phi}] - [2\phi_{DP}]$), aussi que nettement inférieur à 8° la valeur moyenne attribuable à $[\overline{\rho_2}]$ décrite par la moyenne des écarts entre ($\Phi_B - \Phi_R$).

Par rapport à l'estimation du déphasage différentiel de rétrodiffusion, on constate que le modèle de Zmic (1993) amène à des sous-estimations importantes de $[\overline{\delta}]$ ($\sim 3,4^\circ$) dans la région de l'anomalie et que le modèle de Berbeleac (2007) surestime d'à peine 1° la valeur du modèle unifié.

Dans la figure 5.9 a), nous constatons une tendance en fonction du temps à la hausse de la valeur de K_{DP} qui semble s'établir à partir de 15 :09 TU (65min) et cela pour les trois estimations. Mise à part la tendance des valeurs, la figure montre une différence d'environ $0,16^\circ/\text{km}$ entre la valeur moyenne estimée par le modèle de Zrníc (1993) ($0,14^\circ/\text{km}$) et celles estimées par le modèle unifié ($0,30^\circ/\text{km}$) ou par le modèle de Berbeleac (2007) ($0,29^\circ/\text{km}$). La petite différence entre le modèle de Berbeleac (2007) et le modèle unifié est pratiquement négligeable. En conclusion, nous pouvons dire que l'effet d'inclure les gradients dans un modèle d'interprétation de la phase ne contribue pas à une meilleure estimation de K_{DP} dans la région de l'anomalie. Cependant, le degré d'orientation en commun des hydrométéores, quoique fonction de l'état initial de polarisation du radar (ϕ_{HV}), ne peut pas être exclu si l'on veut faire une bonne estimation de δ dans la région de l'anomalie dans la couche de fusion.

5.6 Discussion des résultats

Nous voulions caractériser l'anomalie de la couche de fusion par rapport aux trois paramètres de variabilité spatiale de la précipitation. Pour cela, nous avons examiné les variables polarimétriques de la couche de fusion du 29 octobre 2003, entre 14 :04 TU et 16 :04 TU, pour tous les azimuts présentant une signature évidente de la présence de fusion.

Premièrement, nous avons analysé la pondération sur la phase Φ_R due aux termes $\partial_i \left[\overline{S_{VV} S_{HH}^*} \right]_0$ et $\left[\overline{\rho_2} \right]$ le long de la région de la précipitation. L'analyse des profils radiaux ont montré que la contribution de $\left[\overline{\rho_2} \right]$ est significativement plus importante que celle des gradients. En général, la contribution associée au terme $\left[\overline{\rho_2} \right]$

est constante dans la pluie ($\sim 1^\circ$), ainsi que dans la neige ($\sim 8^\circ$). Cela peut être attribué à l'équiorientation des hydrométéores dans ces régions, en raison des valeurs quasiment constantes de $[\overline{\rho_2}]$ (voir figure 4.5). Par contre, le changement d'orientation des hydrométéores pendant leur fonte contribue à une sous-estimation systématique de la phase intrinsèque qui peut atteindre jusqu'à 10° dans les premiers km de la couche de fusion. La contribution des gradients spatiaux est négligeable hors de la couche de fusion, et oscille entre $\pm 1^\circ$ le long de la région de l'anomalie.

Deuxièmement, nous avons estimé les valeurs caractéristiques de K_{DP} et de δ dans la région de l'anomalie, et cela pour les trois modèles d'interprétation. Nous avons aussi extrait les valeurs quadratiques moyennes des écarts entre les phases intrinsèques dues à la contribution de chaque terme de variabilité spatiale. Finalement nous avons étendu l'analyse des résultats sur deux heures de données.

L'analyse a montré que la contribution moyenne des trois paramètres de la variabilité spatiale est répartie de la manière suivante : la valeur quadratique moyenne des écarts ($\Phi_B - \Phi_R$) attribuable à $[\overline{\rho_2}]$ est de $8,0^\circ$; la valeur quadratique moyenne des écarts ($[\overline{\Phi}] - [2\overline{\Phi_{DP}}]$) attribuable à $[\overline{\delta}]$ est de $4,4^\circ$; et la valeur quadratique moyenne des écarts ($[\overline{\Phi}] - \Phi_B$) attribuable à $\partial_i \left[\overline{S_{VV} S_{HH}'} \right]_0$ est de $1,6^\circ$. Nous constatons alors que la contribution des gradients est de l'ordre de 3 fois plus petite que celle de $[\overline{\delta}]$ et de 5 fois plus petite que la contribution de $[\overline{\rho_2}]$.

