



HAL
open science

Utilisation des données radar volumiques et d'un modèle de PNT à haute résolution pour une meilleure estimation quantitative des précipitations en plaine et sur les massifs montagneux

Tony Le Bastard

► To cite this version:

Tony Le Bastard. Utilisation des données radar volumiques et d'un modèle de PNT à haute résolution pour une meilleure estimation quantitative des précipitations en plaine et sur les massifs montagneux. Sciences de la Terre. Institut National Polytechnique de Toulouse - INPT, 2019. Français. NNT : 2019INPT0140 . tel-04169882

HAL Id: tel-04169882

<https://theses.hal.science/tel-04169882>

Submitted on 24 Jul 2023

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



Université
de Toulouse

THÈSE

En vue de l'obtention du

DOCTORAT DE L'UNIVERSITÉ DE TOULOUSE

Délivré par :

Institut National Polytechnique de Toulouse (Toulouse INP)

Discipline ou spécialité :

Océan, atmosphère, climat

Présentée et soutenue par :

M. TONY LE BASTARD

le jeudi 19 décembre 2019

Titre :

Utilisation des données radar volumiques et d'un modèle de PNT à haute résolution pour une meilleure estimation quantitative des précipitations en plaine et sur les massifs montagneux

Ecole doctorale :

Sciences de l'Univers de l'Environnement et de l'Espace (SDU2E)

Unité de recherche :

Groupe d'étude de l'Atmosphère Météorologique (CNRM-GAME)

Directeur(s) de Thèse :

MME FATIMA KARBOU

M. NICOLAS GAUSSIAT

Rapporteurs :

M. ANTHONY ILLINGWORTH, UNIVERSITY OF READING

Mme CECILE MALLET, UNIVERSITE DE VERSAILLES

Membre(s) du jury :

M. YVON LEMAITRE, CNRS PARIS, Président

M. BRICE BOUDEVILLAIN, UNIVERSITE GRENOBLE ALPES, Membre

Mme FATIMA KARBOU, CNRS TOULOUSE, Membre

Mme MARIELLE GOSSET, CENTRE REGIONAL IRD, Membre

M. NICOLAS GAUSSIAT, METEO FRANCE TOULOUSE, Membre

M. OLIVIER CAUMONT, METEO FRANCE TOULOUSE, Membre

M. PIERRE-EMMANUEL KIRSTETTER, UNIVERSITY OF OKLAHOMA, Invité

Remerciements

Déjà en 2007, alors que je m'apprêtais à quitter pour la première fois l'École Nationale de la Météorologie au terme d'un stage de fin d'étude au CNRM, mon attirance pour le monde la recherche était certaine. C'est en 2011, après quelques années passées à me confronter aux difficultés de l'observation et surtout de la prévision météorologique en Corse, que j'ai fait le choix d'en prendre la voie en me relançant dans les études.

Il y a un sentiment de fierté mais aussi, il faut le reconnaître, de soulagement lorsque je me retourne et que je regarde le chemin parcouru. Les trois années qui viennent de s'écouler ont été d'un enrichissement inestimable. Derrière la réussite de cette thèse se cachent de nombreuses personnes. Ce sont certaines de ces personnes que j'aimerais mettre en avant au travers de ces remerciements.

Le caractère passionnant de cette thèse doit beaucoup au côté novateur du sujet proposé conjointement par ma directrice Fatima Karbou (CEN) et mes co-directeurs de thèse Nicolas Gaussiat (CMR) et Olivier Caumont (CNRM/GMME). Cet encadrement, constitué de profils hétéroclites mais complémentaires, a été source d'échanges forts intéressants au cours de ces trois années. Aussi, je remercie sincèrement chacun d'entre eux pour m'avoir accordé leur confiance et apporté le soutien nécessaire au bon déroulement de ce projet. J'aimerais attribuer une mention particulière à Olivier, injustement écarté de l'encadrement par les incohérences et rigidités administratives, mais qui a jusqu'au bout pleinement pris part aux travaux et fait preuve d'une grande disponibilité et réactivité.

Par ailleurs, mes remerciements vont à Brice Boudevillain et Marielle Gosset pour leur participation aux comités de suivi de la thèse qui ont apporté de précieux conseils et encouragements. Je tiens également à les remercier pour leur participation au jury de thèse, ainsi que l'ensemble des autres membres, et plus particulièrement Cécile Mallet et Anthony Illingworth qui ont accepté de jouer le rôle de rapporteurs. Merci également à Alexis Berne pour avoir été le parrain de cette thèse.

Je tiens également à apporter mes remerciements à l'ensemble des collègues du CMR, sans oublier ceux qui entre-temps ont rejoint d'autres horizons. Je pense en premier lieu à Clotilde Augros avec qui j'ai partagé le bureau durant les deux premières années et qui m'a été d'un soutien essentiel, tant sur le plan humain que sur le plan scientifique et technique, notamment pour la prise en main des données radar et de l'opérateur d'observation radar. Je pense également à Maud Martet et Jean Millet qui m'ont permis de me dépatouiller avec la mécanique SERVVAL, ou encore à Nan Yu qui m'a aidé au travers de longues et intéressantes discussions à en percer les subtilités. Plus généralement, c'est à l'ensemble de l'équipe que je tiens à apporter ma gratitude, chacun ayant tour à tour apporté, à sa manière, une petite pierre à l'édifice. Dominique F., Nikola, Valérie, Béatrice, Élodie, Sylvain, Daniel, Isabelle V., Isabelle S., Alexane, Dominique R., Isabelle

P., Ruben, Milka et Iseline, soyez-en remerciés du fond du cœur. Je n'oublierai pas les autres membres actifs de la pause café (ERF et GCP) qui ont apporté une dose de légèreté supplémentaire à ces moments de détente salvateurs.

J'aimerais aussi apporter mes remerciements à l'ensemble des personnes du CNRM ou plus spécifiquement du CEN qui m'ont apporté de précieux conseils au fil des rencontres et présentations.

Je remercie par ailleurs Guy Delrieu (IGE) pour le partage des données du radar Xport ainsi que Marc (CNRM) pour les données issues des stations Netatmo.

Sur un plan plus personnel, je souhaite remercier les membres de ma famille qui ont fait le déplacement pour assister à ma soutenance, et en particulier mes parents et mon frère qui sont venus spécialement de très loin. Merci aussi à mon ami Vincent d'avoir été présent.

Enfin, mes derniers remerciements, et non des moindres, vont à Marie, ma compagne, qui a su m'apporter un soutien indispensable et une motivation précieuse tout au long de ces trois années.

Résumé

L'exploitation des données radar météorologiques utilisées pour estimer la lame d'eau est souvent compliquée par la hauteur de la mesure. C'est tout particulièrement le cas en zone montagneuse où le faisceau est très éloigné du sol du fait que les radars sont installés en haute altitude et que les élévations les plus basses sont partiellement ou totalement masquées. La méthode classiquement utilisée en opérationnel (et notamment à Météo-France) pour extrapoler les réflectivités à hauteur du sol, ne permet pas de considérer certains processus trop complexes pour être modélisés simplement, comme l'évaporation ou le renforcement des précipitations sous le faisceau. De plus, la variabilité spatiale des profils de précipitations n'est pas prise en compte, limitant considérablement les performances de l'algorithme d'estimation de la lame d'eau en plaine comme en régions montagneuses. C'est en identifiant ces lacunes et limitations que s'est inscrite cette thèse, avec pour but le développement d'une méthode novatrice d'estimation de la lame d'eau. L'idée est de tirer partie de la capacité du modèle numérique de prévision immédiate à haute résolution de Météo-France (AROME-PI) à produire des profils de précipitations réalistes, pour établir les profils les plus probables compte tenu des observations volumiques disponibles et les utiliser pour estimer la précipitation au sol. On s'appuie sur un simulateur radar qui, à partir des variables pronostiquées le modèle (contenus en hydrométéores, température...), simule la réflectivité, tout en respectant la géométrie du faisceau du radar.

La première partie de la thèse se concentre sur la mise en place d'une méthode bayésienne de recherche des profils de réflectivités simulés les plus pertinents par rapport à l'observation et ensuite utilisés pour la restitution des taux de précipitations et de la lame d'eau. Deux cas d'études stratiformes complexes ont été étudiés pour tester les performances du nouveau schéma et souligner les limitations de la correction des réflectivités actuellement utilisée à Météo-France. Une étude de sensibilité sur le poids donné aux élévations les plus basses dans la méthode ainsi que sur le nombre de profils simulés utilisés a été menée.

La deuxième partie de cette thèse présente des améliorations apportées à la paramétrisation de la bande brillante de ce simulateur en cohérence avec le schéma microphysique ICE3 utilisé dans AROME. Les réflectivités ainsi simulées ont été évaluées sur différents cas d'études. Les biais identifiés ont été en partie corrigés grâce au développement d'une méthode statistique adaptée, permettant l'élaboration d'un jeu de données simulées plus robuste.

Enfin, le dernier volet du travail se focalise sur l'évaluation du potentiel de la méthode à mieux estimer les précipitations en zone montagneuse. Des premiers tests ont été effectués sur un cas idéalisé de plaine pour lequel on a volontairement masqué l'élévation la plus basse. On a ensuite reconstitué les réflectivités masquées pour les comparer avec les

réflectivités réellement observées. La nouvelle méthode a ensuite été appliquée sur un cas convectif et un cas stratiforme en zone montagneuse. Une évaluation tri-dimensionnelle des résultats a été faite à partir des profils quasi-verticaux du radar Xport de l'IGE, des pluviomètres ainsi que des profils de référence issus des réanalyses SAFRAN, un modèle d'analyse et de prévision de grandeurs météorologiques adapté pour la montagne. Elle a permis de montrer tout le potentiel que représente cette nouvelle approche pour l'estimation de la lame d'eau en montagne.

Abstract

The use of weather radar data to estimate rainfall accumulations is often complicated by the height of the measurement. This is particularly true in mountainous areas where the beam is very far from the ground either because the radar are installed at high altitude or because the lowest elevations are partially or totally hidden or both. The method conventionally used in operational systems (and in particular at Météo-France) to extrapolate reflectivities to ground level, does not allow to consider some processes too complex to be modeled easily, such as evaporation or strengthening of precipitation under the radar beam. In addition, the spatial variability of the precipitation profiles is not taken into account, limiting considerably the performance of the rainfall estimation by the algorithm in both plains and mountainous regions. It is by identifying these gaps and limitations that this thesis was written, with the aim of developing an innovative method for estimating the rainfall accumulations. The idea is to take advantage of the ability of Météo-France's high-resolution nowcasting model (AROME-PI) to produce realistic precipitation profiles. These profiles are used to estimate the most probable one according to the available volume observations, and to use it to estimate the precipitation at the ground. In order to do so, we rely on a radar simulator that simulates the reflectivity from the model prognostic variables (hydrometeor contents, temperature ...), and that takes into account the radar beam geometry.

The first part of the thesis focused on the implementation of a Bayesian method to retrieve the most relevant simulated profiles of reflectivity which are then used to estimate the rainfall rates and accumulations. Two complex stratiform situations were studied to test the performance of the new scheme and to highlight the limitations of the correction currently used at Météo-France. The sensitivity of the results to the weight given to the lowest elevations in the method as well as to the number of simulated profiles used was conducted.

The second part of this thesis presents improvements brought to the parametrization of the bright band in the radar simulator while keeping the coherence with the microphysics scheme ICE3 implemented in AROME model. The simulated reflectivities were evaluated on different case studies. The biases identified have been partially corrected through the development of a suitable statistical method, allowing the development of a more robust simulated dataset.

Finally, the last part of the work focused on evaluating the potential of the method in mountainous areas. First tests were carried out on an idealized case over flat areas for which the lowest elevation was deliberately hidden. The reflectivity behind this fictive mask was then reconstructed and compared with the reflectivities actually observed. Next, the new method was applied to a convective case and a stratiform case over mountainous

areas. A three-dimensional evaluation of the performances from the quasi-vertical profiles of the Xport radar from IGE, the rain gauges as well as the SAFRAN reanalysis (a model producing analysis and forecast of meteorological quantities adapted for the mountain), helped to evaluate the full potential of this new approach for estimating the rainfall accumulations in complex terrain.

Table des matières

Introduction	1
1 État de l'art	5
1.1 La mesure radar	6
1.1.1 Un peu d'histoire	6
1.1.2 Principe de fonctionnement	7
1.1.3 De la réflectivité au taux de précipitations	8
1.1.4 Effets induits par la géométrie du faisceau radar	11
1.1.5 Erreurs et incertitudes	12
1.1.6 Le Profil Vertical de Réflectivité	14
1.1.7 Les variables polarimétriques	16
1.1.7.1 La réflectivité différentielle Z_{dr}	16
1.1.7.2 Le déphasage différentiel ϕ_{dp}	17
1.1.7.3 Le déphasage différentiel spécifique K_{dp}	18
1.1.7.4 Le coefficient de corrélation copolaire ρ_{hv}	18
1.1.7.5 Illustration sur un cas de précipitations stratiformes	18
1.2 Simulation des données radar	20
1.2.1 Calcul de la diffusion	20
1.2.2 Calcul des propriétés diélectriques	21
1.2.2.1 Permittivité de l'eau liquide	22
1.2.2.2 Permittivité de la glace pure	22
1.2.2.3 Permittivité des hydrométéores non homogènes	23
1.2.2.4 Cas particulier des hydrométéores fondants	24
1.3 Conclusion	25
2 Cadre d'étude et données	27
2.1 Pluviomètres	28
2.2 Données radar	30
2.2.1 Le réseau radar Aramis	30
2.2.2 Chaîne de traitement pour la production de la lame d'eau	31
2.2.2.1 Élimination des échos fixes	31
2.2.2.2 Correction d'atténuation par les hydrométéores	31
2.2.2.3 Correction d'atténuation due au radôme mouillé	32
2.2.2.4 Correction des masques	32
2.2.2.5 Correction du PVR	32
2.2.2.6 Correction de l'atténuation par les gaz	33

2.2.2.7	Calcul du taux de précipitations	33
2.2.2.8	Synchronisation des tours d'antenne et lissage	34
2.2.2.9	Combinaison multi-site	34
2.2.2.10	Ajustement par les pluviomètres	35
2.3	Simulations	35
2.3.1	AROME	35
2.3.2	Le schéma microphysique ICE3	38
2.4	Conclusion	41
3	Nouvelle méthodologie de calcul de la lame d'eau	42
3.1	Preuve du concept et application à des cas stratiformes en plaine	43
3.2	Article	44
3.3	Discussion	61
3.3.1	Calcul de la réflectivité minimum détectable	61
3.3.2	Limitations de la méthode de correction de PVR opérationnelle	63
3.3.2.1	Impact de l'utilisation d'une unique valeur d'altitude d'isotherme 0 °C	63
3.3.2.2	Validité de la correction de PVR opérationnelle dans la phase glacée	68
3.3.3	Sensibilité de la méthode POVPR au nombre de profils sélection- nés et au poids accordé à chaque élévation	72
3.4	Conclusion	75
4	Développement de nouvelles paramétrisations et impacts sur l'opérateur d'observation	77
4.1	Représentation de la bande brillante	78
4.1.1	Description du processus de fonte	79
4.1.2	Rapports d'axe	80
4.1.3	Constantes diélectriques	80
4.1.4	Vitesses de chute	81
4.1.5	Contenus	82
4.1.6	Distributions	83
4.1.7	Intégration	83
4.2	Évaluation de l'opérateur d'observation	85
4.2.1	Statistiques globales	85
4.2.2	Évaluation de la nouvelle paramétrisation de la bande brillante	87
4.3	Impact des fractions en neige et grésil sur la réflectivité simulée dans la phase solide	88
4.4	Conclusion	91
5	Application de la méthode POVPR aux zones de montagne	93
5.1	Introduction	93
5.2	Étude de faisabilité par simulation de masque	95
5.3	Études de cas en zone montagneuse	99
5.3.1	Domaine d'étude et données	99
5.3.2	Le système d'analyse SAFRAN	101

5.3.3	Application au cas stratiforme du 03/01/2018	102
5.3.3.1	Aperçu de la situation météorologique	102
5.3.3.2	Résultats	104
5.3.4	Application au cas convectif du 21/07/2017	116
5.3.4.1	Aperçu de la situation météorologique	116
5.3.4.2	Résultats	116
5.4	Conclusion	123
	Conclusion	125
	Références	133

Introduction

Pour prévoir le temps de demain, il faut avant tout connaître le temps qu'il fait aujourd'hui. Derrière ce précepte se cache tout l'enjeu que représente l'observation météorologique. Cela fait près de 2500 ans que les hommes s'affairent à mesurer les précipitations, comprenant bien tout l'enjeu qu'elles représentent. Si les besoins se cantonnaient principalement à l'agriculture il y a plusieurs siècles, aujourd'hui c'est une mesure qui revêt une importance toute particulière pour de nombreux secteurs. Que ce soit pour se prémunir des catastrophes naturelles (inondations, sécheresses, avalanches, glissements de terrain...), la gestion des ressources (eau potable, irrigation, assainissement, énergie...) ou plus simplement à des fins de planification des loisirs, savoir où, quand et combien il pleut ou il neige est une question devenue essentielle.

L'estimation des quantités de précipitations s'est longtemps faite uniquement à l'aide de pluviomètres. Cet appareil, aussi rudimentaire soit-il, fait toujours référence, mais les techniques de télédétection apparues au cours de l'ère moderne ont révolutionné la manière de mesurer les précipitations. Tout a commencé avec les premiers radars météorologiques apparus dans les années 1940 (Marshall *et al.*, 1947) qui se sont ensuite répandus petit à petit dans les services météorologiques des pays les plus riches. A la fin des années 1990, la première mission spatiale visant spécifiquement à mesurer les précipitations par satellite au-dessus des régions tropicales était lancée (Kummerow *et al.*, 1998). En 2014, la mission GPM (Global Precipitation Measurement; Hou *et al.*, 2014) permettait pour la première fois d'obtenir une estimation des précipitations sur l'ensemble du globe. Elle s'appuie sur un satellite central (GPM Core Observatory) équipé d'un radiomètre micro-ondes et d'un radar fonctionnant dans les bandes Ka (35 GHz) et Ku (14 GHz), et d'une constellation de satellites rattachés au programme (tel que les satellites européens METOP A et B) et équipés également de radiomètres micro-ondes entre 6 et 183 GHz de fréquence. Aujourd'hui l'exploitation opportune des faisceaux hertziens en provenance de divers satellites (de télévision par exemple) ou transmis entre les antennes-relais des réseaux de téléphonie mobile offrent la perspective d'une mesure à fine échelle dans des zones peu équipées en instruments météorologiques (Uijlenhoet *et al.*, 2018).