L'analyse des trois estimations de K_{DP} , basées sur le modèle de croissance monotone de ϕ_{DP} , a dévoilé que la méthode telle que décrite par Zrnich (1993) conduit à une sous-estimation systématique de la valeur de K_{DP} de plus du 50% par rapport à

la valeur estimée par le modèle unifié. Le terme $[\overline{\rho_2}]$ s'avère essentiel afin de faire une bonne estimation du taux de précipitation dans la région de l'anomalie basée sur la valeur de K_{DP} . Cependant, la contribution des gradients devient négligeable dans l'estimation du K_{DP} .

Le deuxième paramètre estimé, $[\overline{\delta}]$, caractéristique de la microphysique de la précipitation, dépend directement de la séparation des effets de propagation et de rétrodiffusion dans la région de l'anomalie. Il dépend donc étroitement du modèle proposé pour ϕ_{DP} . En appliquant le même modèle de ϕ_{DP} pour les trois modèles d'interprétation de la phase, nous avons obtenu les estimations moyennes suivantes : $[\overline{\delta}]_{RMS} = 4,4^\circ$ pour le modèle unifié; $(\delta_B)_{RMS} = 5,3^\circ$ pour le modèle de Berbeleac (2007); et $(\delta_Z)_{RMS} = 1,9^\circ$ pour le modèle de Zrnic (1993).

Ces résultats démontrent encore une fois que les contributions les plus importantes sont données par le degré d'orientation en commun des hydrométéores et par le déphasage différentiel de rétrodiffusion. La contribution des gradients devient cependant beaucoup moins importante par rapport aux autres termes de variabilité spatiale. Toutefois, il ne faut pas oublier que la contribution relative de $[\overline{\rho_2}]$, par rapport aux autres termes, dépend de l'état de polarisation du signal émis. Sa contribution pourrait changer en l'occurrence d'une autre valeur de ϕ_{HV} . Il est donc important de considérer les effets de $[\overline{\rho_2}]$ afin de pouvoir extraire des paramètres caractéristiques de la région de l'anomalie dans la couche de fusion indépendamment de l'appareil de mesure utilisé. La contribution des gradients dans la région de l'anomalie, quoique non nulle, n'a pas un effet très considérable sur les estimations dans la couche de fusion.

CONCLUSION

Ce travail est centré sur l'étude du comportement anomal de la phase mesurée dans la couche atmosphérique de fusion. On constate que le long de cette région, le déphasage différentiel total mesuré s'écarte significativement du comportement monotone croissant de la phase différentielle de propagation tel que proposé par Oguchi (1983). Un comportement inattendu qui peut conduire à la contamination des mesures ainsi qu'à l'interprétation erronée de la microphysique dans cette zone de précipitation.

Plusieurs interprétations ont été avancées afin d'expliquer le comportement anomal de la phase mesurée. En 1993, Zrnic et al. attribuent le comportement anomal aux processus de rétrodiffusion dans la couche de fusion. En 2000, Torlaschi et Gingras proposent qu'une partie de l'anomalie soit causée par le degré d'orientation en commun des hydrométéores dans l'espace, ρ_2 . Une troisième interprétation a été d'abord suggérée par Ryzhkov et Zrnic (1995) et analysée par la suite par Ryzhkov et Zrnic (1996) et (1998), et Gosset (2003). Ils proposent que les anomalies de la phase mesurées dans des régions de forts gradients de la réflectivité soient causées par la non homogénéité à l'intérieur du volume de résolution.

L'objectif principal de cette étude a donc été de développer une méthodologie théorique et opérationnelle, capable d'intégrer les trois interprétations dans un seul modèle unifié. La motivation provenait de la nécessité de mieux comprendre la contribution de chaque paramètre décrivant un aspect différent de la variabilité spatiale de la précipitation à l'anomalie de la phase mesurée dans la couche de fusion.