Mais ces techniques en devenir ne semblent pas encore en mesure de remplacer la télédétection par les radars météorologiques au sol. Ces derniers offrent l'avantage d'une couverture spatio-temporelle inégalées, permettant de saisir la variabilité des précipitations qui échappe très souvent aux réseaux de pluviomètres trop peu denses. Pourtant, le chemin entre le signal mesuré par ces mêmes radars (la réflectivité) et l'estimation des précipitations au sol est très long et semé de multiples embûches. Étalonnage instrumentale, propagation anormale du faisceau, échos parasites, masques, atténuation du signal

par les précipitations, phénomène de bande brillante ou encore conversion de la réflectivité en taux de précipitations sont autant de points qui peuvent mener à des erreurs parfois importantes sur l'estimation finale de la lame d'eau (Berne et Krajewski, 2013).

A toutes ces difficultés s'en ajoute une qui occupe une place toute particulière : la hauteur du faisceau. Certes on s'arrange pour utiliser des angles de tir aussi bas que possibles, mais la présence éventuelle de masques, la réfraction et la courbure de la Terre font que le faisceau s'élève rapidement à des altitudes importantes. Or, quid de l'évolution de la précipitation entre l'altitude de mesure et le sol ? Il peut se passer plusieurs minutes ou même dizaines de minutes entre le moment où la précipitation se forme dans le nuage et celui où elle atteint la surface. Sur son chemin, divers processus microphysiques peuvent contribuer à son renforcement ou son atténuation, voire sa disparition. La hauteur du faisceau est d'autant plus critique en zone montagneuse que les radars sont installés à haute altitude et que les masques sont importants.



FIGURE 1 – Le radar bande X du Moucherotte (1913 m d'altitude) en janvier 2015.
©Nicolas Bohere - Depuis-le-sommet.fr

Les radaristes ont rapidement saisi la nécessité d'une bonne description du profil vertical de réflectivité (PVR). Elle a pour but de corriger les effets indésirables de la bande brillante et extrapoler les mesures jusqu'à la surface, avec pour objectif final la réduction des erreurs d'estimation des précipitations (Zawadzki, 1984). Diverses approches ont été considérées pour déterminer le PVR et corriger les réflectivités, avec plus ou moins de succès (Villarini et Krajewski, 2010). La principale faiblesse réside souvent dans la difficulté à représenter la variabilité spatiale du PVR sur le domaine radar, ainsi que son allure dans les basses couches de l'atmosphère qui peuvent être plus ou moins bien échantillonnées selon l'éloignement de la zone de précipitations. A titre d'exemple, la correction de PVR qui a cours actuellement à Météo-France s'appuie sur un unique PVR idéalisé par radar, choisi à partir de la synthèse des données volumiques de réflectivités. L'évalua-

tion du PVR reste un des talons d'Achille de la quantification des précipitations que la modélisation numérique pourrait peut-être aider à s'affranchir.

En effet, les modèles de Prévision Numérique du Temps (PNT) ont fait d'incroyables progrès depuis leur apparition en 1950 (Bauer *et al.*, 2015). La compréhension grandissante des processus régissant l'atmosphère à toutes les échelles, combinée à une augmentation exponentielle des moyens de calcul permettent aujourd'hui de produire des simulations en opérationnel de plus en plus réalistes. On estime que sur les 40 dernières années, la fiabilité des prévisions a gagné un jour chaque décennie. Ces modèles à très haute résolution sont particulièrement gourmands en observations. L'arrivée des données satellites dans les systèmes d'assimilation a assuré un apport d'informations conséquent sur des zones jusque-là mal couverte (les océans par exemple) et permis d'importants progrès. Plus récemment, l'intégration des données observées par les radars a conduit à une amélioration des prévisions à très courte échéance (Sun *et al.*, 2014), ce qui peut s'avérer crucial pour l'anticipation des phénomènes extrêmes. Malgré tout, les systèmes de PNT ne sont malheureusement pas encore capables de prévoir ou même analyser les précipitations avec autant de précision que les observations.

De ces différents constats sur les limitations de la donnée radar et les progrès de la modélisation numérique est née la question suivante qui a guidé cette thèse :

Peut-on tirer avantage des profils de précipitations prévus par un modèle numérique de PNT à haute résolution pour améliorer l'estimation des précipitations par radar ?

Cette question générale débouche sur d'autres interrogations que cette thèse a pour objectif de répondre :

1. Quelles sont les principales limites de la correction de PVR utilisée actuellement à Météo-France et comment les contrer ?
2. Dans quelle mesure les données de réflectivités en sortie d'un modèle de PNT à résolution kilométrique sont-elles comparables aux observations fournies par les radars ? La structure des profils verticaux de réflectivité, et notamment le phénomène de bande brillante, sont-ils bien reproduits dans les simulations ?
3. Comment combiner les profils de réflectivités et de précipitations simulés avec les données de réflectivité observées pour restituer une lame d'eau en surface ? L'utilisation de ces profils issus du modèle conduit-elle à une amélioration de la lame d'eau estimée ?
4. L'exploitation des profils simulés dans le calcul de la lame d'eau est-elle pertinente en zone de montagne ? Quels bénéfices apporte-t-elle sur la quantification des précipitations en fonction de l'altitude ?

Le présent manuscrit s'organise de la manière suivante :
Le [chapitre 1](#) dresse un état de l'art sur les mesures effectuées par les radars et leur simulation. Dans le [chapitre 2](#) on s'attache à faire une présentation des données d'observation exploitées (radar et pluviomètres) et du modèle de PNT AROME qui a servi à fournir les

paramètres météorologiques utilisées en entrée de l'opérateur d'observation produisant les données radar simulées. Le [chapitre 3](#) se concentre sur la nouvelle méthodologie de calcul de la lame d'eau combinant les données observées par le radar et celles produites par le simulateur radar associé à AROME-PI. Une nouvelle paramétrisation de la bande brillante dans l'opérateur d'observation est décrite au [chapitre 4](#), suivie d'une évaluation des données produites par les simulations sur différents cas d'étude. L'application de la nouvelle méthode aux zones montagneuses et son évaluation tri-dimensionnelle à l'aide des analyses SAFRAN sur deux cas d'études sont exposées au sein du [chapitre 5](#).

Enfin, dans un dernier temps, les conclusions et des perspectives à ces travaux de thèse sont exposées.

Chapitre 1

État de l'art

Sommaire

1.1	La mesure radar	6
1.1.1	Un peu d'histoire	6
1.1.2	Principe de fonctionnement	7
1.1.3	De la réflectivité au taux de précipitations	8
1.1.4	Effets induits par la géométrie du faisceau radar	11
1.1.5	Erreurs et incertitudes	12
1.1.6	Le Profil Vertical de Réflectivité	14
1.1.7	Les variables polarimétriques	16
1.1.7.1	La réflectivité différentielle Z_{dr}	16
1.1.7.2	Le déphasage différentiel ϕ_{dp}	17
1.1.7.3	Le déphasage différentiel spécifique K_{dp}	18
1.1.7.4	Le coefficient de corrélation copolaire ρ_{hv}	18
1.1.7.5	Illustration sur un cas de précipitations stratiformes	18
1.2	Simulation des données radar	20
1.2.1	Calcul de la diffusion	20
1.2.2	Calcul des propriétés diélectriques	21
1.2.2.1	Permittivité de l'eau liquide	22
1.2.2.2	Permittivité de la glace pure	22
1.2.2.3	Permittivité des hydrométéores non homogènes	23
1.2.2.4	Cas particulier des hydrométéores fondants	24
1.3	Conclusion	25

1.1 La mesure radar

Ce chapitre initial s'attache dans un premier temps à présenter la technologie radar, de son principe de fonctionnement à l'estimation des précipitations, en passant par les différentes sources d'erreurs et d'incertitudes. L'ensemble des données polarimétriques sont évoquées, une attention particulière étant portée à la mesure de la réflectivité. Outre l'observation, la nouvelle méthode d'estimation de la lame d'eau explorée durant cette thèse repose sur l'utilisation de simulations de la réflectivité. Cet aspect est présenté au cours du second volet de ce chapitre.

1.1.1 Un peu d'histoire

Les années 1930 marquent le début de l'utilisation de la technologie radar à des fins militaires pour la détection des avions. Mais ce ne serait qu'à la fin de l'année 1940 ou au début de 1941 que le premier écho météorologique, alors considéré comme interférence, aurait été observé par un radar anglais (Whiton *et al.*, 1998). L'intérêt pour l'exploitation des échos météorologiques va grandissant au cours des années 1940 et c'est en 1947 notamment que J.S. Marshall et W. Palmer établissent un lien mathématique entre la proportion d'énergie électromagnétique réfléchiée par les hydrométéores (la réflectivité) et l'intensité des précipitations (lien connu aujourd'hui sous le nom de loi Z-R) à partir des données d'un radar militaire canadien (Marshall *et al.*, 1947). Au début des années 1950, les premiers radars spécifiquement dédiés à la météorologie sont déployés. Depuis, le nombre de radars à travers le monde n'a de cesse de se multiplier, formant d'importants réseaux (Figure 1.1) comme en Europe avec le réseau OPERA (Huuskonen *et al.*, 2014) ou aux États-Unis avec le réseau NEXRAD (Crum *et al.*, 1998). Ces outils, utilisés dans le domaine des micro-ondes, sont devenus aujourd'hui incontournables pour le suivi des systèmes précipitants et la Prévision Numérique du Temps (PNT).

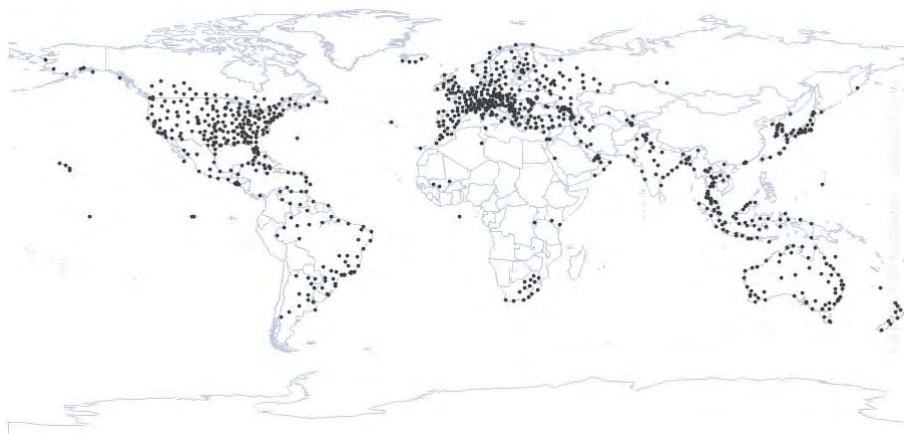


FIGURE 1.1 – Radars recensés dans la base de données de l'OMM (©2019 WMO - <http://wrd.mgm.gov.tr>).

1.1.2 Principe de fonctionnement

Le radar (Radio Detection And Ranging) s'appuie sur un principe assez simple qui peut s'apparenter à celui de la propagation des ondes sonores dans l'atmosphère. Ainsi, si une personne pousse un cri (l'onde) à l'aide de sa voix (l'émetteur) face à un obstacle (la cible), celui-ci va renvoyer une partie du son (l'écho) jusqu'à ses oreilles (le récepteur). De la même manière, le radar est un duo émetteur/récepteur d'ondes électromagnétiques. On parle de radar monostatique lorsque émetteur et récepteur sont colocalisés, ou de radar bistatique lorsque ces deux éléments sont distants. L'émetteur est constitué d'un oscillateur radio qui produit des ondes de forte puissance qui sont ensuite concentrées et transmises par une antenne parabolique en un faisceau de forme conique. Lors de leur propagation dans l'atmosphère à une vitesse légèrement inférieure à celle de la lumière dans le vide c , ces ondes peuvent rencontrer des cibles (avions, oiseaux, hydrométéores...) qui vont perturber leur parcours en les absorbant, les diffusant et/ou les réfléchissant. La petite partie du signal qui est rétrodiffusée en direction du récepteur, l'écho, est captée puis analysée. Son intensité informe sur le pouvoir de rétrodiffusion de la cible, le temps mis par l'onde pour revenir au récepteur permet de déterminer la distance de la cible. Pour les radars à impulsions qui forment une large partie des réseaux opérationnels de détection des précipitations, l'onde radar elle-même est un signal à haute fréquence de période T_{RF} émis pendant une durée τ et répétée à intervalle régulier T (cf. Figure 1.2). On parle de modulation par impulsion et T est communément appelée période de répétition des impulsions (Pulse Repetition Time ou PRT). Son inverse définit la fréquence de répétition des impulsions (Pulse Repetition Frequency ou PRF). La largeur d'impulsion τ conditionne d'une part la résolution horizontale maximale théorique du radar (égale à la distance parcourue par l'onde pendant une demie-période τ , i.e. $c\tau/2$) et d'autre part l'extension de la zone aveugle à proximité immédiate du radar (également $c\tau/2$). Le temps de bascule entre émission et réception contribue aussi à l'élargissement de cette zone aveugle. La PRT va quant à elle déterminer la portée maximale théorique du radar ($cT/2$). La résolution angulaire dépend directement des caractéristiques de l'antenne. Le maximum de puissance émise P_{max} se fait dans la direction pointée par l'antenne. L'ouverture du faisceau θ est généralement définie comme l'angle autour de cette direction dans lequel l'énergie radiée est supérieure à $P_{max}/2$, soit approximativement $P_{max} - 3$ dB. C'est ainsi que l'on parle d'ouverture de faisceau à -3 dB. Cet angle détermine la résolution angulaire théorique du radar, à savoir la distance angulaire minimum nécessaire pour distinguer deux cibles.

L'utilisation d'un schéma d'émission en « multi-PRT » (2 ou 3 généralement) permet de réduire les ambiguïtés sur le calcul de la vitesse Doppler en étendant la vitesse de Nyquist (Tabary *et al.*, 2006).

Le choix de la fréquence d'émission de l'onde électromagnétique répond à différentes contraintes :

- La nature, et en particulier la taille, des cibles que l'on souhaite échantillonner. Ainsi, la longueur d'onde ne doit pas être plus petite que ces mêmes cibles.
- La tolérance aux échos fixes que l'on s'accorde sachant que leur intensité augmente de façon inverse par rapport à la longueur d'onde.
- La distance jusqu'à laquelle on souhaite obtenir de l'information. En effet, les ondes

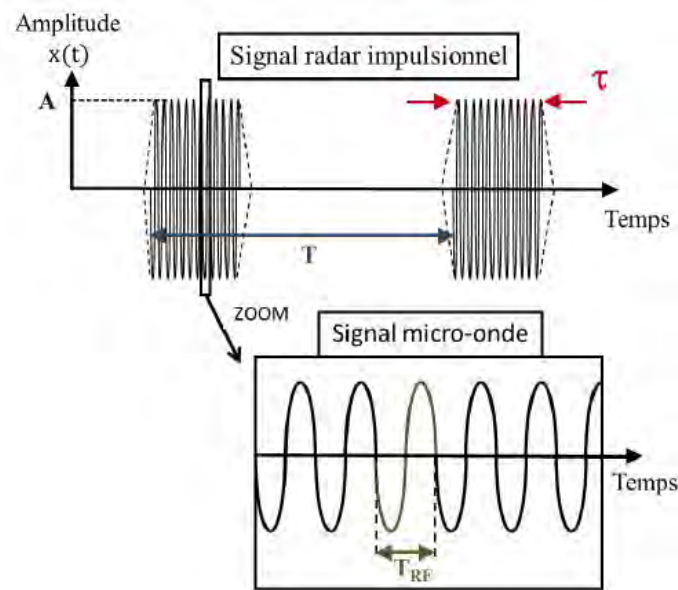


FIGURE 1.2 – Représentation dans le domaine temporel du motif de base du signal radar impulsif. Source : [Delprato \(2016\)](#)

à fréquence élevée (faible longueur d'onde) peuvent être fortement atténuées par les cibles, réduisant d'autant plus la portée du radar.

- La taille de l'antenne et le coût du radar. Les radars émettant à de faibles fréquences nécessitent une antenne plus imposante et sont bien plus coûteux à l'installation.

Parmi les cibles qui intéressent particulièrement les météorologues figurent les hydrométéores atmosphériques, à savoir l'ensemble des particules aqueuses en suspension (eau ou glace nuageuse) ou en chute (neige, pluie, grêle) dans l'atmosphère. Les radars à nuages sont également appelés radars millimétriques du fait de la gamme de longueur d'onde qu'ils exploitent (bandes W et Ka). Les radars centimétriques eux sont plutôt réservés à la mesure des précipitations. C'est le cas des radars météorologiques opérationnels qui exploitent soit la bande S (longueurs d'ondes entre 7,5 et 15 cm), soit la bande C (3,75 à 7,5 cm), soit la bande X (2,4 à 3,75 cm).

1.1.3 De la réflectivité au taux de précipitations

Pour que la mesure radar soit exploitable à des fins météorologiques, il convient de la relier à une quantité telle que le taux de précipitations R . Pour une précipitation liquide, ce dernier est relié à la distribution des gouttes $N(D)$ de volume $\frac{\pi}{6}D^3$ (les gouttes sont considérées sphériques) et de vitesse de chute $v_T(D)$:

$$R = \frac{\pi}{6} \int_0^{\infty} D^3 N(D) v_T(D) dD. \quad (1.1)$$

D'autre part, pour un radar monostatique avec un gain d'antenne G émettant une onde de puissance P_t , la puissance P_r reçue par une cible ponctuelle à une distance r peut s'exprimer de la façon suivante :

$$P(r) = \frac{P_t G}{4\pi r^2}. \quad (1.2)$$

La puissance rétrodiffusée par cette cible est fonction de sa surface efficace $\sigma(r)$:

$$P_\sigma = P(r)\sigma(r). \quad (1.3)$$

On en déduit la puissance reçue par l'antenne de section efficace d'ouverture S :

$$P_r = \frac{P_\sigma}{4\pi r^2} S = \frac{P_t G}{(4\pi r^2)^2} \sigma(r) S, \quad (1.4)$$

avec

$$S = \frac{G\lambda^2}{4\pi}. \quad (1.5)$$

où λ est la longueur d'onde de l'onde émise. Lorsqu'un radar échantillonne un volume de précipitations V , la cible est en réalité constituée d'une multitude d'hydrométéores représentant autant de cibles ponctuelles. Sous l'hypothèse que ces hydrométéores sont distribués uniformément au sein de V , la section efficace de rétrodiffusion de la cible $\sigma(r)$ peut alors s'exprimer comme la somme des sections efficaces individuelles de chacun de ces hydrométéores :

$$\sigma(r) = \sum_V \sigma_i. \quad (1.6)$$

En supposant que l'ouverture du faisceau est constante autour de l'axe de visée, le volume $V(r)$ peut s'écrire :

$$V(r) = \left(c \frac{\tau}{2}\right) \left(\frac{\pi}{4} r^2 \theta^2\right), \quad (1.7)$$

où τ est la largeur d'impulsion et θ l'ouverture du faisceau à -3 dB. La réflectivité radar η (en m^{-1}) se définit quant à elle comme la section efficace de rétrodiffusion moyenne par unité de volume :

$$\eta(r) = \frac{\sigma(r)}{V(r)} = \sum_j \int_0^\infty \sigma_j(D) N_j(D, r) dD, \quad (1.8)$$

avec σ_j la section efficace de rétrodiffusion de l'hydrométéore de type j (pluie, neige, grésil, glace primaire...), N_j le nombre de particules de type j et D le diamètre de chacune des particules. Par ailleurs, la puissance reçue par chacun des éléments du volume V n'est pas uniforme et dépend de la fonction de directivité f de l'antenne qui décrit la répartition de la puissance autour de l'axe de visée. En négligeant les lobes secondaires, cette fonction peut être représentée par une gaussienne. Son intégration sur la surface Ω sur laquelle s'appuie le volume V s'exprime de la façon suivante ([Probert-Jones, 1962](#)) :

$$\int_\Omega f^2 d\Omega = \frac{\pi\theta^2}{8 \ln 2}. \quad (1.9)$$

Par ailleurs, le signal peut être atténué par l'ensemble des hydrométéores (notamment liquides) et l'air présents entre le radar et la cible. Cette atténuation s'exprime en fonction des coefficients d'extinction κ_j de chacune des particules de type j :

$$l(r) = \exp\left(-\int_0^r \sum_j \kappa_j(r) dr\right), \quad (1.10)$$

avec

$$\kappa_j(r) = \int_0^\infty C_{ej}(D)N_j(D, r)dD, \quad (1.11)$$

C_{ej} étant la section efficace d'extinction d'une particule de type j au sein du volume V .