Dans un premier temps, nous avons développé une équation de la phase mesurée qui dépend explicitement des trois paramètres de la variabilité spatiale de la précipitation : le déphasage différentiel de rétrodiffusion, le degré d'orientation en commun des hydrométéores et les gradients des intensités de rétrodiffusion dans le volume de résolution du radar. Ensuite, afin d'examiner la contribution relative de chaque terme à la pondération de la phase dans la région de la couche de fusion, nous avons analysé les variables polarimétriques pour deux heures de données radar.

Le premier défi a été d'estimer les paramètres de variabilité spatiale du modèle unifié à partir des données polarimétriques. Quant à l'évaluation du terme $\left[\overline{S_{VV} S_{HH}^*} \right]_0$ de l'équation de la phase mesurée, nous avons dérivé une expression capable d'exprimer $\left[\overline{S_{VV} S_{HH}^*} \right]_0$, ainsi que ses gradients spatiaux en fonction des observables du radar Z_H , Z_{DR} , et ρ_{HV} .

En ce qui concerne l'estimation des gradients spatiaux des observables du radar, nous avons dédié une attention spéciale aux gradients verticaux, car ces derniers sont les gradients les plus importants dans la couche de fusion. Dans une première évaluation, nous avons constaté que l'extraction des gradients verticaux à partir des données des élévations contiguës fourni un profil à la verticale trop grossier qui risque d'être non représentatif de la structure fine de la précipitation dans la région d'intérêt. Nous avons donc tiré profit des caractéristiques de la couche de fusion dans des systèmes stratiformes pour faire l'hypothèse d'homogénéité horizontale locale, nous permettant ainsi d'estimer le profil vertical à partir des données mesurées en distance radiale. En ce qui a trait à notre projet, le but était d'analyser un grand nombre de données. Ainsi, au lieu de considérer un modèle théorique de profil vertical, comme proposé par Ryzhkov et Zrnich (1998), nous avons

recréé un modèle de profil vertical à la fine échelle pour chaque profil radial basé sur les données polarimétriques du radar.

L'utilisation des données polarimétriques d'un radar à un état de polarisation nous oblige à modéliser le degré d'orientation en commun des hydrométéores. L'étude théorique et statistique des données polarimétriques nous a permis de développer un modèle de $\left[\overline{\rho_2}\right]$ à partir du profil radial de $\left[\left[S_{VV}S_{HH}^*\right]_0\right]$. Cette décision a été motivée par la forte sensibilité du profil radiale de $\left[\left[S_{VV}S_{HH}^*\right]_0\right]$ dans la région de l'anomalie de la phase, ainsi que par la possibilité d'inclure intrinsèquement la variabilité naturelle des données dans le modèle de $\left[\overline{\rho_2}\right]$, ce qui n'était pas pris en compte dans le modèle gaussien proposé par Berbeleac (2007).

Afin de délimiter à la fois la couche de fusion et la région de l'anomalie de la phase, plusieurs méthodes ont été proposées dans la littérature. Cependant, le manque de connaissances précises de la microphysique en ce qui a trait à la couche de fusion nous a poussé à considérer que les limites de la couche de fusion se trouvent dans les limites de la détectabilité du radar à travers les signatures des variables polarimétriques. Finalement, après plusieurs études de sensibilité, nous avons utilisé comme critère d'estimation du début et de la fin de l'anomalie les maximums de courbure du profil radial de $\left[\overline{\Phi}\right]$, une méthode qui a été inspiré de celle utilisée par Fabry et al. (1994) et Fabry et Zawadzski (1995) pour la détermination de l'anomalie de Z_H dans la couche de fusion.

Nos principaux résultats montrent que la contribution moyenne des trois paramètres de la variabilité spatiale pour le cas de couche de fusion du 29 octobre 2003 est répartie de la manière suivante : la valeur quadratique moyenne des écarts

$(\Phi_B - \Phi_R)$ attribuable à $[\overline{\rho_2}]$ est de $8,0^\circ$; la valeur quadratique moyenne des écarts $([\overline{\Phi}] - [2\overline{\phi_{DP}}])$ attribuable à $[\overline{\delta}]$ est de $4,4^\circ$; et la valeur quadratique moyenne des écarts $([\overline{\Phi}] - \Phi_B)$ attribuable à $\partial_i \left[\overline{S_{VV} S_{HH}^*} \right]_0$ est de $1,6^\circ$. Nous constatons alors que la contribution des gradients est de l'ordre de 3 fois plus petite que celle de $[\overline{\delta}]$ et de 5 fois plus petite que la contribution de $[\overline{\rho_2}]$.