En combinant les équations 1.4, 1.5, 1.7, 1.8 et 1.9, il vient ce que l'on appelle communément l'équation du radar :

$$P_r = \frac{P_t G^2 \lambda^2 \theta^2 \tau l^2(r) \eta(r)}{1024 \pi^2 \ln 2 r^2} = C \frac{l^2(r) \eta(r)}{r^2}, \quad (1.12)$$

où C est une constante qui ne dépend que des caractéristiques du radar. En supposant que l'on est dans les conditions de la théorie de Rayleigh, à savoir que la taille des particules est suffisamment petite devant la longueur d'onde, on montre que la section efficace de rétrodiffusion d'une particule de diamètre D peut s'écrire :

$$\sigma(D) = \frac{|K|^2 \pi^5}{\lambda^4} D^6, \quad (1.13)$$

$|K|^2$ étant le facteur diélectrique. On définit la réflectivité radar équivalente z_e :

$$z_e(r) \equiv \frac{\lambda^4}{|K_w|^2 \pi^5} = \frac{\lambda^4}{|K_w|^2 \pi^5} \sum_{j \in \text{type}} \int_0^\infty \sigma_j(D) N_j(D, r) dD, \quad (1.14)$$

avec $|K_w|^2$ le facteur diélectrique pour l'eau liquide. La réflectivité radar équivalente s'exprime en $\text{mm}^6 \text{m}^{-3}$. Elle prend des valeurs sur plusieurs ordres de grandeur et par commodité, on l'exprime généralement en dBZ :

$$Z(r) \equiv 10 \log_{10} \left(\frac{z_e(r) [\text{mm}^6 \text{m}^{-3}]}{1 \text{ mm}^6 \text{m}^{-3}} \right). \quad (1.15)$$

En faisant l'hypothèse que toutes les particules sont des gouttes d'eau, en introduisant l'expression définie à l'Équation 1.13 dans l'Équation 1.14 il vient :

$$\eta(r) = z_e(r) \equiv \sum_{j \in \text{type}} \int_0^\infty D^6 N_j(D, r) dD. \quad (1.16)$$

Dans le cadre de la diffusion de Rayleigh pour des particules sphériques, la réflectivité s'exprime donc comme le moment d'ordre 6 de la distribution en taille des hydrométéores. Il devient dès lors possible, à partir des équations 1.1 et 1.16 et des propriétés moyennes des distributions de gouttes pour chaque valeur de réflectivité, de relier directement la réflectivité mesurée par le radar au taux de précipitations. Différentes relations empiriques

Réflectivité (dBZ)	RR (mm h ⁻¹)	Nature de la cible
0	0,04	Bruine très faibles, insectes
10	0,15	Bruine modérée, quelques gouttes de pluie, neige faible ou oiseaux migrateurs
25	1,3	Pluie faible ou neige modérée
35	5,6	Pluie modérée
45	23,7	Pluie forte convective
55	100	Pluie très forte et/ou grêle
>60	>205	Pluie extrême et/ou grêle modérée à sévère

TABLEAU 1.1 – Valeurs typiques de réflectivité (en dBZ) observées pour différentes cibles. Les taux de précipitations correspondants sont estimés à partir de la loi de Marshall-Palmer ($Z = 200R^{1,6}$).

connues sous le nom de lois z-R ont été établies. La plus couramment employée s'appuie sur deux paramètres a et b , dont les valeurs dépendent de la distribution des hydrométéores présents dans le volume observé :

$$z = aR^b. \quad (1.17)$$

Les valeurs a et b déterminées empiriquement par [Marshall *et al.* \(1955\)](#) sont les plus communément utilisées sous les latitudes tempérées (et notamment à Météo-France) : $z = 200 R^{1,6}$, où z est exprimé en linéaire (mm⁶ m⁻³) et R en mm h⁻¹. Le [Tableau 1.1](#) présente les valeurs de réflectivité Z classiquement observées pour différentes cibles, ainsi que le taux de précipitations correspondant déduit de la loi Z-R de [Marshall et Palmer \(1948\)](#). D'autres relations adaptées aux précipitations neigeuses ont également été proposées ([Marshall et Gunn, 1952](#); [Boucher et Wieler, 1985](#); [Fujiyoshi *et al.*, 1990](#); [Rasmussen *et al.*, 2003](#); [Wolfe et Snider, 2012](#)).

1.1.4 Effets induits par la géométrie du faisceau radar

Afin d'obtenir une représentation volumique des précipitations dans leur voisinage, les radars opérationnels échantillonnent l'atmosphère sur 360° autour de leur position à différents angles d'élévation, permettant ainsi de produire plusieurs vues panoramiques appelées également PPI (Plan Position Indicator). Les données sont donc récoltées dans une géométrie polaire. Pour éviter les obstacles présents dans le voisinage, les tirs sont effectués à des angles d'élévation positifs. Dès lors, le faisceau gagne inéluctablement en altitude à mesure que l'on s'éloigne du radar. La courbure de la Terre renforce cet accroissement d'altitude, faisant que même pour un site d'élévation nulle, le faisceau s'élève (cf. [Figure 1.3](#)). Par la loi des cosinus appliquée au triangle formé par le radar, la cible située à une distance r et le centre de la Terre de rayon R_T (≈ 6371 km), on peut exprimer la hauteur h du faisceau :

$$h(r) = [r^2 + R_T^2 + 2rR_T \sin(\alpha)]^{\frac{1}{2}} - R_T, \quad (1.18)$$

où α est l'angle d'élevation du faisceau radar. Toutefois, il convient d'introduire une correction afin de prendre en considération la réfraction causée par l'atmosphère. Si l'on se place dans les conditions de l'atmosphère standard, on peut remplacer R_T par $a = \frac{4}{3}R_T$ dans l'Équation 1.18 pour prendre en compte cet effet.

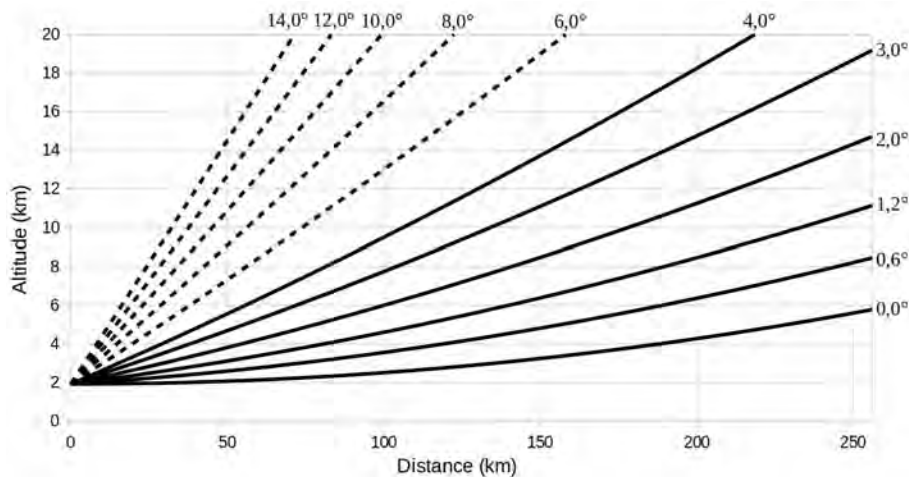


FIGURE 1.3 – Altitude du faisceau en fonction de la distance pour les différentes élévations parcourues par le radar de Moucherotte (altitude de l'antenne : 1913 m). Les élévations répétées toutes les 5 min (resp. 15 min) sont en trait plein (resp. pointillé).

La largeur du faisceau augmentant avec la distance, le volume de résolution croît également (cf. Équation 1.7). Par conséquent, l'élargissement du faisceau engendre une perte de résolution avec la distance. Par exemple, pour un radar bande C avec une largeur d'impulsion de $2 \mu\text{s}$ et une ouverture de faisceau de $1,1^\circ$, la largeur du faisceau et le volume de résolution sont respectivement de 960 m et $0,22 \text{ km}^3$ à une distance de 50 km, alors qu'ils grimpent à 3840 m et $3,47 \text{ km}^3$ à 200 km. Cette augmentation du volume de résolution avec la distance augmente le risque de remplissage non-uniforme du faisceau (« non-uniform beam filling »), c'est-à-dire un volume partiellement rempli par des hydrométéores ou la présence de précipitations aux caractéristiques très hétérogènes (neige, neige fondante et pluie par exemple). Lorsque l'on veut travailler sur des domaines plus étendus couverts par de multiples radars, la géométrie polaire n'est plus vraiment adaptée à la visualisation. Dès lors, les données sont projetées horizontalement dans la géométrie cartésienne puis combinées entre radars pour produire des mosaïques. Toutefois, cette étape de projection doit intervenir le plus tard possible dans la chaîne de traitement afin de limiter autant que possible les approximations qu'elle génère. Il convient de garder à l'esprit cette géométrie propre aux radars pour une interprétation correcte des données.

1.1.5 Erreurs et incertitudes

Les radars météorologiques sont conçus pour observer les précipitations et estimer leur intensité au niveau du sol. Toutefois, ces mêmes radars sont associés avec de nombreuses sources d'erreurs ou d'incertitudes :

- le matériel : le pointage de l'antenne doit être le plus précis possible, avec une erreur inférieure au dixième de degré. Aussi la stabilité électronique du radar doit-elle être

vérifiée continuellement. Un contrôle permanent du matériel doit être effectué pour assurer une mesure fiable. Pour ceci, différentes techniques de suivi telles que la stabilité des différentes variables, l'inter-comparaison radar ou encore la comparaison avec les cumuls des pluviomètres sur de longues périodes, sont utilisées.

- les cibles non-météorologiques : elles génèrent des échos qui doivent être filtrés. Les montagnes, les éoliennes ou encore les pylônes peuvent provoquer des échos fixes parfois marqués (> 40 dBZ). Ils s'observent préférentiellement dans les zones où le faisceau est peu élevé, à savoir près du radar ainsi qu'en montagne. On peut s'appuyer sur la vitesse doppler (nulle) ou sur la variabilité tir à tir de la réflectivité (variable σ_z) pour les identifier. D'autres cibles non-météorologiques telles que les avions, les oiseaux ou encore les insectes produisent également des échos dont l'intensité peut être comparable à celle des précipitations. Les variables polarimétriques sont généralement utilisées pour les repérer.
- les masques : les obstacles anthropiques (pylônes, immeubles...), biologiques (arbres...) ou topographiques (montagnes...) peuvent intercepter le faisceau et réduire sa puissance en aval. On parle de masque partiel voire total si tout le faisceau est bloqué. L'intensité des échos observés en aval peut être fortement diminuée. Différentes méthodes sont employées pour évaluer l'importance de ces masques et éventuellement appliquer une correction sur la réflectivité. On peut par exemple s'appuyer sur des cumuls radars sur de longues périodes ou encore sur des simulateurs de faisceau radar combinés à des modèles numériques de terrain à haute résolution.
- l'atténuation : l'interception du faisceau par les précipitations atténue son intensité. Dès lors, les précipitations situées plus en aval peuvent être sous-estimées. L'atténuation est inversement proportionnelle à la longueur d'onde. Elle est parfois très marquée en bande X, relativement faible en bande S. C'est d'ailleurs pour cette raison que les radars bande S sont préférables dans les régions où les précipitations intenses sont courantes. On peut évaluer cette atténuation grâce à d'autres variables issues du radar (voir [sous-section 1.1.7](#)). Le radôme protégeant l'antenne radar peut également atténuer le faisceau lorsqu'il est mouillé.
- la bande brillante : lorsque les hydrométéores glacés traversent l'isotherme $0\text{ }^\circ\text{C}$, ils entament leur fonte. Durant cette phase transitoire, où glace et eau liquide coexistent, la taille des particules est relativement importante (glace plus volumineuse et présence d'air) et leur pouvoir de rétrodiffusion augmente pour se rapprocher de celui de la pluie. Dans le même temps, leur vitesse de chute reste relativement faible, et donc leur concentration plutôt élevée. En définitive, le radar voit des hydrométéores assimilables à de grosses gouttes de pluie et en forte concentration. La réflectivité est sensiblement renforcée. A mesure que la fonte se poursuit, certes la quantité d'eau liquide contenue dans chaque flocon augmente (hausse de la constante diélectrique), mais dans le même temps leur taille diminue sensiblement (augmentation de la densité) et leur vitesse de chute augmente (diminution de la concentration), entraînant un abaissement de la réflectivité. Au final, la couche de fonte est caractérisée par un renforcement de la réflectivité dont le maximum est

atteint approximativement à mi-hauteur. Ce phénomène est défini sous le nom de bande brillante et doit être corrigé lorsque l'on veut estimer une lame d'eau. Ceci est fait au travers de la correction du Profil Vertical de Réflectivité (PVR) décrite plus loin.

Au-delà de ces erreurs et incertitudes fréquemment observées et dont l'impact peut être conséquent si elles ne sont pas corrigées, on peut également citer : la contribution des lobes secondaires, la propagation anormale du faisceau lors de la présence de forts gradients verticaux de température, la turbulence en air clair dans la couche limite, les interférences causées par les réseaux sans fil, les échos de seconde trace, les diffusions multiples... Tous les éléments évoqués ci-dessus et leur impact sur la réflectivité sont résumés dans la [Figure 1.4](#). Le passage d'une valeur de réflectivité à un taux de précipitations au niveau du sol implique également des incertitudes associées notamment à la non-uniformité de la précipitation dans le volume échantillonné, à la loi Z-R ou encore à l'évolution de la précipitation sous le faisceau radar ([Villarini et Krajewski, 2010](#)). Cette dernière incertitude est probablement la plus prépondérante dans le calcul de la lame d'eau radar à hauteur du sol et constitue le cœur de ce travail de thèse.

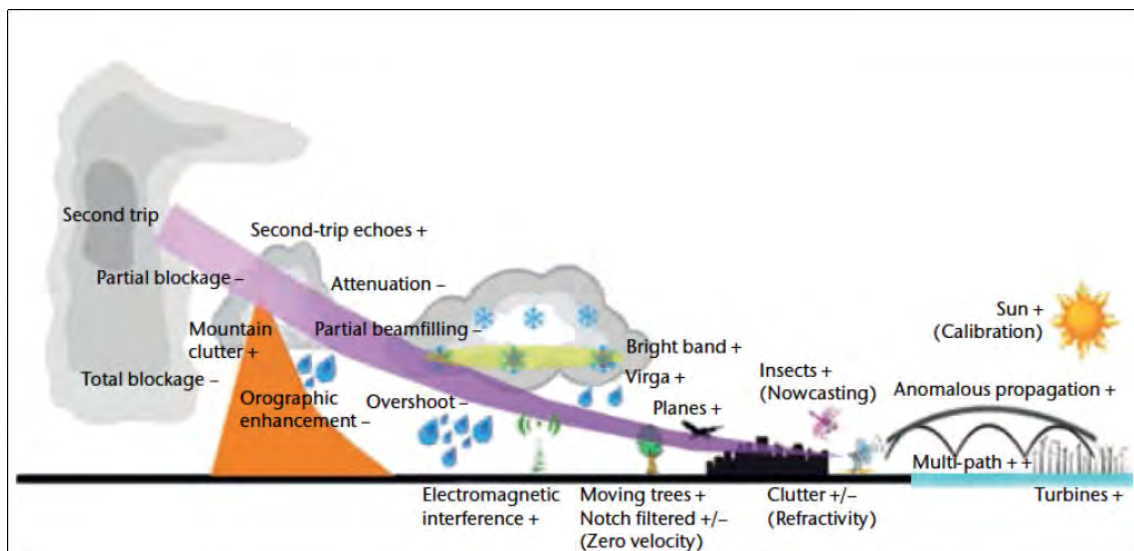


FIGURE 1.4 – Aperçu des différentes sources d'erreur pouvant affecter l'estimation des précipitations par radar. Leur contribution à la réflectivité est indiquée par les symboles + et -. Source : Guide to Meteorological Instruments and Methods of Observation, WMO (2014).

1.1.6 Le Profil Vertical de Réflectivité

La variabilité des précipitations est non seulement horizontale mais également verticale. Il en va de même pour la réflectivité radar qui est en plus soumise à la variabilité liée au type de précipitations (différentes propriétés de rétrodiffusion) et à l'effet de bande brillante ([Figure 1.5](#)). Rapidement, le Profil Vertical de Réflectivité (PVR) a été identifié comme étant une des principales sources d'erreur dans l'estimation des quantités de

précipitations au sol (Zawadzki, 1984; Joss *et al.*, 1990). En effet, comme on l'a vu précédemment (cf. sous-section 1.1.4), le faisceau gagne en altitude tout en s'élargissant à mesure que l'on s'éloigne du radar. Si une loi Z-R ou Z-S permettant d'estimer le taux de précipitations peut être valable à hauteur de la mesure (hors bande brillante), elle ne l'est plus nécessairement sous le faisceau, et a fortiori à la surface. Par exemple, si le faisceau radar échantillonne la précipitation au-dessus de la bande brillante (i.e. dans la neige), la nette décroissance de la réflectivité avec l'altitude dans cette couche de l'atmosphère induira une sous-estimation des précipitations à hauteur du sol. A contrario, si l'on utilise directement l'information issue de la bande brillante, le taux de précipitations à la surface sera surestimé d'un facteur pouvant atteindre 5. Dès lors, une correction prenant en compte autant que possible la variabilité verticale du PVR devient indispensable si l'on veut estimer une lame d'eau.