L'analyse des trois estimations de K_{DP} basées sur le modèle de croissance monotone de ϕ_{DP} a dévoilé que la méthode telle que décrite par Zrníc (1993) conduit à une sous-estimation systématique de la valeur de K_{DP} de plus du 50% par rapport à la valeur estimée par le modèle unifié. La contribution des gradients ($\sim 0,01^\circ/\text{km}$) devient cependant négligeable dans l'estimation du K_{DP} . Nous constatons alors, que la prise en considération de $[\overline{\rho_2}]$ s'avère essentiel afin de faire une bonne estimation du taux de précipitation dans la région de l'anomalie basée sur la valeur de K_{DP} .

Pour sa part, l'estimation du $[\overline{\delta}]$, caractéristique de la microphysique de la précipitation, dépend directement de la séparation des effets de propagation et de rétrodiffusion dans la région de l'anomalie. Il dépend donc étroitement du modèle proposé pour ϕ_{DP} . En appliquant le même modèle de ϕ_{DP} pour les trois modèles d'interprétation de la phase, nous avons obtenu les estimations moyennes suivantes : $[\overline{\delta}]_{\text{RMS}} = 4,4^\circ$ pour le modèle unifié; $(\delta_B)_{\text{RMS}} = 5,3^\circ$, pour le modèle de Berbeleac (2007); et $(\delta_Z)_{\text{RMS}} = 1,9^\circ$ pour le modèle de Zrníc (1993). Ces résultats démontrent encore une fois que les contributions les plus importantes sont données par le degré d'orientation en commun des hydrométéores et par le déphasage différentiel de rétrodiffusion. La contribution des gradients devient cependant beaucoup moins

importante par rapport aux autres termes de variabilité spatiale. Toutefois, il ne faut pas oublier que la contribution relative de $\left[\overline{\rho_2}\right]$ dépend non-linéairement de l'état de polarisation du signal émis. Sa contribution relative pourrait changer en l'occurrence d'une autre valeur de ϕ_{HV} . Il est donc important de considérer les effets de $\left[\overline{\rho_2}\right]$ afin de pouvoir extraire des paramètres caractéristiques de la région de l'anomalie indépendamment de l'appareil de mesure utilisé.

Nous confirmons ainsi les résultats de Berbeleac (2007), par lesquels, l'hypothèse d'équiorientation des hydrométéores ($\rho_2=1$) le long de la précipitation conduit à une sous-estimation systématique de la valeur caractéristique de δ dans la couche de fusion. Nous pouvons aussi conclure que ne pas tenir compte des gradients spatiaux des variables polarimétriques en considérant l'hypothèse d'homogénéité spatiale dans le volume de résolution, amène à une mauvaise estimation du δ qui surestime sa valeur d'un maximum de 1° . Nous concluons alors que la prise en considération de manière individuelle d'un ou de plusieurs termes de variabilité spatiale de la précipitation conduit à une mauvaise évaluation du déphasage de rétrodiffusion, caractéristique de la microphysique de la couche de fusion, ainsi que du K_{DP} , caractéristique de la précipitation.

Compte tenu des principales conclusions, ainsi que des forces et faiblesses identifiées dans ce travail, nous proposons certaines recommandations pour de futures recherches. D'un côté, vu la dépendance non-linéaire de $\left[\overline{\rho_2}\right]$ avec ϕ_{HV} , il serait intéressant d'évaluer la sensibilité du degré d'orientation en commun des hydrométéores par rapport à d'autres valeurs de ϕ_{HV} . D'un autre côté, un nouveau modèle ϕ_{DP} , non linéaire et continue en K_{DP} , plus proche de la réalité physique, s'avère indispensable afin de bien évaluer les effets de propagation et de rétrodiffusion dans la région de l'anomalie.