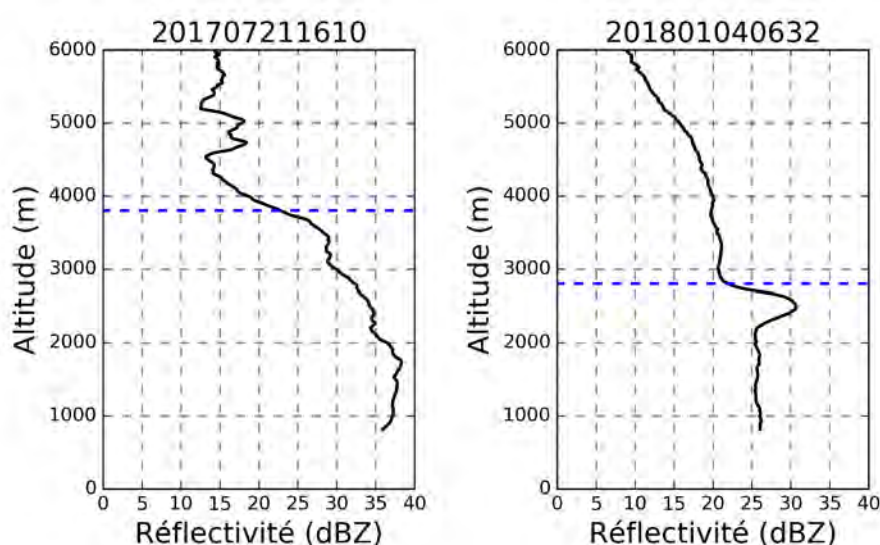


FIGURE 1.5 – Profils quasi-verticaux de réflectivité (Ryzhkov *et al.*, 2016) du radar Xport (IGE - Grenoble) réalisés à partir de l'élévation 25° . A gauche, au passage d'une cellule convective le 21/07/2017 à 16h10 UTC. A droite, au sein de précipitations stratiformes le 04/01/2019 à 06h32 UTC. L'estimation de l'altitude de l'isotherme 0°C est indiquée par la ligne tiretée bleue. Nota : les réflectivités ne sont pas corrigées de l'atténuation.

Pour estimer le PVR, trois principales approches se distinguent. La première consiste à synthétiser les données de réflectivité en fonction de leur altitude sur une longue période de temps pour déterminer un PVR climatologique (Joss et Lee, 1995). Cette méthode présente l'inconvénient de ne pas prendre en compte la variabilité spatiale et temporelle du PVR. La seconde approche consiste à établir le PVR en faisant la synthèse des données radars volumiques à proximité du radar (lorsque suffisamment d'élévations sont disponibles), ou sur l'ensemble du domaine en s'affranchissant des effets liés à l'augmentation du volume de résolution avec la distance (Andrieu et Creutin, 1995; Vignal *et al.*, 1999; Borga *et al.*, 2000; Seo *et al.*, 2000; Germann et Joss, 2002; Kirstetter *et al.*, 2010). La troisième approche, utilisée à Météo-France, s'appuie sur la recherche d'un profil idéalisé multi-paramètres s'accordant le mieux avec les observations (Kitchen *et al.*, 1994; Tabary, 2007). Les deux dernières solutions ne permettent pas de prendre en considération

la variabilité spatiale du PVR qui peut être importante notamment sur le relief ou lors du passage d'un front. Certaines versions proposent un raffinement spatial du PVR en distinguant par exemple précipitations convectives et stratiformes. Bien qu'imparfaites, ces différentes méthodes permettent d'améliorer sensiblement l'estimation des précipitations à la surface.

1.1.7 Les variables polarimétriques

Les radars classiques émettent une onde polarisée horizontalement pour déterminer le taux de précipitations. Dans les années 1970, [Seliga et Bringi \(1976\)](#) proposent d'utiliser deux ondes polarisées orthogonalement l'une par rapport à l'autre afin d'obtenir une variable supplémentaire nécessaire à la bonne détermination de la relation entre la réflectivité et le taux de précipitations. Cette idée s'appuie sur le fait que souvent la dimension horizontale des hydrométéores diffère de leur dimension verticale. C'est l'émergence des radars à double polarisation qui se généralisent à travers le monde. En effet, leur intérêt a depuis été confirmé notamment pour le filtrage des échos non-météorologiques, le typage des hydrométéores ou encore le calcul de la lame d'eau.

Dans cette partie, un descriptif des variables polarimétriques les plus couramment utilisées (Z_{dr} , ϕ_{dp} , K_{dp} , ρ_{hv}) est proposé. Le lecteur pourra se référer à [Doviak et al. \(2006\)](#), [Zrnich et Ryzhkov \(1999\)](#) ou [Kumjian \(2013a,b,c\)](#) pour une description plus complète des différentes variables polarimétriques.

1.1.7.1 La réflectivité différentielle Z_{dr}

Cette variable initialement introduite par [Seliga et Bringi \(1976\)](#) est plutôt simple dans sa formulation. Elle est définie comme la différence entre la réflectivité (en dBZ) mesurée par la voie horizontale (Z_{hh}) et celle mesurée par la voie verticale (Z_{vv}) :

$$Z_{dr} = Z_{hh} - Z_{vv}. \quad (1.19)$$

La réflectivité différentielle est directement reliée à la forme des hydrométéores, et plus particulièrement à leur rapport d'axe (rapport des longueurs verticale sur horizontale). En effet, la puissance du signal rétrodiffusé par des particules sphériques (rapport d'axe proche de 1) sera identique sur les deux voies, menant à une valeur de Z_{dr} proche de 0 dB. A contrario, des particules étirées selon l'axe horizontal (vertical) entraîneront des valeurs de Z_{dr} strictement positives (négatives). Les plus fortes valeurs de Z_{dr} se rencontrent lorsqu'on est en présence de grosses gouttes de pluie. En effet, si les petites gouttes sont sphériques, en grossissant, elles tendent à s'aplatir. Le rapport d'axe passe ainsi de 1 pour de la bruine ($D < 0,5$ mm) à environ 0,65 pour des gouttes de près de 6 millimètres de diamètre ([Bringi et al., 1998](#)), entraînant des valeurs de Z_{dr} proches de 0 et +4 dB respectivement. De fortes valeurs de Z_{dr} sont aussi observées dans la bande brillante en raison de l'intensité de la réflectivité et de l'aplatissement des particules fondantes dont la forme se rapproche progressivement de celle des gouttes de pluie. Les cristaux de glace aux formes allongées (rapport d'axe $\ll 1$) chutent de telle sorte que leur grand axe est orienté à l'horizontale, provoquant également de fortes valeurs de Z_{dr} ($> +2$ dB). Flocons de neige, grésil et grêle n'ont pas vraiment d'orientation privilégiée durant

leur chute et entraînent des valeurs de Z_{dr} plutôt faibles (entre -1 et $+1$ dB). L'influence du rapport d'axe sur les valeurs de Z_{dr} en fonction du type d'hydrométéore est résumée par la [Figure 1.6](#).

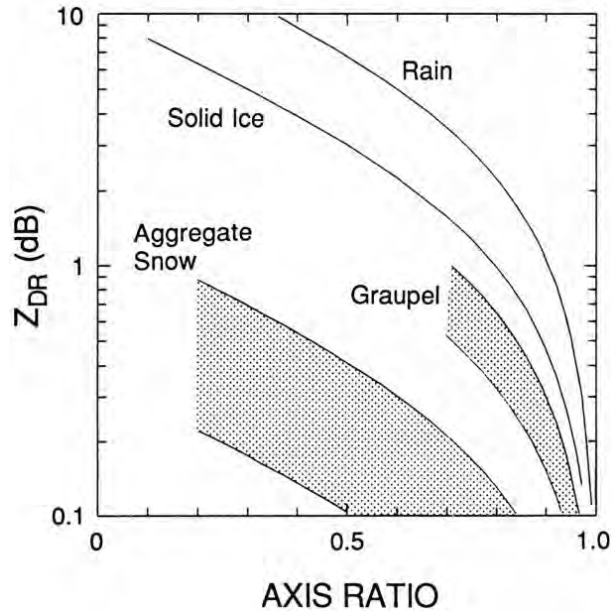


FIGURE 1.6 – Évolution du Z_{dr} en fonction du rapport d'axe pour différents types d'hydrométéores : pluie, cristaux de glace, grésil (densité de $0,3$ à $0,6$ g cm^{-3}) et flocons de neige (densité de $0,03$ à $0,12$ g cm^{-3}). Les calculs ont été faits en appliquant la théorie de Gans sur la diffusion ([1912](#)). Source : [Herzogh et Jameson \(1992\)](#).

1.1.7.2 Le déphasage différentiel ϕ_{dp}

En se propageant, l'onde électromagnétique émise par le radar est ralentie par la matière qu'elle traverse et notamment les précipitations. Si les précipitations traversées sont constituées de particules aplaties, le ralentissement de l'onde est plus important sur la voie horizontale que verticale. S'ensuit un décalage de phase entre les deux voies qui permet de définir le déphasage différentiel ϕ_{dp} ($^{\circ}$) :

$$\phi_{dp} = \phi_{hh} - \phi_{vv}, \quad (1.20)$$

où ϕ_{hh} et ϕ_{vv} sont les phases différentielles mesurées sur les voies horizontale et verticale. Ainsi, ϕ_{dp} est directement reliée au contenu en eau liquide intégré sur tout le parcours du faisceau radar. Le principal intérêt de la phase différentielle est de quantifier l'atténuation dans la pluie ([Bringi et Chandrasekar, 2001](#)) pour pouvoir ensuite corriger la réflectivité ([Figueras i Ventura et Tabary, 2013](#)). Pour une utilisation plus directe, on préfère s'appuyer sur le déphasage différentiel spécifique (K_{dp}) directement déduite de ϕ_{dp} .

1.1.7.3 Le déphasage différentiel spécifique K_{dp}

La dérivée radiale de ϕ_{dp} permet de définir le déphasage différentiel spécifique K_{dp} ($^{\circ} \text{ km}^{-1}$) :

$$K_{dp} = \frac{1}{2} \frac{\Delta\phi_{dp}}{\Delta r}. \quad (1.21)$$

Un des gros avantages de l'utilisation de la phase de l'onde radar, c'est qu'elle n'est sensible ni aux masques partiels (dans l'hypothèse où le volume sondé théorique est rempli uniformément), ni à l'étalonnage du radar. Étant directement reliée à l'atténuation, K_{dp} est essentiellement sensible aux précipitations sous forme liquide et augmente lorsque la longueur d'onde diminue ; pour une même intensité de précipitations, K_{dp} est plus fort en bande X qu'en bande C et plus fort en bande C qu'en bande S. Par ailleurs, tout comme la réflectivité, K_{dp} augmente avec l'intensité des précipitations. C'est ainsi que de nombreuses relations reliant le taux de précipitations dans la pluie et K_{dp} ont été proposées. Toutefois, son caractère bruité et les incertitudes pour les faibles taux de précipitations réduisent son intérêt à l'estimation des cumuls pour les précipitations convectives, à condition que l'on ne soit pas en présence de très grosse grêle.

1.1.7.4 Le coefficient de corrélation copolaire ρ_{hv}

Le coefficient de corrélation copolaire mesure la cohérence entre le signal mesuré sur les voies horizontales et verticales pour chaque impulsion. Cette corrélation croisée évalue dans quelle mesure la phase et la puissance des deux canaux sont comparables. Les valeurs s'échelonnent entre 0 et 1, sans unité. C'est une mesure de la variabilité des propriétés de diffusion au sein du volume échantillonné par le radar. Ainsi, ρ_{hv} diminue lorsque les hydrométéores adoptent différentes tailles, formes et orientations. En présence de pluie ou neige seule, ρ_{hv} dépasse généralement 0,98. Dans la bande brillante, la variabilité des hydrométéores est telle que le coefficient de corrélation s'abaisse autour de 0,9. ρ_{hv} est donc souvent utilisée par les algorithmes de détection automatique de la bande brillante. Mais c'est pour repérer la présence de cibles non-météorologiques telles que les oiseaux ou les insectes que ρ_{hv} s'avère le plus utile. En effet, ρ_{hv} décroît alors en dessous de 0,8, permettant donc le filtrage de ces échos parasites. Dans certains cas toutefois, notamment dans les supercellules, de faibles valeurs de ρ_{hv} très localisées peuvent apporter une information météorologique d'importance : la présence d'une tornade. En effet, les multiples débris transportés par la tornade forment une signature très caractéristique sur le champ de ρ_{hv} (Tornado Debris Signature ; [Ryzhkov et al., 2005](#)) qui s'avère très utile pour les services météorologiques de prévision immédiats américains.

1.1.7.5 Illustration sur un cas de précipitations stratiformes

La [Figure 1.7](#) illustre les différentes variables polarimétriques présentées précédemment sur un cas de précipitations stratiformes observées par le radar de Bordeaux à l'élévation $3,0^{\circ}$ le 03/03/2017 à 21h00 UTC.

Le champ de réflectivité montre une zone de précipitations très étendue. Le signal semble s'éteindre au-delà de 100 à 130 km environ, signe de l'élévation du faisceau qui atteint 6000 à 8000 m d'altitude à cette distance et qui passe par conséquent au-dessus

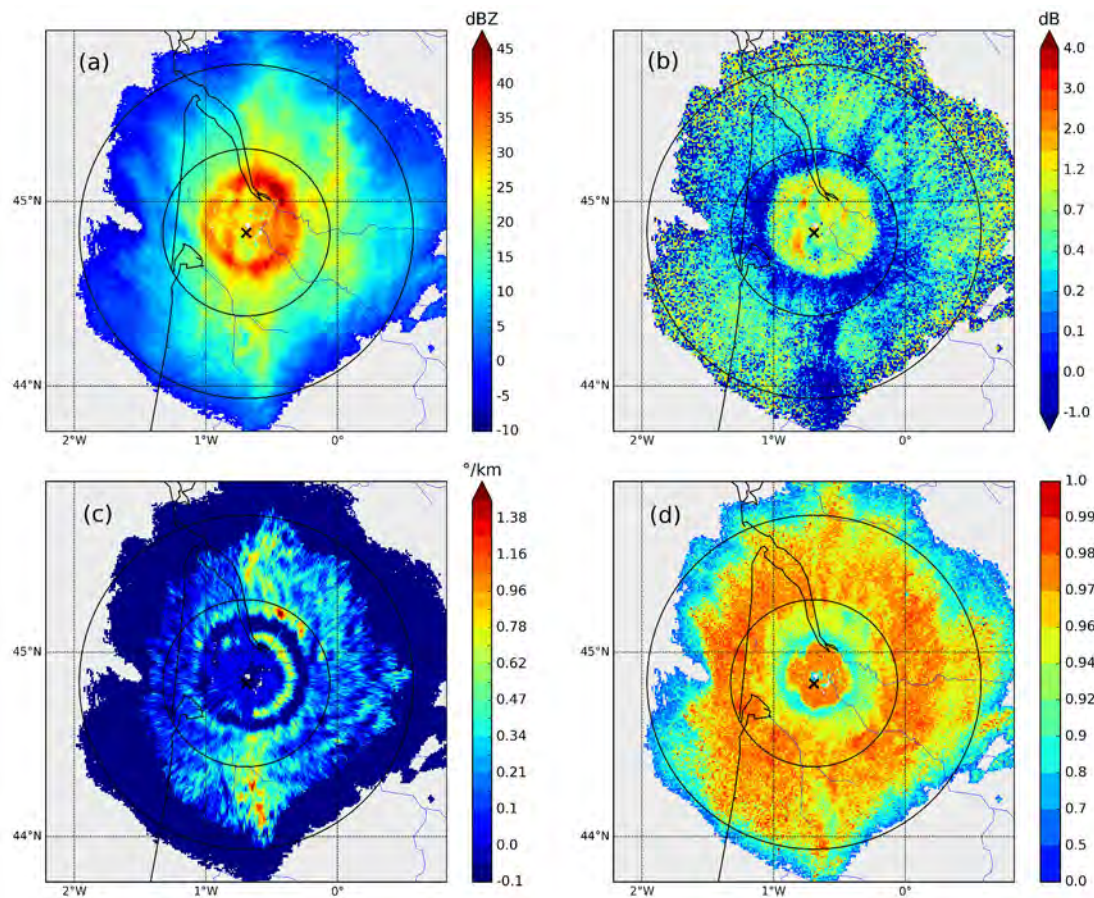


FIGURE 1.7 – Observations polarimétriques par le radar de Bordeaux le 03/03/2017 à 21h00 UTC, à l'élévation $3,0^\circ$. (a) Z_{hh} en dBZ, (b) Z_{dr} en dB, (c) K_{dp} en $^\circ \text{ km}^{-1}$, (d) ρ_{hv} (sans unité). Z_{hh} et Z_{dr} sont corrigés de l'atténuation. La croix et les cercles noirs indiquent respectivement la position du radar et les distances de 50 et 100 km du radar.

de la couche précipitante. Par ailleurs, la réflectivité est bien plus forte dans la pluie (près du radar) que dans la neige (loin du radar), mettant en lumière la différence de constante diélectrique entre les phases liquide et solide. On peut également deviner une couronne de plus fortes valeurs autour de 30 à 80 km de distance. Il s'agit de la bande brillante. On remarquera au passage que cette couronne n'est pas parfaitement centrée sur le radar. En effet, à cet instant, un front froid passe au-dessus du radar, entraînant un fort gradient d'altitude de l'isotherme 0°C orienté d'ouest en est, et donc une bande brillante plus basse à l'ouest qu'à l'est. La signature de la bande brillante se retrouve également sur les champs de Z_{dr} ($\geq 1,0 \text{ dB}$) et ρ_{hv} ($\leq 0,94$). La forte variabilité de K_{dp} au voisinage de la bande brillante est causée par la rétrodiffusion des grosses particules fondantes qui entraînent une décroissance locale de la phase différentielle (ϕ_{dp}). Plus haut, les fortes valeurs sont certainement provoquées par de fortes concentrations en hydrométéores glacés.

Les valeurs plus élevées de Z_{dr} près du radar sont le signe de présence de gouttes aplaties et donc relativement grosses. Juste au-dessus de la bande brillante, les faibles valeurs observées peuvent quant à elles s'expliquer par la présence de gros agrégats qui chutent sans orientation privilégiée, produisant des réponses relativement identiques en termes

de réflectivité sur les voies horizontale et verticale. Plus haut, les valeurs de Z_{dr} plus importantes sont probablement dues à la présence de cristaux ou flocons de taille plus modeste qui chutent avec une orientation selon l'horizontale. Enfin, on notera que ρ_{hv} est élevé dans la pluie et dans la neige ($\geq 0,96$), signe de la relative homogénéité des hydrométéores.

1.2 Simulation des données radar

En prévision numérique du temps (PNT), l'intérêt est grandissant pour les données radar, que ce soit à des fins de compréhension des processus microphysiques (Kumjian et Ryzhkov, 2008; Kumjian *et al.*, 2014), d'assimilation de données (Caumont *et al.*, 2010; WatreLOT *et al.*, 2014; Augros *et al.*, 2018; Borderies *et al.*, 2019a,b) ou encore de validation des simulations (Zhang *et al.*, 2006; Illingworth *et al.*, 2007). Toutefois, l'utilisation des variables polarimétriques mesurées par les radars n'est pas triviale, étant donné qu'elles ne sont ni pronostiquées par les modèles de PNT, ni présentes dans leurs équations microphysiques. Deux approches existent pour faire le lien entre variables polarimétriques et champs de modèles de PNT. La première, dite méthode inverse, consiste à convertir les observations en variables du modèle (Kummerow *et al.*, 1996; Brewster, 2002; Gaussiat *et al.*, 2003; Illingworth *et al.*, 2007; Carlin *et al.*, 2016; Heymsfield *et al.*, 2016). On peut par exemple s'appuyer sur la réflectivité pour dériver un contenu en hydrométéores. Mais la non-linéarité des variables et la dépendance à d'autres paramètres tels que la température font que la solution restituée n'est pas unique. Une même valeur de réflectivité pourra ainsi être associée à différentes combinaisons de contenus en hydrométéores. La seconde approche, plus répandue car plus « simple » à mettre en place, vise à produire des variables radar simulées à partir des données pronostiquées par le modèle, grâce à ce que l'on appelle un opérateur d'observation radar (Chandrasekar et Bringi, 1987; Haase et Crewell, 2000; Jung *et al.*, 2008; Pfeifer *et al.*, 2008; Ryzhkov *et al.*, 2011; Augros *et al.*, 2016; Borderies *et al.*, 2018; Wolfensberger et Berne, 2018). Il s'agit ici de simuler la propagation du faisceau radar dans l'atmosphère elle-même simulée par le modèle de PNT, en prenant en compte d'une part les propriétés géométriques et physiques du faisceau, et d'autre part la rétrodiffusion provoquée par les hydrométéores rencontrés. Les caractéristiques de ces derniers (nombre, taille, type) ainsi que leur évolution (croissance, évaporation, fonte, chute...) sont déterminées par le schéma microphysique du modèle dont le degré de sophistication est généralement dicté par les contraintes de temps de calcul opérationnelles.

1.2.1 Calcul de la diffusion

Plusieurs méthodes de calcul des sections efficaces de rétrodiffusion (Équation 1.6) et d'extinction (C_{ej} dans l'Équation 1.11) existent selon la taille, la forme et la composition des hydrométéores. On s'appuie notamment sur le paramètre de taille x ($x = \frac{\pi D}{\lambda}$, D étant la taille de la particule et λ la longueur d'onde du radar) pour déterminer le régime de diffusion et donc la méthode à employer.

Les plus petites particules ($x \ll 1$) répondent à la théorie de Rayleigh (1871, 1899). Son domaine de validité couvre les longueurs d'onde des radars météorologiques opé-

rationnels utilisés pour la mesure des précipitations (bandes X, C et S). Rayleigh a par ailleurs étendu sa théorie aux ellipsoïdes (1897). La théorie de Mie (1908) quant à elle, s'applique quelle que soit la taille des particules. L'inconvénient de ces deux théories, c'est qu'elles ne s'appliquent que pour des particules sphériques. Il est donc impossible d'évaluer les variables polarimétriques qui dépendantes de la forme des hydrométéores.

Pour les hydrométéores aux formes plus complexes, de nombreux scientifiques se tournent vers la méthode de la matrice T («*T-matrix method*» en anglais), initialement introduite par Waterman (1965) et plus récemment popularisée par Mishchenko *et al.* (1996) qui ont mis à disposition un code de calcul en langage Fortran. Cette méthode est particulièrement bien adaptée aux particules aplaties ou étirées sur la verticale et à symétrie de révolution (sphéroïdes), assez proches de ce que sont capables de représenter les modèles atmosphériques. Elle peut être considérée comme une extension de la théorie de Mie pour les particules non-sphériques. Elle se base sur la linéarité des équations de Maxwell et des équations aux limites qui permet de relier les coefficients du champ incident (\mathbf{a} et \mathbf{b}) et du champ diffusé (\mathbf{p} et \mathbf{q}) par une matrice de transition (\mathbf{T}) :

$$\begin{bmatrix} \mathbf{p} \\ \mathbf{q} \end{bmatrix} = \mathbf{T} \begin{bmatrix} \mathbf{a} \\ \mathbf{b} \end{bmatrix}. \quad (1.22)$$

Un des atouts fondamentaux de cette approche, c'est que les éléments de la matrice T sont indépendants des champs incidents et diffusés. Ils dépendent uniquement de la forme, du paramètre de taille, de l'indice de réfraction et de l'orientation de la particule diffusante, et peuvent donc être calculés une bonne fois pour toutes. Aujourd'hui, cette technique est la plus rapide qui existe pour le calcul exact de la diffusion des particules non-sphériques en tant que solution des équations de Maxwell. Récemment, de multiples opérateurs d'observation radar polarimétriques s'appuyant sur la méthode de la matrice- T ont été développés (Pfeifer *et al.*, 2008; Jung *et al.*, 2010; Ryzhkov *et al.*, 2011; Augros *et al.*, 2016; Wolfensberger et Berne, 2018).

Enfin, on peut également évoquer la méthode de la Discrete Dipole Approximation (DDA) qui calcule le champ diffusé de façon volumique pour les particules de forme complexe (Draine et Flatau, 1994), ce qui s'avère intéressant pour les cristaux notamment. Dans cette méthode, les particules sont décomposées en dipôles élémentaires. Le champ diffusé par chacun des dipôles est calculé à partir de la somme du champ directement incident et des champs diffusés par les autres dipôles. Le champ diffusé par la particule toute entière s'exprime alors comme la somme des champs diffusés par chacun des dipôles qui la constitue. Pour assurer la convergence de la solution, il convient de décomposer suffisamment finement la particule, de telle sorte que la distance entre chaque dipôle soit assez petite par rapport à la longueur d'onde. Ceci a des conséquences importantes sur le coût de calcul qui peut alors devenir très important. Par ailleurs, l'utilisation de cette méthode suppose de connaître la forme des cristaux, ce qui n'est que partiellement le cas dans les modèles atmosphériques où le nombre d'espèces glacées est souvent très limité par rapport à la diversité de formes rencontrées dans la nature.

1.2.2 Calcul des propriétés diélectriques

Le calcul de la diffusion par les hydrométéores nécessite la connaissance de leur permittivité relative ϵ (ou fonction diélectrique complexe) qui dépend à la fois de la longueur

d'onde du radar, de la température et de la phase qui les constitue. La partie réelle de ε s'appelle plus communément la constante diélectrique alors que la partie imaginaire constitue le facteur de perte.

1.2.2.1 Permittivité de l'eau liquide

Le modèle de relaxation de Debye est souvent utilisé pour le calcul de la constante diélectrique de l'eau sous forme liquide ε_w :

$$\varepsilon_w = \varepsilon_\infty + \frac{\varepsilon_0 - \varepsilon_\infty}{1 - if/f_D}, \quad (1.23)$$

où ε_0 et ε_∞ sont respectivement les coefficients diélectriques statique et à haute fréquence, f la fréquence du radar (en Hz) et f_D la fréquence de relaxation du milieu (en Hz). A partir d'ajustement de données expérimentales, [Liebe et al. \(1991\)](#) ont déterminé les valeurs suivantes pour ces différents paramètres :

$$\varepsilon_0 = 77,66 - 103,3\Theta, \quad (1.24)$$

$$\varepsilon_\infty = 0,066\varepsilon_0, \quad (1.25)$$

$$f_D = (20,67 + 146,5\Theta + 314\Theta^2) \cdot 10^9, \quad (1.26)$$

$$(1.27)$$

avec Θ la température inverse relative définie en fonction de la température T (en K) de l'environnement :

$$\Theta = 1 - \frac{300}{T}. \quad (1.28)$$

1.2.2.2 Permittivité de la glace pure

Le modèle utilisé pour la glace pure s'appuie sur une formulation proposée par [Hufford \(1991\)](#) qui combine la relation de Debye à haute fréquence et la formule de Lorentz à basse fréquence, et dont les coefficients ont été déterminés de façon expérimentale :

$$\varepsilon = \varepsilon_1 + i \left(\frac{\alpha(\Theta)}{f} \right) + \beta(\Theta)f, \quad (1.29)$$

où

$$\varepsilon_1 = 3,15, \quad (1.30)$$

$$\alpha(\Theta) = (50,4 - 62\Theta) \cdot 10^5 e^{22,1\Theta}, \quad (1.31)$$

$$\beta(\Theta) = \left(\frac{0,502 + 0,131\Theta}{1 - \Theta} \right) \cdot 10^{-13} + 0,542 \cdot 10^{-15} \left(\frac{1 - \Theta}{0,0073 - \Theta} \right)^2. \quad (1.32)$$

$$(1.33)$$

1.2.2.3 Permittivité des hydrométéores non homogènes

Les hydrométéores non homogènes sont assimilés à des matrices («*mat*») dans lesquelles s'insèrent des inclusions («*inc*»). Par exemple, la neige peut être représentée comme une matrice de glace avec des inclusions d'air, ou vice versa. La formulation de Maxwell Garnett (1904) permet de définir la permittivité de ces mélanges sous l'hypothèse que les inclusions sont sphériques et restent petites devant la longueur d'onde (approximation de Rayleigh) :

$$\varepsilon = \left(\frac{1 + 2fF}{1 - fF} \right) \varepsilon_{mat}, \quad (1.34)$$

où $f = 1 - \rho / \rho_{mat}$ est la fraction volumique des inclusions et

$$F = \frac{\varepsilon_{inc} - \varepsilon_{mat}}{\varepsilon_{inc} + 2\varepsilon_{mat}}. \quad (1.35)$$

Une version applicable aux inclusions ellipsoïdales de formes équiprobables a été proposée par Bohren et Huffman (2008) :

$$F = \frac{(1 - f)\varepsilon_{mat} + f\beta\varepsilon_{inc}}{1 - f + f\beta}, \quad (1.36)$$

où

$$\beta = \frac{2\varepsilon_{mat}}{\varepsilon_{inc} - \varepsilon_{mat}} \left(\frac{\varepsilon_{inc}}{\varepsilon_{inc} - \varepsilon_{mat}} \ln \left(\frac{\varepsilon_{inc}}{\varepsilon_{mat}} \right) - 1 \right). \quad (1.37)$$

On notera au passage qu'on retrouve la formule de Maxwell Garnett pour

$$\beta = \frac{3\varepsilon_{mat}}{\varepsilon_{inc} + 2\varepsilon_{mat}}. \quad (1.38)$$

Il convient d'être prudent sur le rôle (matrice ou inclusions) attribuée aux différentes phases de ces hydrométéores non homogènes. La constante diélectrique peut différer significativement selon le choix qui est fait. En effet, lors d'une étude de sensibilité sur les paramètres principaux caractérisant les particules glacées, Johnson *et al.* (2012) ont montré que pour des particules dont on inverserait le rôle de la glace et de l'air (matrice de glace avec inclusions d'air ou matrice d'air avec inclusions de glace), la réflectivité résultante peut varier de 2 dB pour des fréquences radar entre 2.8 et 94 GHz. La formulation de Bruggeman (1935) permet de se dispenser d'un tel choix sur le rôle de chacun des milieux, les deux jouant un rôle symétrique par rapport à l'autre :

$$\varepsilon = \frac{1}{2}(\beta^2 + 2\varepsilon_1\varepsilon_2)^{1/2} - \frac{1}{2}\beta, \quad (1.39)$$

avec

$$\beta = \frac{1}{2}[(1 - 3f_2)\varepsilon_2 + (1 - 3f_1)\varepsilon_1], \quad (1.40)$$

où ε_1 et ε_2 sont les constantes diélectriques des milieux 1 et 2 (glace et air par exemple) et f_1 et $f_2 = 1 - f_1$ leur fraction volumique respective.

Johnson *et al.* (2012) ont montré que pour la réflectivité et dans les gammes de fréquence des radars de précipitations, cette formulation donne des résultats équivalents à la formulation de Maxwell-Garnett considérant la particule glacée comme une matrice d'air avec inclusions de glace.

1.2.2.4 Cas particulier des hydrométéores fondants

En chutant, au passage de l'isotherme 0 °C, les hydrométéores glacés (neige, grésil et grêle) entament leur fonte. Cette transformation de l'état solide à l'état liquide n'est pas instantanée. Les hydrométéores passent par une phase mixte qui est responsable du phénomène de bande brillante (cf. sous-section 1.1.5). Celle-ci s'étend sur une couche plus ou moins épaisse de l'atmosphère : typiquement 200 à 600 m (Klaassen, 1988; Fabry et Zawadzki, 1995), mais jusqu'à près de 1000 m dans les cas les plus extrêmes.

Il est particulièrement difficile de représenter les propriétés diélectriques des hydrométéores glacés lors du processus de fonte. Fabry et Szyrmer (1999) ont d'ailleurs testé 6 modèles différents et obtenus des intensités de bande brillante au sein de précipitations stratiformes (intensités de 1,0 et 5,0 mm h⁻¹) pouvant s'éloigner de ±5 dB de la valeur observée selon le modèle choisi. Deux approches principales existent : le modèle représentant l'hydrométéore fondant comme une sphère d'eau liquide enveloppant une sphère de glace ou de neige, et celui à une seule sphère avec une constante diélectrique déterminée à partir d'une formule de mélange. La première se justifie assez bien pour les particules de grêle et de grésil au début du processus de fonte, lorsqu'une couche d'eau liquide recouvre la particule de glace (Aydin et Zhao, 1990; Fujiki *et al.*, 1994), mais semble très mal s'appliquer aux flocons de neige (Fabry et Szyrmer, 1999). La deuxième méthode s'applique généralement en utilisant le calcul de la constante diélectrique des hydrométéores non homogènes proposé par Maxwell Garnett ou Bruggeman.

Meneghini et Liao (1996) ont montré que la formulation de Maxwell Garnett n'étant pas symétrique, ses performances sont variables selon la fraction en eau liquide F_w définie de la manière suivante :

$$F_w = \frac{M_r}{M_r + M_i}. \quad (1.41)$$

Lorsque F_w est inférieure à 0,7, il est selon eux plus judicieux de l'expression considérant l'hydrométéore comme une matrice de glace avec inclusions d'eau liquide. Pour des fractions en eau liquide supérieures à 0,8, il vaut mieux inverser les rôles de l'eau liquide et de la glace ou utiliser la formule de Bruggeman. Ils ont ainsi proposé un modèle combinant les deux formulations de Maxwell Garnett :

$$\varepsilon = \frac{1}{2}[(1 + \tau)\varepsilon_{wi} + (1 - \tau)\varepsilon_{iw}], \quad (1.42)$$

avec

$$\tau = \operatorname{erf}\left(2\frac{1 - F_w}{F_w} - 1\right), \text{ si } F_w \geq 0,01. \quad (1.43)$$

ε_{wi} (resp. ε_{iw}) est la constante diélectrique où l'eau (resp. la glace) joue le rôle de matrice et la glace (resp. l'eau) celui des inclusions et erf est la fonction d'erreur de Gauss.

On retrouve cette formulation dans les opérateurs d'observation radar développés par Ryzhkov *et al.* (2011) et Wolfensberger et Berne (2018). Matrosov (2008) a proposé une version analogue qui a notamment été utilisée par Augros *et al.* (2016) et Borderies *et al.* (2018) :

$$\varepsilon = \varepsilon_{wi}(1 - f_w) + \varepsilon_{iw}f_w, \quad (1.44)$$

avec

$$f_w = \begin{cases} 0 & , \text{ si } F_w \leq 0,37 \\ 1 & , \text{ si } F_w \geq 0,63 \\ \frac{F_w - 0,37}{0,63 - 0,37} & , \text{ sinon.} \end{cases} \quad (1.45)$$

1.3 Conclusion

Les radars météorologiques ont révolutionné la mesure des précipitations. Ils fournissent une information spatialisée voire volumique de la précipitation. Les différentes variables produites à partir de l'analyse des propriétés du signal revenant au radar après interaction avec les hydrométéores fournissent des informations précieuses sur les caractéristiques des précipitations comme leur intensité ou leur phase (liquide, solide ou mixte). De nombreuses sources d'erreurs peuvent affecter la mesure et doivent être corrigées pour fournir une estimation de la lame d'eau la plus réaliste possible.

D'autre part, les données radar sont une source précieuse d'information pour les modèles de PNT. Leur utilisation nécessite la production d'un équivalent simulé. Parmi les différentes méthodes de calcul de la diffusion du signal radar existantes, la méthode dite de la matrice-T est largement utilisée. Elle présente l'avantage d'être efficace numériquement et est bien adaptée aux hydrométéores de formes simples (sphéroïdes), plus représentatifs de ce que les modèles atmosphériques sont capables de simuler.

Chapitre 2

Cadre d'étude et données

Sommaire

2.1	Pluviomètres	28
2.2	Données radar	30
2.2.1	Le réseau radar Aramis	30
2.2.2	Chaîne de traitement pour la production de la lame d'eau	31
2.2.2.1	Élimination des échos fixes	31
2.2.2.2	Correction d'atténuation par les hydrométéores	31
2.2.2.3	Correction d'atténuation due au radôme mouillé	32
2.2.2.4	Correction des masques	32
2.2.2.5	Correction du PVR	32
2.2.2.6	Correction de l'atténuation par les gaz	33
2.2.2.7	Calcul du taux de précipitations	33
2.2.2.8	Synchronisation des tours d'antenne et lissage	34
2.2.2.9	Combinaison multi-site	34
2.2.2.10	Ajustement par les pluviomètres	35
2.3	Simulations	35
2.3.1	AROME	35
2.3.2	Le schéma microphysique ICE3	38
2.4	Conclusion	41

Ce deuxième chapitre fait l'inventaire de l'ensemble des données observées et simulées qui ont servi à la réalisation des travaux de cette thèse. Le réseau de pluviomètres de Météo-France ainsi que différents réseaux amateurs sont décrits. Le réseau radar Aramis et les détails de la chaîne de traitement des données radar menant à la production de la lame d'eau sont également évoqués. Pour terminer, quelques éléments sur le modèle de PNT AROME, et plus particulièrement sur le schéma microphysique ICE3 qu'il utilise, sont apportés.