APPENDICE A

OUVERTURE EFFECTIVE D'UN FAISCEAU RADAR

Les données du radar sont souvent moyennées afin de réduire l'incertitude de l'intensité du signal, dû au mouvement relatif entre les hydrométéores. Pour un radar ayant une antenne immobile, la résolution dans la direction transversale à la propagation du signal est déterminée par l'ouverture du faisceau. Par contre, pour un radar ayant une antenne qui tourne dans la direction azimutale et qui moyenne simultanément les signaux dans le temps, il va se produire un élargissement effectif de l'ouverture azimutale du faisceau radar.

Pour une antenne, à une élévation fixe ϕ_0 , qui tourne à un taux constant de rotation de l'antenne, α_A , la position azimutale du centre du faisceau radar est donnée par $\theta_0 = \alpha_A t$. On définit par $1/MT_S$, le temps d'intégration de tous les échos rétrodiffusés, M , pendant la période d'échantillonnage du radar, T_S . Ainsi, la figure a.1, montre l'ouverture effective normalisée versus le produit du taux de rotation normalisé par le temps d'intégration.

La figure a.1, extraite de Doviak et Zrnic (1993), nous permet d'estimer l'ouverture effective d'un radar à partir des valeurs : du taux de rotation de l'antenne, du temps d'intégration pendant la période d'échantillonnage du radar, ainsi que de l'ouverture du faisceau dans la direction de l'élévation, ϕ_1 :

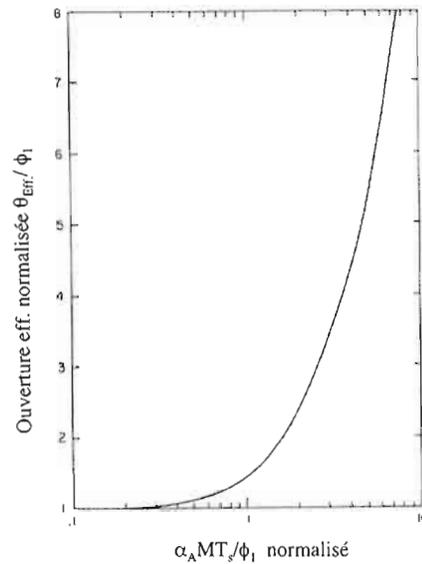


Figure A.1 Ouverture effective azimutale normalisée versus le taux de rotation normalisé pour un faisceau gaussien à 3dB avec une ouverture dans la direction de l'élévation de ϕ_1 (D'après Doviak et Zrnic, 1993).

Suite à la figure A.1, on peut constater que pour des valeurs de $(\alpha_A MT_s / \phi_1) > 1$, l'augmentation de l'ouverture effective devient très importante. Pour le radar que nous utilisons (radar à la bande S, de l'observatoire J. S. Marshall de l'université de McGill), l'ouverture azimutale réelle est de $\theta = 0,85\text{deg}$, tandis que l'ouverture effective azimutale pour un taux de rotation de 6RPM devient $\theta_{eff} = 1,36\text{ deg}$.

APPENDICE B

EXPRESSION DU TERME DE CORRÉLATION $\left[\overline{S_{VV}S_{HH}^*} \right]_0$ COMME FONCTION DES OBSERVABLES DU RADAR

Dans le prochain développement, nous illustrons la dérivation qui nous a permis d'exprimer le terme de corrélation, $\left[\overline{S_{VV}S_{HH}^*} \right]_0$, en fonction de la réflectivité radar, Z_H , de la réflectivité différentielle, Z_{DR} , et du coefficient de corrélation, ρ_{HV} .

Ainsi, à partir de la définition du coefficient de corrélation (éq. [1.4]), on peut écrire le terme de corrélation sous la forme :

$$\left[\overline{S_{VV}S_{HH}^*} \right]_0 = \rho_{HV} \left(\left[\overline{S_{VV}^2} \right]_0 \left[\overline{S_{HH}^2} \right]_0 \right)^{1/2} \quad (\text{B.1})$$

où les intensités de polarisation $\left[\overline{S_{VV}^2} \right]_0$ et $\left[\overline{S_{HH}^2} \right]_0$ peuvent être exprimées en fonction de la réflectivité en polarisation verticale, Z_V , et de la réflectivité en polarisation horizontale, Z_H , (éq. [1.2]) :

$$\left[\overline{S_{VV}S_{HH}^*} \right]_0 = \rho_{HV} \left(\frac{\pi^4 |K|^2}{4\lambda^4} \right) (Z_V Z_H)^{1/2} \quad (\text{B.2})$$

À ce point-ci, on peut appliquer la définition de la réflectivité différentielle, Z_{DR} , (éq.