2.1 Pluviomètres

Afin d'assurer le suivi du temps et du climat, et alimenter les modèles de prévision numérique, Météo-France exploite un réseau de stations météorologiques automatiques sur l'ensemble du territoire (Figure 2.1) appelé RADOME (Réseau Automatisé D'Observations Météorologiques). Ce réseau est enrichi par des stations gérées en partenariat avec d'autres organismes tels que Électricité De France (EDF) ou la Direction Générale de Prévention des Risques (DGPR). Ce réseau automatique était jusqu'ici complété par le Réseau climatologique d'État (RCE) constitué de plus de 2500 stations manuelles gérées par des observateurs bénévoles transmettant les relevés effectués chaque mois. Depuis 2017, Météo-France a entrepris l'automatisation et la réduction de ce réseau à un effectif de 740 stations d'ici fin 2022. L'ensemble de ces stations automatiques transmettent les données toutes les 6 minutes ou toutes les heures selon les besoins. Les précipitations sont mesurées à l'aide de pluviomètres dont la surface de captage est de 1000 cm^2 et contenant un système d'augets à bascule qui permet de mesurer les précipitations avec une résolution $0,2 \text{ L m}^{-2}$ (ou $0,2 \text{ mm}$). Certains d'entre eux sont équipés d'un système de chauffage pour faciliter la mesure des précipitations solides comme la neige. Les données fournies par ces stations sont notamment utilisées pour débiaiser les lames d'eau radar via un facteur d'ajustement horaire (cf. sous-section 2.2.2).

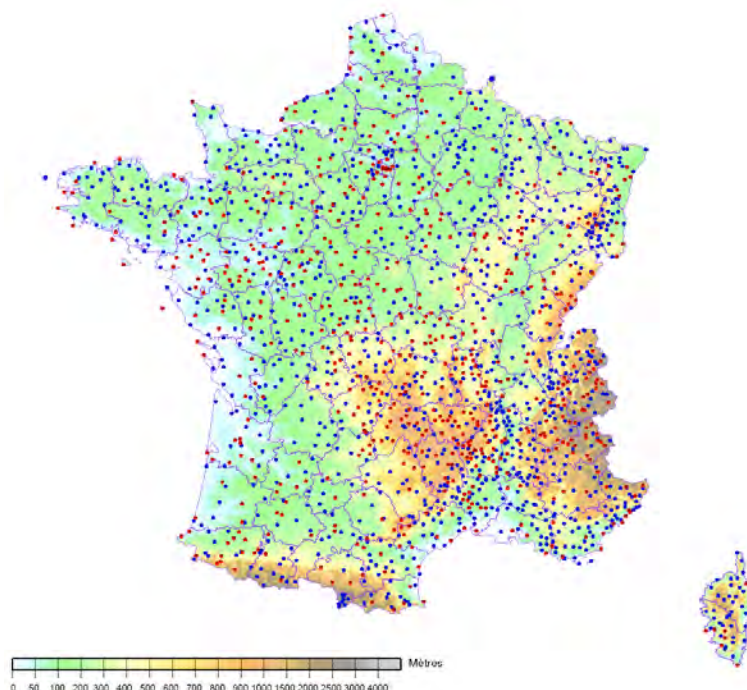


FIGURE 2.1 – Les 1366 stations pluviométriques du réseau de Météo-France fournissant des données quotidiennes et disponibles au 01/01/2019.

La démocratisation des stations météorologiques et de l'accès à Internet a favorisé le développement de réseaux amateurs. Le site [Infoclimat](#) est né en 2001 d'un petit groupe de passionnés de météorologie. L'association du même nom a vu le jour deux ans plus tard. Dès la création du site, une petite dizaine de station météorologiques (dont la mienne !)

fournissaient des données le plus souvent en temps réel. Aujourd'hui, le réseau statIC (Figure 2.2a) est constitué de près de 1500 stations amateurs à travers l'Europe, dont près de la moitié sur le territoire français. Certaines ont été installés et financés entièrement ou partiellement par l'association. Plusieurs centaines de stations françaises sont ainsi disponibles en temps réel. Pour faire partie du réseau statIC, les stations doivent répondre à des critères matériels et d'installation, garantissant des mesures d'une bonne fiabilité. La plupart des stations sont des Vantage Pro 2 du constructeur Davis Instruments et de qualité que l'on pourrait qualifier de semi-professionnelle. Les normes d'installation ne sont pas aussi strictes que celles définies par l'Organisation Météorologique Mondiale (OMM) mais en sont fortement inspirées (hauteur de mesure, environnement...). Depuis de nombreuses années un partenariat a été établi entre Météo-France et Infoclimat, notamment pour le partage de certaines données.

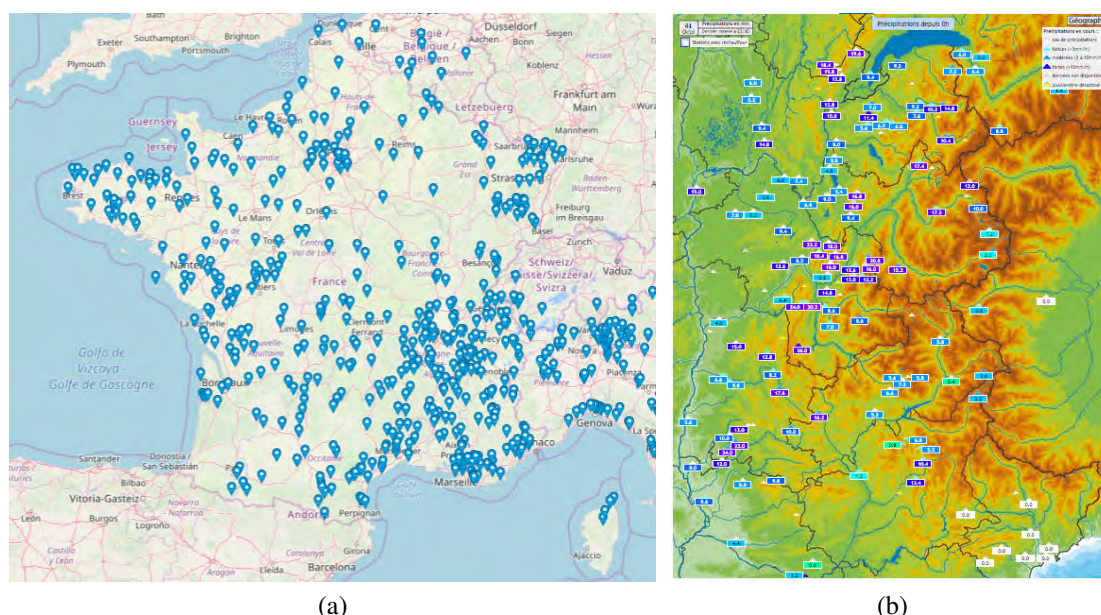


FIGURE 2.2 – Aperçus des réseaux de stations amateurs statIC (a) et ROMMA (b). N.B. : Certaines stations sont communes aux deux réseaux. Sources : Infoclimat.fr (fond de carte : ©OpenStreetMap contributors) et ROMMA.fr.

D'autres associations de passionnés ont également vu le jour ces dernières années. Parmi elles, ROMMA (Réseau d'Observation Météo du Massif Alpin) a vu le jour en 2007 et possède un réseau de plus de 150 stations (pour la plupart des stations Davis également) du Jura à la Méditerranée, et de la vallée du Rhône à la frontière italienne (Figure 2.2b). Parmi elles, quelques stations ont également été financées et installées par l'association. Une partie du réseau est commune avec le réseau statIC. Le matériel et les conditions d'installation doivent également répondre à des normes minimales pour faire partie du réseau.

Toutes ces stations amateurs constituent un complément intéressant au réseau conventionnel de Météo-France pour une analyse à plus fine échelle de la pluviométrie. Il convient toutefois de toujours garder à l'esprit les incertitudes qui peuvent particulièrement peser sur ces mesures dont le contrôle de la qualité reste incertain voire inexistant.

Étalonnage des capteurs, conditions d'installation, dérive des capteurs, datation des données... sont autant de points qui peuvent contribuer à des mesures erronées.

2.2 Données radar

2.2.1 Le réseau radar Aramis

Les données radar utilisées dans cette étude sont issues du réseau opérationnel de Météo-France (ARAMIS). La partie métropolitaine du réseau comporte 31 radars doppler (Figure 2.3) dont les objectifs sont multiples : détection et suivi des phénomènes précipitants, hydrologie, assimilation de données, gestion du contrôle aérien...

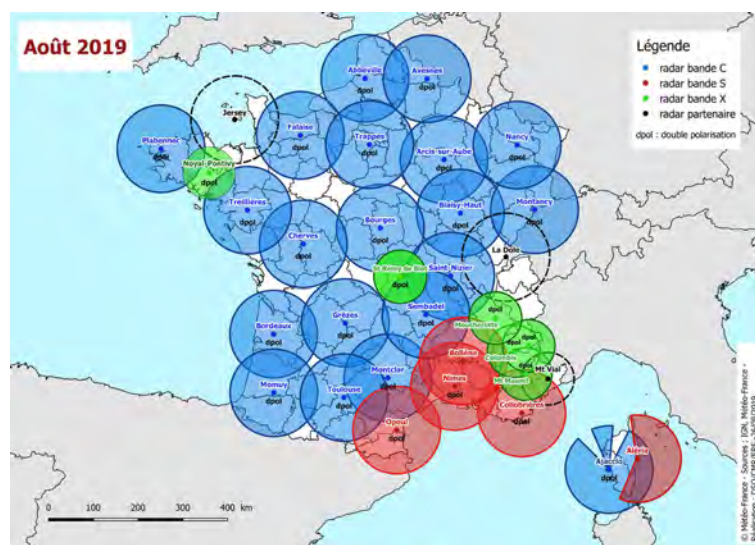


FIGURE 2.3 – Réseau radar métropolitain de Météo-France en août 2019.

L'ensemble des radars (sauf Aléria et Bollène) sont polarimétriques. On compte 5 radars fonctionnant en bande S, 20 en bande C et 6 en bande X. Le choix des fréquences s'est fait en fonction des différentes contraintes (cf. sous-section 1.1.2). Les radars en bande C ont été préférés généralement en plaine, à l'exception de l'arc méditerranéen où la bande S a été privilégiée pour faciliter la mesure dans les fortes précipitations qui se produisent souvent sur cette région. Dans le cadre du projet RHYTMME (Risques HYdro-météorologiques en Territoires de Montagnes et MEDiterranéens, Westrelin *et al.*, 2012), des radars en bande X ont été installés dans les Alpes. Bien moins coûteux et nécessitant une structure d'installation plus modeste, ils s'avèrent plus adaptés aux terrains accidentés. Leur portée est toutefois plus réduite compte tenu de la sensibilité à l'atténuation par les précipitations. Certains ont également été mis en place pour combler les trous dans le réseau (Noyal-Pontivy et Saint Rémy de Blot). Enfin, on notera que le réseau comporte 3 radars issus de partenariats avec le Met Office (Jersey), MétéoSuisse (La Dôle) et Novimet (Mont Vial).

La majorité des radars du réseau fonctionnent en triple PRT (cf. sous-section 1.1.2). Ils échantillonnent l'atmosphère avec une résolution de $240 \text{ m} \times 0,5^\circ$ (géométrie polaire) pour une portée de 255 km. L'exploration volumique se fait par cycle de 5 minutes qui

comprennent chacun 3 à 5 élévations basses (entre 0 et 3 °) répétées à chaque cycle, et 2 à 3 élévations hautes (entre 3 et 15 °) reproduites toutes les 15 minutes.

2.2.2 Chaîne de traitement pour la production de la lame d'eau

Au cours des dernières années, le service radar de Météo-France a déployé d'importants efforts pour développer une plate-forme de traitement et de visualisation centralisée des données radar. En avril 2018, la première version du système SERVAl (Système d'Elaboration des produits Radar et de Visualisation centrAlisé) a été mise en opérationnel. Toutes les 5 minutes, SERVAl réceptionne et traite les données des radars ARAMIS et produit des images locales de réflectivité et de lame d'eau. Ces images sont ensuite combinées à celles produites par les radars partenaires pour fabriquer des mosaïques de réflectivité et de lame d'eau sur tout le domaine métropolitain. En cet automne 2019, des développements sont en cours pour adapter le système aux régions d'Outre-Mer (Antilles, la Réunion et Nouvelle-Calédonie). Le calcul de la lame d'eau à partir des données de réflectivité fournies par le radar se fait au travers d'une procédure de traitement comportant de multiples étapes. Une première partie de la chaîne traite chaque tour d'antenne individuellement avant une combinaison multi-site produisant la lame d'eau finale. Dans cette partie sont évoquées les principales étapes de ce traitement.

2.2.2.1 Élimination des échos fixes

Les pixels affectés par les échos fixes sont repérés grâce à la faible fluctuation tir à tir de leur réflectivité σ_z (Sugier *et al.*, 2002) et leur faible vitesse doppler. Ces pixels sont rejetés pour le calcul de la lame d'eau.

2.2.2.2 Correction d'atténuation par les hydrométéores

L'atténuation par les hydrométéores est fortement dépendante de la longueur d'onde du radar. Si les radars en bande S sont très peu affectés, ce n'est pas le cas des radars en bande C et surtout en bande X. Pour ces derniers, relativement faible dans la neige, l'atténuation spécifique A_h peut atteindre 1 dB km⁻¹ dans les fortes pluies. Le signal peut alors s'éteindre rapidement à mesure que l'on s'éloigne du radar pour passer sous le niveau de bruit, réduisant d'autant la portée.

La correction d'atténuation Z_{ATT_HYD} apportée dans la chaîne de traitement polarimétrique des observations radar assure l'obtention de valeurs de réflectivité cohérentes avec l'intensité réelle des précipitations mais ne permet en aucun cas de récupérer de l'information lorsque le signal non corrigé est passé sous le niveau de bruit. Cette correction est faite pour chacune des radiales et repose sur l'utilisation de la phase différentielle ϕ_{dp} :

$$Z_{ATT_HYD}(\theta, r) = \gamma_h \phi_{dp}(\theta, r), \quad (2.1)$$

où θ et r sont respectivement l'azimut et la distance du pixel, et γ_h une constante (en dBZ.°⁻¹) dépendante de la position par rapport à la bande brillante et la bande de fréquence du radar. Actuellement, en opérationnel, dans la phase solide γ_h est nulle alors que dans les phases mixte et liquide elle est fixée à 0,04, 0,08 ou 0,28 dBZ.°⁻¹ en bandes S, C et X respectivement.

2.2.2.3 Correction d'atténuation due au radôme mouillé

La présence d'eau, de neige humide et/ou de glace à la surface du radôme ne peut être ignorée en bande C et surtout en bande X, tant l'atténuation du signal résultante peut être importante (Germann *et al.*, 2006; Bechini *et al.*, 2010). En opérationnel, une correction Z_{ATT_RAD} est appliquée pour chaque tour d'antenne et uniquement sur les radars en bande X. Elle s'appuie sur la réflectivité médiane Z_{MED} observée dans les 10 km autour du radar :

$$Z_{ATT_RAD} = \min(5 ; 0,00189 Z_{MED}^2 + 0,0352 Z_{MED}). \quad (2.2)$$

2.2.2.4 Correction des masques

Lorsque plus de 70% de la puissance initiale est masquée, on considère que la valeur de réflectivité mesurée n'est pas suffisamment fiable pour être exploitée et est donc rejetée pour le calcul de la lame d'eau. En dessous de ce seuil, on applique la correction $Z_{MASQUES}$ à la réflectivité (en dB) :

$$Z_{MASQUES} = 10 \log_{10}(1 - M), \quad (2.3)$$

où M est l'intensité du masque exprimée entre 0 et 1. Les masques topographiques sont calculés à partir du logiciel Surfillum (Delrieu *et al.*, 1995) combiné au modèle numérique de terrain de l'Institut Géographique National (IGN) à une résolution de 250 m. Les masques « anthropiques » (construction et végétation) sont expertisés humainement de façon régulière en utilisant de longues séries de cumul de lames d'eau.

2.2.2.5 Correction du PVR

Comme déjà évoqué dans la sous-section 1.1.6, l'estimation du Profil Vertical de Réflectivité (PVR) est de première importance pour corriger les effets dus à la bande brillante et extrapoler la réflectivité à hauteur du sol. La méthode actuellement incorporée dans la chaîne de traitement de SERVAL est celle de Tabary (2007). Elle consiste à déterminer le PVR idéalisé qui s'accorde le mieux avec les observations. Ce profil idéalisé est défini par 4 paramètres (Figure 2.4) : la hauteur de l'isotherme 0 °C (« Freezing Level Height » : FLH), l'intensité de la bande brillante (« Bright Band Peak » : BBP), l'épaisseur de la bande brillante (« Bright Band Thickness » : BBT) et le taux de décroissance de la réflectivité au-dessus de l'isotherme 0 °C (« Decreasing Rate » : DR).

La détermination du profil idéalisé se fait toutes les 5 minutes à partir des cumuls de précipitations (déduits de la relation de Marshall-Palmer $Z = 200 R^{1.6}$) sur la dernière heure de chacune des N élévations. Ces cumuls sont intégrés selon l'azimut pour obtenir une courbe de cumul $\mathcal{C}_{ACC}(\alpha_i, r)$ fonction de la distance au radar r (jusqu'à 150 km) pour chaque élévation α_i du cycle. Ces courbes sont finalement toutes confrontées entre elles pour produire $\frac{N(N-1)}{2}$ courbes de rapports $\mathcal{C}_{RAT}(\alpha_i, \alpha_j, r)$. D'autre part, un jeu de 288 profils idéalisés de rapports de taux de précipitations est construit en faisant varier les 4 paramètres dans des plages prédéfinies (± 200 m pour FLH, 1 à 6 pour BBP, 200 à 800 m pour BBT et $-1,5$ à -6 dB km⁻¹ pour DR). L'altitude de l'isotherme 0 °C est initialisée à partir de la valeur prévue par le modèle ARPEGE au voisinage du radar et est éventuellement corrigée avec l'estimation faite à partir de ρ_{hv} (Tabary *et al.*, 2006).

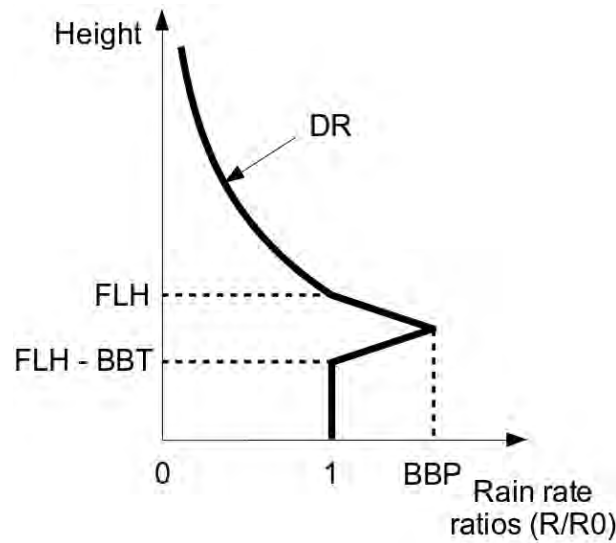


FIGURE 2.4 – PVR idéalisé utilisé pour la correction opérationnelle des réflectivités (Tabary, 2007) et exprimé en terme de rapport de taux de précipitations. FLH : altitude de l'isotherme 0 °C; BBP : intensité de la bande brillante; BBT : épaisseur de la bande brillante; DR : taux de décroissance de la réflectivité au-dessus de l'isotherme 0 °C.

Pour chacun des profils idéalises, on réalise les $\frac{N(N-1)}{2}$ courbes de rapports de taux de précipitations par projection sur les différentes élévations du radar. Au final, ces courbes de rapports simulées sont comparées à celles issues de l'observation via une fonction de coût définie comme la somme des erreurs quadratiques de chacune des courbes. Le candidat retenu est le profil idéalise minimisant la fonction coût. Si aucun PVR n'a pu être déterminé, on applique un PVR climatologique où DR est fixé $-4,5 \text{ dB km}^{-1}$ et dans lequel il n'y a pas de bande brillante.

2.2.2.6 Correction de l'atténuation par les gaz

La correction d'atténuation par les gaz Z_{ATT_GAZ} suit la formulation proposée par Doviak *et al.* (2006) :

$$Z_{ATT_GAZ}(\alpha, r) = C_{GAZ} \left[0,4 + 3,45 \exp\left(-\frac{\alpha}{1,8}\right) \right] \left[1 - \exp\left(-\frac{r}{27,8 + 154 \exp\left(-\frac{\alpha}{2,2}\right)}\right) \right], \quad (2.4)$$

où α est l'angle d'élévation du faisceau, r la distance au radar et C_{GAZ} une constante dépendant de la longueur d'onde. Les valeurs de C_{GAZ} proposées par les auteurs sont de 1,0, 1,2 et 1,5 pour des longueurs d'onde de 10, 5 et 3 cm respectivement. Par exemple, pour un radar en bande C et une élévation de $0,4^\circ$, la valeur de cette correction est de 1,79 dB à 100 km.

2.2.2.7 Calcul du taux de précipitations

Le taux de précipitations est directement estimé à partir de la relation de Marshall-Palmer (cf. sous-section 1.1.3) $Z = 200 R^{1,6}$, Z étant exprimé en valeurs linéaires et R

en mm h^{-1} . Cette relation est utilisée pour l'ensemble des radars de métropole. Outremer, d'autres relations déterminées empiriquement sont appliquées : $Z = 300 R^{1,35}$ pour la Réunion et la Nouvelle-Calédonie, et $Z = 150 R^{1,5}$ pour les Antilles.

2.2.2.8 Synchronisation des tours d'antenne et lissage

Pour chaque radar, le cycle complet d'exploration volumique comprend 4 à 8 élévations et se déroule en 5 minutes. Les différents tours d'antenne de taux de pluie sont synchronisés à la date de fin du cycle en utilisant le champ de déplacement des précipitations (dénommé $2\pi R$). Ce dernier se base sur la recherche des vecteurs de déplacement qui minimisent l'écart entre l'image radar composite actuelle et l'image précédente advectée. Le champ $2\pi R$ est produit avec une résolution de $32 \text{ km} \times 32 \text{ km}$. Une fois les tours d'antenne synchronisés, on recalcule les images de taux de pluie de chacune des 5 minutes précédentes en utilisant à nouveau le champ de déplacement. L'utilisation de ces images intermédiaires pour le calcul de la lame d'eau permet de lisser l'effet « stroboscopique » pouvant apparaître sur les images cumulées lorsque la vitesse de déplacement des précipitations est importante.

2.2.2.9 Combinaison multi-site

Pour chaque pixel p_i de chaque élévation α_k , on définit le poids de pondération $P(\alpha_k, p_i)$ de la manière suivante :

$$P(\alpha_k, p_i) = P_{ATT}(\alpha_k, p_i)P_{VIS}(\alpha_k, p_i)P_H(\alpha_k, p_i), \quad (2.5)$$

où P_{ATT} , P_{VIS} et P_H sont des poids dépendant respectivement de la hauteur du faisceau, du taux de masque et de la correction d'atténuation appliquée. Ces poids sont représentés par la Figure 2.5. Le taux de précipitations final du pixel $RR(p_i)$ est simplement déterminé

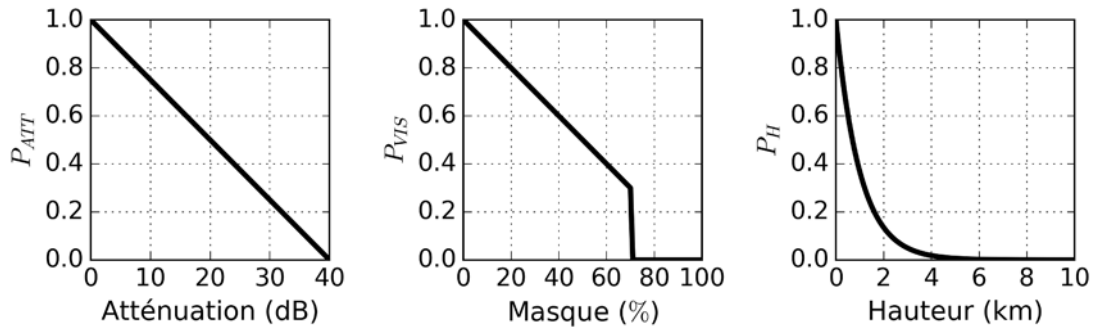


FIGURE 2.5 – Fonctions de poids utilisées pour la combinaison multi-site.

par la somme pondérée des taux de précipitations des différentes élévations :

$$RR(p_i) = \frac{\sum_k P(\alpha_k, p_i)RR(\alpha_k, p_i)}{\sum_k P(\alpha_k, p_i)}, \quad (2.6)$$

On définit le code de qualité de la lame d'eau au pixel p_i comme le maximum des poids de pondération $P(\alpha_k, p_i)$ multiplié par 100.

2.2.2.10 Ajustement par les pluviomètres

Depuis 2007, un étalonnage de la lame d'eau radar par les pluviomètres a été instaurée. Il permet de réduire le biais (souvent négatif) en bout de chaîne de traitement. Chacune des étapes décrites précédemment est susceptible de contribuer à ce biais. L'ajustement se fait en temps sur réel sur les lames d'eau radar individuelles au travers d'un coefficient appliqué à toute l'image. Pour le calcul du facteur d'ajustement on utilise la somme spatiale des cumuls horaires de tous les pluviomètres arrivant en temps réel (avant $h+12'$) dont le code qualité du pixel radar correspondant est au moins égal à 84, ce qui correspond approximativement à une distance de 100 km par rapport au radar. Seuls les cumuls des pluviomètres supérieurs à 0,6 mm sont conservés et les données incohérentes sont supprimées (pluviomètres bouchés, précipitations par ciel clair). Les données radars utilisées sont les cumuls horaires de tous les pixels colocalisés avec les pluviomètres sélectionnés. Afin de limiter les effets d'une trop forte variabilité de l'ajustement, les cumuls horaires des 40 heures antérieures sont également utilisés, avec une pondération dépendant de leur ancienneté. Ce facteur de pondération vaut 0,5 pour les cumuls horaires de $h-4$. Enfin, un terme de rappel vers le facteur correctif mensuel expertisé (facteur HYDRAM) est introduit. Au final, le facteur d'ajustement de l'heure h s'exprime de la manière suivante :

$$C_h = \frac{\sum_{i=h-40}^h \omega_i P_i + 10}{\sum_{i=h-40}^h \omega_i R_i + \frac{10}{FC_{HYDRAM}}}, \quad (2.7)$$

où P_i et R_i sont respectivement les sommes spatiales des cumuls horaires des pluviomètres et du radar, $\omega_i = 2^{-\frac{i}{4}}$ le poids de la donnée de l'heure i et FC_{HYDRAM} le facteur correctif mensuel expertisé. Une illustration de l'évolution du facteur horaire lors de l'épisode de fin avril 2018 sur le radar d'Abbeville est présentée sur la [Figure 2.6](#). On y voit bien l'effet du lissage temporel avec un facteur horaire qui redescend progressivement vers le facteur Hydrum une fois l'épisode de précipitations terminé. Cet exemple montre également l'impact très positif de la calibration sur les lames d'eau restituées qui se rapprochent nettement des observations faites par les pluviomètres.

2.3 Simulations

2.3.1 AROME

AROME (Applications de la Recherche à l'Opérationnel à Méso-Echelle) est un modèle de prévision numérique du temps de fine échelle non-hydrostatique et à domaine limité ([Seity et al., 2011](#)). Lors de son lancement sur la France métropolitaine en décembre 2008, sa résolution horizontale était de 2,5 km (environ $0,025^\circ$) pour 60 niveaux verticaux avant de passer à une résolution de 1,3 km (environ $0,01^\circ$) et 90 niveaux verticaux en avril 2015 ([Brousseau et al., 2016](#)). Cette haute résolution spatiale permet de résoudre explicitement la convection profonde. Il fournit des prévisions par pas de 1 h pour des échéances allant de +0 à +48 h (réseau de 00h00 UTC) sur un domaine France-élargie (cf. [Figure 2.7](#)) ainsi que l'Outre-Mer.

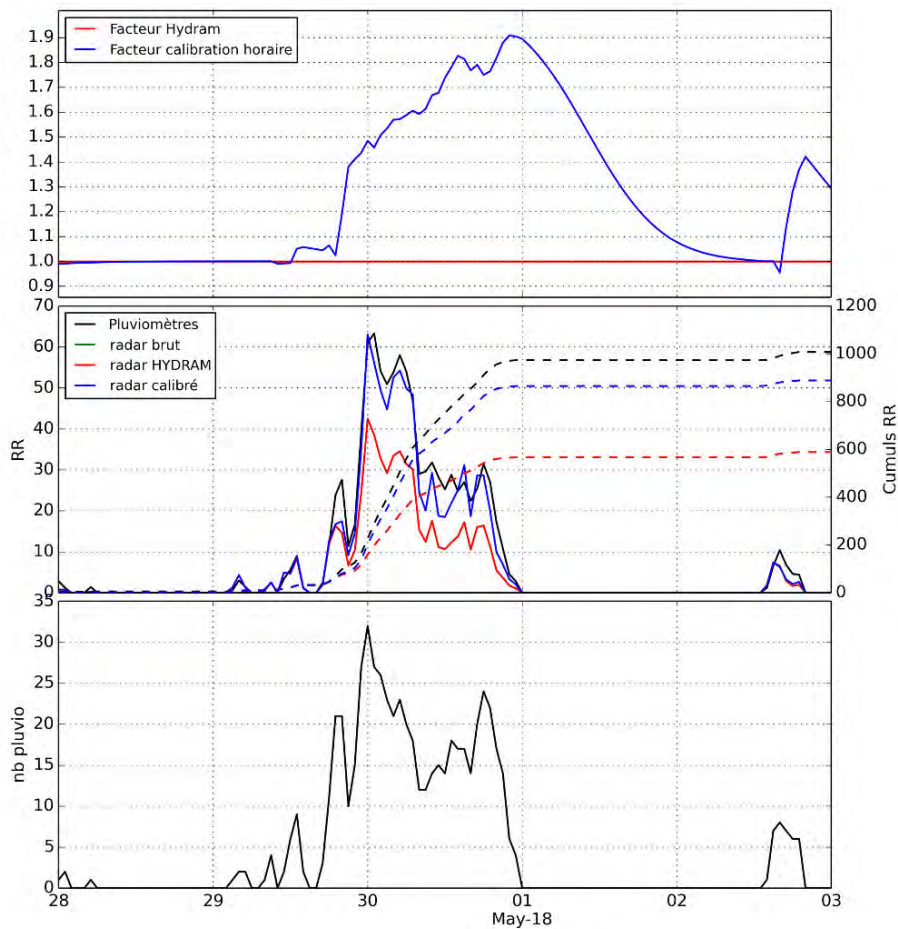


FIGURE 2.6 – Exemple de l’impact de la calibration horaire par les pluviomètres sur la lame d’eau du radar d’Abbeville pour la période du 28/04/2018 au 03/05/2018. En haut : Évolution du facteur de calibration horaire C_H et du facteur Hydram FC_{HYDRAM} . Au centre : Lames d’eau horaires (traits pleins) et cumulées (pointillés) des pluviomètres (noir), du radar brut (vert), du radar corrigé par FC_{HYDRAM} (rouge) et du radar calibré par C_H (bleu). En bas : Nombre de pluviomètres utilisés pour le calcul de C_h .

Le noyau dynamique du modèle est une adaptation de celui de son prédécesseur, ALADIN (Aire Limitée Adaptation dynamique Développement InterNational), alors que la paramétrisation physique est pour l’essentiel héritée du modèle de recherche MESO-NH (MESOscale Non-Hydrostatic model). Les variables pronostiquées par AROME sont la température, le vent horizontal, le contenu spécifique de la vapeur d’eau et de cinq espèces d’hydrométéores (eau nuageuse, eau liquide précipitante, glace primaire, neige et grésil), l’énergie cinétique turbulente (TKE) et deux variables non-hydrostatiques que sont la divergence verticale et l’écart de pression à l’hydrostatisme. Son pas de temps est de 50 secondes. Le système d’assimilation est de type variationnel tri-dimensionnel (3D-Var) et permet d’ingérer de nombreuses observations pour le calcul des états initiaux (Figure 2.8). Ces observations comprennent des données de stations météorologiques terrestres et maritimes, de radiosondages, de satellites, de radars ou encore de GNSS (« Global Navigation Satellite Systems »). La fenêtre d’assimilation s’étend sur 1 heure et est centrée

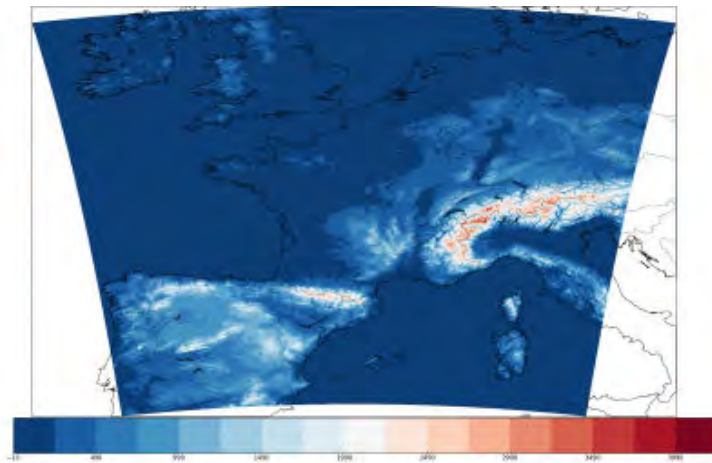


FIGURE 2.7 – Domaine géographique couvert par le modèle AROME-France.

sur l'heure d'analyse. Le vecteur de contrôle du modèle comprend les deux composantes du vent horizontal, la température, l'humidité spécifique et la pression de surface. Les autres variables pronostiquées par le modèle (hydrométéores, TKE, divergence verticale et écart de pression) ne sont donc pas actualisées par l'analyse, mais ce sont les prévisions effectuées lors du cycle d'assimilation qui vont permettre leur réajustement.

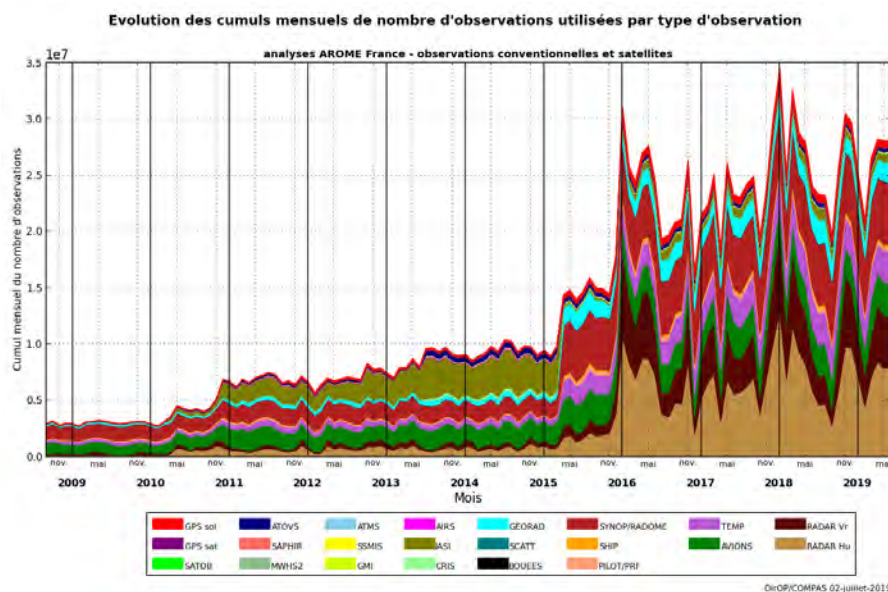


FIGURE 2.8 – Evolution des cumuls mensuels du nombre d'observations assimilées par le modèle AROME France entre fin 2008 et mi-2019. Les pseudo-observations restituées à partir des données radars sont représentées par la courbe inférieure et les données doppler par la courbe immédiatement supérieure.

Dans sa première version, AROME était couplé à ALADIN (version d'ARPEGE sur un domaine limité à l'Europe) pour les conditions aux limites du domaine. Depuis 2010,

l'augmentation de résolution d'ARPEGE sur l'Europe a permis de coupler directement AROME et ARPEGE. Depuis novembre 2017, une version à 2,5 km de résolution et couplée au modèle global IFS du Centre Européen pour les Prévisions Météorologiques à Moyen Terme (CEPMMT) est également produite. En 2016, une version ensembliste à 12 membres d'AROME (résolution de 2,5 km) a été rendue opérationnelle (Raynaud et Bouttier, 2016; Bouttier *et al.*, 2016). Elle a été étendue à 16 membres en 2019. Enfin, une version spécifiquement dédiée à la prévision immédiate (AROME-PI, ou AROME-NWC en anglais; Auger *et al.*, 2015) a vu le jour courant 2016 également. Elle possède la même résolution spatiale que le modèle déterministe AROME (1,3 km) mais avec une fenêtre d'assimilation réduite à seulement 20 minutes (h−10 min à h+10 min). Le modèle est lancé toutes les heures, fournissant des prévisions par pas de 15 minutes pour des échéances allant de 0 à 6 h.

C'est cette dernière version du modèle AROME qui a finalement été utilisée dans le cadre de cette thèse. Elle présente l'avantage de réaliser une analyse toutes les heures intégrant les dernières observations radar. Celles-ci sont assimilées indirectement via des incréments appliqués aux profils d'humidité (Augros *et al.*, 2018). Les contenus en hydrométéores ne font pas partie des variables de contrôle et sont donc « cyclés » : ils sont initialisés par une prévision à 2 h issue du run antérieur correspondant et se rééquilibrent au cours des premières échéances du run courant. L'utilisation de AROME-PI à échéance +2 h permet de favoriser un maximum de proximité entre les profils de précipitations observés et simulés.

2.3.2 Le schéma microphysique ICE3

Au sein d'AROME, l'évolution de la vapeur d'eau et des hydrométéores est dictée par le schéma microphysique ICE3 (Pinty et Jabouille, 1998) qui fut premièrement introduit dans le modèle MESO-NH. Il s'agit d'un schéma de type « bulk » à un moment. « Bulk » signifie que la distribution en taille de chaque espèce est représentée par une fonction prédéterminée, et il est à un moment car cette fonction n'est dépendante que d'une seule variable (le contenu). Dans cette partie, on s'intéresse uniquement aux caractéristiques du schéma qui impactent directement l'estimation de la réflectivité radar. Pour plus de détails, le lecteur pourra se référer à la [documentation de MESO-NH](#) où à la thèse de Caumont (2007).