[1.3]) pour écrire le terme $\left[\overline{S_{VV}S_{HH}^*} \right]_0$ sous la forme finale :

$$\left[\overline{S_{VV}S_{HH}^*} \right]_0 = \left(\frac{\pi^4 |K|^2}{4\lambda^4} \right) \rho_{HV} \frac{Z_H}{\sqrt{Z_{DR}}} \quad (\text{B.3})$$

Nous arrivons ainsi, à l'expression de $\left[\overline{S_{VV}S_{HH}^*} \right]_0$ telle que définie dans le chapitre IV (éq. [4.2]). Par la suite, l'équation décrivant les gradients spatiaux du terme de corrélation, $\partial_i \left[\overline{S_{VV}S_{HH}^*} \right]_0$ (éq. [4.3]), découle directement de l'équation (B.3) en appliquant les règles de dérivation :

$$\partial_i \left[\overline{S_{VV}S_{HH}^*} \right]_0 = \left(\frac{\pi^4 |K|^2}{4\lambda^4} \right) \left\{ \frac{Z_H}{\sqrt{Z_{DR}}} \partial_i(\rho_{HV}) + \frac{\rho_{HV}}{\sqrt{Z_{DR}}} \partial_i(Z_H) - \frac{\rho_{HV} Z_H}{2(Z_{DR})^{3/2}} \partial_i(Z_{DR}) \right\} \quad (\text{B.4})$$

APPENDICE C

CALCUL DE LA DISTANCE ANGULAIRE DANS LA DIRECTION DE L'ÉLEVATION, CORRESPONDANTE À LA SEPARATION RADIALE ENTRE DONNÉES CONSÉCUTIVES

En admettant l'hypothèse d'homogénéité horizontale proposée au chapitre IV, nous pouvons estimer à partir du profil vertical local la quantité des données remplissant l'étendue verticale de chaque volume de résolution. La figure C.1 montre schématiquement cette démarche. Ainsi, une fois que l'on dispose du nombre de points décrivant le profil dans la direction de l'élévation, nous pouvons procéder à leur pondération par le faisceau du radar.

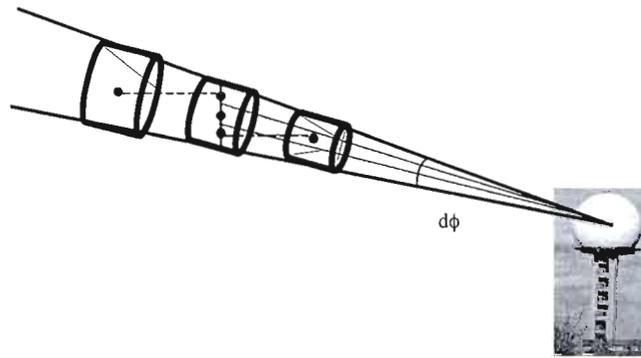


Figure C. Représentation du profil vertical dans le volume de résolution en admettant l'hypothèse d'homogénéité horizontale locale.

Nous avons donc calculé l'angle différentiel, $d\phi$, qui découle de la séparation radiale entre données consécutives lorsqu'on applique l'hypothèse d'homogénéité horizontale locale. Ainsi, chaque partie différentielle du faisceau radar, $df^2(\theta, d\phi)$, définie par l'angle, $d\phi$, va pondérer les données du profil vertical dans le volume de résolution. La figure C.2 illustre le schéma géométrique qui permet d'estimer $d\phi$.

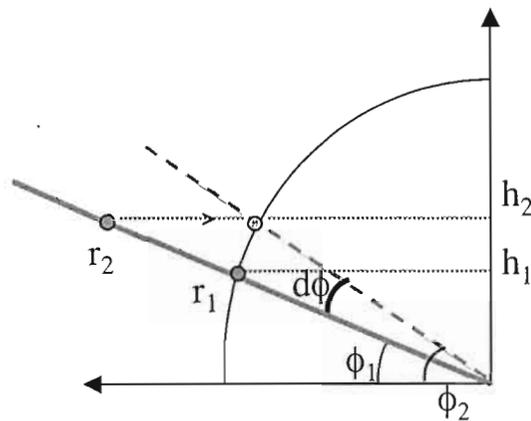


Figure C.2 Représentation géométrique de l'angle $d\phi$ correspondant à la séparation radiale des données consécutives si l'on applique l'hypothèse d'homogénéité horizontale locale.

Ainsi, en regardant la figure C.2, on peut décrire la position de la donnée située à une hauteur h_2 , en coordonnées polaires, comme :

$$h_2 = r_2 \sin \phi_1 = r_1 \sin \phi_2 \quad (\text{C.1})$$

d'où l'angle ϕ_2 peut être exprimé sous la forme :

$$\phi_2 = \arcsin\left(\frac{r_2}{r_1} \sin \phi_1\right) \quad (\text{C.2})$$

En tenant compte du fait que la séparation radiale entre les données radar est de 1km, la séparation angulaire, $d\phi$, peut être écrite comme :

$$d\phi = \phi_2 - \phi_1 = \arcsin\left(\frac{r_2}{r_1} \sin \phi_1\right) - \phi_1 = \arcsin\left(\frac{r+1}{r} \sin \phi_1\right) \quad (\text{C.3})$$

où ϕ_1 représente l'élévation de l'antenne (2.7°) et r indique la distance radiale de la donnée à partir du radar mesuré en km. Nous pouvons ainsi pondérer chaque donnée du profil vertical dans le volume de résolution par la partie différentielle du faisceau du radar correspondant à un angle $d\phi$ dans la direction de l'élévation.

BIBLIOGRAPHIE

- Atlas, D., 1957. Drop Size and Radar Structure of a Precipitation Streamer. *J. Meteor.*, **14**, 261–271.
- Balakrishnan, N., et D. S. Zrnica, 1990 (a). Estimation of Rain and Hail Rates in Mixed Phase Precipitation. *J. Atmos. Sci.* **47**, 565-583.
- Battan, L. J., 1973. *Radar Observation of the Atmosphere*, Éd. University of Chicago Press, 324 p.
- Berbeleac, A. 2007. « Effet de l'orientation des hydrométéores sur les observables du radar à polarisation ». Mémoire de maîtrise, Montréal, Université du Québec à Montréal, 105p.
- Born, M., et E. Wolf, 1975. *Principles of Optics*. ed. Pergamon Press, 808 p.
- Chandrasekar, V., V. N. Bringi, N. Balakrishnan, et D. S. Zrnica, 1990. Error Structure of Multiparameter Radar and Surface Measurements of Rainfall. Part III: Specific Differential Phase. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **7**, 621–629.
- Doviak, R. J., et D. S. Zrnica, 1993. *Doppler Radar and Weather Observations*, 2nd ed. Academic press, 562 p.
- Fabry, F., A. Bellon et I. Zawadzki, 1994. Long Term Observations of the Melting Layer Using Vertically Pointing Radars. Technical Report MW-101, Community Centre for Research in Mesometeorology (CCRM), McGill University, Montréal, Canada, 1994.
- , et I. Zawadzki, 1995. Long-Term Observations of the Melting Layer of Precipitation and Their Interpretation. *J. Atmos. Sci.*, **52**, 838-851.
- Filahi, S., 2005. « Utilisation de la transmission simultanée pour un radar à double polarisation ». Mémoire de maîtrise, Montréal, Université du Québec à Montréal, 88p.
- Giangrande, S. E., et A. V. Ryzhkov, 2004. Polarimetric Method for bright band detection. 11 Conference on Aviation, Range and Aerospace Meteorology, Hyannis Ma, P5.8.

- Gingras, Y., 1997. « Schèmes pour le radar météorologique à diversité de polarisation ». Mémoire de maîtrise, Montréal, Université du Québec à Montréal, 133p.
- Gosset, M. 2003. Effect of Nonuniform beam Filling on the Propagation of Radar Signal at X-Band Frequencies. Part II : Examination of Differential Phase Shift. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **21**, 358-367.
- Hendry, A., et G. C. McCormick, 1987. On the Relationship Between the Degree of Preferred Orientation in Precipitation and Dual-Polarization Radar Echo Characteristics. *Radio Sci.*, **22**, 37-50.
- Holt, A. R., 1984. Some Factors Affecting the Remote Sensing of Rain by Polarization Diversity Radar in the 3- to 35-GHz Frequency range. *Radio Sci.*, **19**, 1399-1412.
- Hubbert, J., et V. N. Bringi. 1995. An Iterative Filtering Technique for the Analysis of Copolar Differential Phase and Dual-Frequency Radar Measurements. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **12**, 643-648.
- Huggel, A., W. Schmidt, et A. Waldvogel, 1996. Raindrop Size Distributions and the Radar Band. *J. Appl. Meteor.*, **35**, 1688-1701.
- Illingworth, A. J., 2003. Improved Precipitation Rates and Data Quality by Using Polarimetric Measurements. *Advanced Applications of Weather Radar*, Springer, 37p.
- McCormick, G. C., et A. Hendry, 1975. Principles for the Radar Determination of the Polarization Properties of Precipitation. *Radio Sci.*, **10**, 421-434.
- Nathanson, F. E., et J. P. Reilly, 1968. Radar Precipitation Echo Experiments on Temporal, Spatial and Frequency Correlation. *IEEE Trans.*, AES-4, 505-514.
- Oguchi, T., 1983. Electronic Wave Propagation and Scattering in Rain and Other Hydrometeors. *Proc. IEEE*, **71**, 1029-1078.
- Probert-Jones, J.-R., 1962. The Radar Equation in Meteorology. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **88**, 485-495.

- Ryzhkov, A. V., et D.S. Zrnica, 1995. Precipitation and Attenuation Measurements at a 10-cm Wavelength. *J. Appl. Meteor.*, **34**, 2120-2134.
- Ryzhkov, A. V., et D.S. Zrnica, 1996. Assessment of Rainfall Measurement that Uses Specific Differential Phase. *J. Appl. Meteor.*, **35**, 2080-2090.
- Ryzhkov, A. V., et D. S. Zrnica, 1998. Beamwidth Effects on the Differential Phase Measurement of rain. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **15**, 624-634.
- Sachidananda, M., et D. S. Zrnica, 1986. Differential Propagation Phase Shift and Rainfall Rate Estimation. *Radio Sci.*, **21**, 235-247.
- Sachidananda, M., et D. S. Zrnica, 1987. Rain Rate Estimated from Differential Polarization Measurements. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **4**, 588-598.
- Seliga, T. A., et V. N. Bringi, 1976. Potential Use of Radar Differential Reflectivity Measurements at Orthogonal Polarizations for Measuring Precipitation. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **15**, 69-76.
- Torlaschi, E., et Y. Gingras, 2000. Alternate Transmission of +45° and -45° Slant Polarisation and Simultaneous Reception of Vertical and Horizontal Polarization for Precipitation Measurement. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **17**, 1066-1076.
- Vivekanandan, J., D. S. Zrnica, S. M. Ellis, R. Oye, A. V. Ryzhkov, et J. Straka, 1999. Cloud Microphysics Retrieval Using S-Band Dual-Polarisation Radar Measurements. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **80**, 381-388.
- Zrnica, 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.
- Zrnica, D. S., et R. J. Doviak, 1976. Effective Antenna Pattern of Scanning Radar. *IEEE Trans. Aerosp. Electron. Syst.* **AES-12**, 551-555.
- Zrnica, D. S., et A. V. Ryzhkov, 1996. Advantages of Rain Measurements using specific differential phase. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **13**, 454-464.
- Zrnica, D. S., et A. V. Ryzhkov, 1999. Polarimetry for Weather Surveillance Radars. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **80**, 389-406.

Zrnica, D. S., A. V. Ryzhkov, J. Starka, Y. Liu et J. Vivekanandan, 2001. Testing a Procedure for Automatic Classification of Hydrometeor Types. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **18**, 892-913.