Les hydrométéores se répartissent en deux espèces liquides (les gouttelettes nuageuses et la pluie) et trois espèces glacées (les cristaux de glace nuageux, le grésil et la neige). La grêle n'est pas explicitement représenté dans ce schéma. Les distributions en taille de ces hydrométéores (Distributions Granulométriques de Particules ou DGP, ou PSD en anglais) sont proportionnelles à une loi gamma généralisée :

$$N_j(D) = N_{0j} \frac{\alpha_j}{\Gamma(\nu_j)} \lambda_j^{\alpha_j \nu_j} D^{\alpha_j \nu_j - 1} \exp(-(\lambda_j D)^{\alpha_j}), \quad (2.8)$$

où D (en m) est le diamètre maximal des particules, N_{0j} est la densité volumique de particules de l'espèce j (en m^{-3}), α_j et ν_j sont des paramètres de forme de la distribution, λ_j est le paramètre de pente (en m^{-1}) et Γ la fonction gamma. Le moment d'ordre p de la

distribution en taille des hydrométéores de type j s'écrit :

$$\mathcal{M}_j(p) = \int_0^\infty D^p N_j(D) dD = \frac{N_{0j}}{\lambda_j^p} \frac{\Gamma(v_j + \frac{p}{\alpha_j})}{\Gamma(v_j)}. \quad (2.9)$$

Concernant la glace primaire, N_{0j} est diagnostiquée par le modèle. Pour les autres espèces, N_{0j} s'exprime comme une fonction d'une puissance de λ_j :

$$N_{0j} = C_j \lambda_j^{\chi_j}. \quad (2.10)$$

Masse et diamètre maximal de la particule de type j sont également reliés par une loi de puissance :

$$m_j(D) = a_j D^{b_j}. \quad (2.11)$$

On peut alors écrire le contenu en hydrométéore de type j :

$$M_j = \rho_{dref} r_j = \int_0^\infty m_j(D) N_j(D) dD = a_j \mathcal{M}_j(b_j). \quad (2.12)$$

En combinant les équations 2.9, 2.10, 2.11 et 2.12 on peut exprimer λ_j :

$$\lambda_j = \left(\frac{M_j \Gamma(v_j)}{a_j C_j \Gamma(v_j + \frac{b_j}{\alpha_j})} \right)^{\frac{1}{\chi_j - b_j}}. \quad (2.13)$$

Ainsi, la DGP de chacune des espèces est fonction uniquement du contenu pronostiqué par le schéma microphysique ICE3 qui est implémenté dans le modèle : on parle de schéma à un moment. Une version à deux moments du schéma microphysique appelée LIMA (Liquid Ice Multiple Aerosols ; Vié *et al.*, 2016) et dérivée de ICE3 a été développée au sein de MESO-NH. Outre les différents contenus en vapeur d'eau et en hydrométéores, LIMA pronostique les concentrations des gouttes de pluie, des gouttelettes et de la glace primaire, et fournit une représentation de la population d'aérosols. Cette version n'est pas encore introduite dans la version opérationnelle d'AROME et n'a donc pas été utilisée ici.

Tout comme la masse, la vitesse terminale de chute des hydrométéores suit une loi de puissance du diamètre pondérée par le facteur correctif $\left(\frac{\rho_{00}}{\rho_{ref}}\right)^{0,4}$ de Foote et Du Toit (1969) qui permet de compenser l'effet de l'altitude :

$$v_{Tj}(D) = c_j D^{d_j} \left(\frac{\rho_{00}}{\rho_{ref}}\right)^{0,4} \quad (2.14)$$

Sous l'hypothèse d'une vitesse verticale de l'air environnant nulle, on peut alors exprimer le taux de précipitations de l'hydrométéore de type j :

$$RR_j = \int_0^\infty m_j(D) v_{Tj}(D) N_j(D) dD \quad (2.15)$$

L'ensemble des valeurs des paramètres utilisés pour caractériser chacun des hydrométéores utiles au calcul de la réflectivité est résumé dans le [Tableau 2.1](#).

Les processus du schéma microphysique ICE3 régissant l'évolution de la vapeur d'eau et des différents hydrométéores peuvent être regroupés en deux catégories : les processus chauds et les processus froids.

	Pluie	Glace primaire (disques)	Neige	Grésil
α_j	1	3	1	1
v_j	1	3	1	1
X_j	-1	0	1	-0,5
C_j (m^{X_j-3})	$8 \cdot 10^6$	C_i	5	$5 \cdot 10^5$
a_j (kg m^{-b_j})	$\frac{\pi \rho_w}{6} = 524$	0,82	0,02	19,6
b_j	3	2,5	1,9	2,8
c_j ($\text{m}^{1-d_j} \text{s}^{-1}$)	842	800	5,1	124
d_j	0,8	1,00	0,27	0,66

TABEAU 2.1 – Valeurs des paramètres caractérisant les différents hydrométéores du schéma microphysique ICE3.

- **Processus chauds :**

Ici sont regroupés les processus décrivant les interactions entre la vapeur d'eau et la phase liquide (eau nuageuse et pluie). La formation de l'eau liquide nuageuse et de la pluie suit le schéma de [Kessler \(1969\)](#). Lorsque l'air est saturé en vapeur d'eau, les gouttelettes d'eau nuageuse se forment par nucléation homogène (i.e. sans aérosol) ou hétérogène (i.e. avec aérosol). Elle peuvent ensuite croître par autoconversion (collision + coalescence) ou accréation et atteindre une taille suffisante pour précipiter. Ces gouttes de pluie peuvent poursuivre leur croissance par accréation. Enfin, si l'air n'est pas saturé en vapeur d'eau, tout ou partie de ces hydrométéores liquides peut s'évaporer.

- **Processus froids :**

Ces processus représentent les interactions entre la vapeur d'eau et les trois classes d'hydrométéores glacés : cristaux de glace nuageuse, agrégats de neige et grésil.

La formation des cristaux de glace se produit le plus souvent par congélation de gouttelettes d'eau surfondues au contact d'un aérosol, ou plus rarement par nucléation homogène lorsque la température est inférieure à -35 °C et que l'air est en sur-saturation par rapport à la glace. Ils peuvent ensuite croître par déposition de vapeur ou bien par effet Bergeron. Ce dernier est maximum pour une température voisine de -12 °C et intervient lorsque cristaux de glaces et gouttelettes d'eau co-existent. La croissance des particules glacées est alors favorisée au détriment des particules liquides. En cas de sous-saturation par rapport à la glace, les cristaux peuvent décroître par sublimation. Les agrégats de neige naissent par autoconversion des cristaux de glace de primaire. Ils peuvent ensuite croître par collection d'autres cristaux ou agrégats.

Les particules de grésil naissent de la congélation de la pluie au contact de cristaux de glace ou du givrage de flocons de neige par l'eau liquide nuageuse. Leur croissance est sèche (resp. humide) si la température est inférieure (resp. supérieure) à 0 °C. Ils sont convertis en pluie lors de la fonte alors que les agrégats de neige sont transformés en grésil.

L'ensemble de ces processus sont résumés par la Figure 2.9.

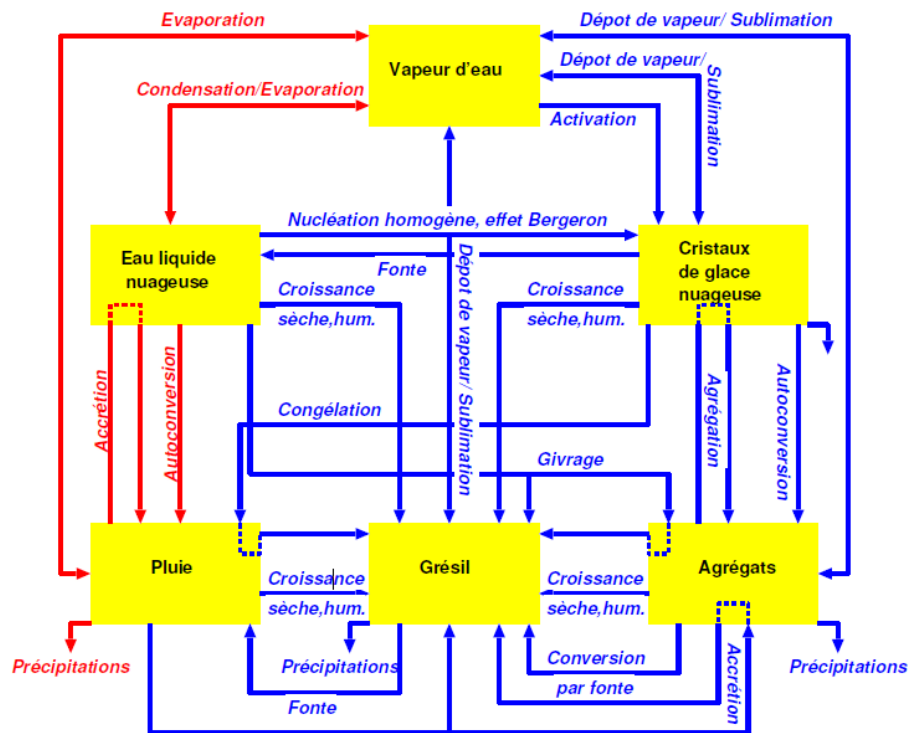


FIGURE 2.9 – Schéma représentant les différents processus pris en compte dans le schéma microphysique de Mésoscale-NH.

2.4 Conclusion

Le réseau de pluviomètres de Météo-France assure un maillage plus ou moins régulier du territoire. Aussi, les mesures fournies par certains réseaux de stations amateurs de qualité peuvent constituer une source d'information complémentaire pour l'analyse des précipitations à plus fine échelle.

Par ailleurs, l'ensemble du pays est aujourd'hui bien couvert par la trentaine de radars du réseau ARAMIS, dont la quasi-totalité sont polarimétriques. Le système SERVAL réceptionne et traite les données pour aboutir à la production d'une lame d'eau de qualité.

Enfin, les progrès de la modélisation numérique permettent aujourd'hui d'avoir une description fine et réaliste de l'atmosphère, et plus particulièrement des précipitations. Le modèle de PNT à haute résolution AROME incorpore notamment un schéma microphysique détaillé qui permet de représenter les différents processus à l'œuvre.

Chapitre 3

Nouvelle méthodologie de calcul de la lame d'eau

Sommaire

3.1	Preuve du concept et application à des cas stratiformes en plaine . . .	43
3.2	Article	44
3.3	Discussion	61
3.3.1	Calcul de la réflectivité minimum détectable	61
3.3.2	Limitations de la méthode de correction de PVR opérationnelle	63
3.3.2.1	Impact de l'utilisation d'une unique valeur d'altitude d'isotherme 0 °C	63
3.3.2.2	Validité de la correction de PVR opérationnelle dans la phase glacée	68
3.3.3	Sensibilité de la méthode POVPR au nombre de profils sélectionnés et au poids accordé à chaque élévation	72
3.4	Conclusion	75

Les radars météorologiques opérationnels n'offrent qu'une représentation partielle de la structure verticale des précipitations. Même avec de très faibles angles de tir, il est souvent impossible d'échantillonner l'atmosphère à proximité du sol. Pourtant, c'est bien l'intensité de la précipitation au niveau de la surface qui intéresse météorologues et hydrologues. Pour cela, les valeurs de réflectivités mesurées à hauteur du faisceau (parfois plusieurs kilomètres au-dessus du sol) sont généralement extrapolées grâce à un modèle de profil vertical de réflectivité évalué à partir des données d'observation disponibles. Cette correction, relativement simple et aux hypothèses parfois fortes (homogénéité spatiale, absence d'évaporation), permet d'améliorer sensiblement l'estimation de la lame d'eau. Toutefois, elle est peu performante dans les situations où la variabilité horizontale et verticale des précipitations est particulièrement forte (passage de front, évaporation, coexistence de précipitations convectives et stratiformes...), ou lorsque les observations sont trop peu nombreuses pour conditionner la forme du profil utilisé pour la correction.

Elle est également limitée par la loi de conversion entre réflectivité et taux de précipitations (loi Z-R).

Dans le cadre de cette thèse, j'ai développé une nouvelle approche de l'estimation de la lame d'eau par radar permettant de s'affranchir de la correction de PVR traditionnelle. Dans cette nouvelle méthode, il s'agit de tirer profit des simulations à haute résolution du modèle numérique de prévision immédiate AROME-PI et de la structure cohérente des profils de précipitations qu'il simule pour reconstruire le profil de précipitations sous le faisceau radar. La démonstration de faisabilité de la méthode (« proof of concept ») a fait l'objet d'un article ([Le Bastard et al., 2019](#)) publié dans la revue scientifique libre d'accès *Atmospheric Measurement Techniques*. Les résultats sur deux cas d'études stratiformes y sont confrontés avec la méthode opérationnelle du calcul de la lame d'eau radar. La première partie de cette section résume l'article en français. Puis, l'article est présenté dans sa version originale, en anglais. Enfin, dans un troisième temps, une discussion détaillée sur le filtrage des données simulées et les limitations de la correction PVR actuellement opérationnelle est présentée.

3.1 Preuve du concept et application à des cas stratiformes en plaine

Au travers de cette article, une nouvelle approche de l'estimation de la lame d'eau par radar est décrite et testée. Les sorties du modèle AROME-PI sont exploitées pour déterminer en chaque point d'observation, ou pixel radar, le profil de précipitations le plus probable et le taux de précipitations qui en résulte à la surface. Cette méthode s'appuie sur l'approche bayésienne ([Lorenc, 1986](#)) utilisée par [Kummerow et al. \(1996\)](#) ou plus récemment par [Petković et al. \(2018\)](#) dans l'algorithme GPROF (goddard profiling) pour restituer des profils verticaux de précipitations à partir des données satellites. Cette technique a également été exploitée par [Caumont et al. \(2010\)](#), [Augros et al. \(2018\)](#) ou encore [Borderies et al. \(2019a,b\)](#) pour l'assimilation des données radar polarimétriques et doppler. En chaque point d'observation, le profil simulé le plus probable est déterminé par combinaison linéaire des profils simulés pris dans un certain voisinage, le poids de chacun d'entre eux étant fonction de leur écart à l'observation.

La nouvelle méthode a été appliquée à deux cas stratiformes sur les domaines de deux radars en bande C du réseau opérationnel de Météo-France (Abbeville et Bordeaux). La première étape de l'étude a consisté à produire des simulations de réflectivité à partir du modèle AROME-PI et de l'opérateur d'observation radar développé par [Caumont et al. \(2006\)](#) et [Augros et al. \(2016\)](#) sur lequel des modifications ont été apportées, comme l'optimisation du code ou le traitement de la bande brillante (cf. [chapitre 4](#)). Une modification de la distribution des données de réflectivités simulées par alignement des quantiles simulés et observés (« quantile mapping ») a ensuite été appliquée afin d'assurer un meilleur accord entre simulations et observations. Enfin, la méthode de restitution bayésienne des profils a été utilisée pour déterminer le taux de précipitations à la surface le plus probable.

La nouvelle méthode appliquée aux deux cas d'étude a fourni de très bons résultats. La forte variabilité de l'altitude de l'isotherme 0 °C mettant à mal la méthode de correction de PVR opérationnelle est bien mieux prise en compte avec cette approche. D'une

part, elle permet de mieux s'affranchir des surestimations causées par la bande brillante. D'autre part, les mauvaises estimations de la lame d'eau opérationnelle (Panthere) suite aux sur- et sous-corrrections des réflectivités dans la phase glacée engendrées par la mauvaise estimation de l'altitude de l'isotherme 0 °C sont nettement atténuées. Par ailleurs, la méthode se révèle capable de mieux gérer les zones de précipitations n'atteignant pas le sol (virgas) et donc de réduire les surestimations observées dans la méthode Panthere. Le gain de performance observé sur les lames d'eau restituées est notamment valable à longue distance, ce qui s'avère prometteur pour l'application de la méthode en zone montagneuse où, en raison de l'altitude élevée des antennes radars et des masques liés au relief, l'information à basse altitude fait souvent défaut.

3.2 Article



Combined use of volume radar observations and high-resolution numerical weather predictions to estimate precipitation at the ground: methodology and proof of concept

Tony Le Bastard¹, Olivier Caumont², Nicolas Gaussiat¹, and Fatima Karbou³

¹DSO-CMR, Météo-France, Toulouse, France

²CNRM, Université de Toulouse, Météo-France, CNRS, Toulouse, France

³CNRM-CEN, UMR 3589, Météo-France, CNRS, Saint-Martin-d'Hères, France

Correspondence: Tony Le Bastard (tony.lebastard@meteo.fr)

Received: 18 April 2019 – Discussion started: 17 May 2019

Revised: 21 August 2019 – Accepted: 16 September 2019 – Published: 25 October 2019

Abstract. The extrapolation of the precipitation to the ground from radar reflectivities measured at the beam altitude is one of the most delicate phases of radar data processing for producing quantitative precipitation estimations (QPEs) and remains a major scientific issue. In many operational meteorological services such as Météo-France, a vertical profile of reflectivity (VPR) correction is uniformly applied over a large part or the entire radar domain. This method is computationally efficient, and the overall bias induced by the bright band is most of the time well corrected. However, this way of proceeding is questionable in situations with high spatial and vertical variability of precipitation (during the passage of a cold front or in a complex terrain, for example).

This study initiates from two statements: first, radars provide information on precipitation with a high spatio-temporal resolution but still require VPR corrections to extrapolate rain rates at the ground level. Second, the horizontal resolution of some numerical weather prediction (NWP) models is now comparable with the radar one, and their dynamical core and microphysics schemes allow the production of realistic simulations of VPRs.

The present paper proposes a new approach to assess surface rainfall from radar reflectivity aloft by exploiting simulated VPRs and rainfall forecasts from the high-resolution NWP model AROME-NWC. To our knowledge, this is the first time that simulated precipitation profiles from an NWP model are used to derive radar QPEs.

The implementation of the new method on two stratiform situations provided significant improvements on the hourly

and 6 h accumulations compared to the operational QPEs, showing the relevance of this new approach.

1 Introduction

Precise quantitative precipitation estimates (QPEs) are critical for many applications including nowcasting, hydrology and flood forecasts. For instance, high-resolution QPEs are necessary to correctly predict the occurrence and intensity of heavy rainfall events and flash floods. Operational rain gauges can provide accurate measurements of the rainfall, but the operational networks are generally too sparse to capture the high spatial and temporal variability of precipitation, especially over complex terrain.

Weather radars provide spatially continuous precipitation estimates at very high spatial and temporal resolutions, thus filling the gaps in in situ observation networks. However, the radar does not provide direct estimates of precipitation but rather an indirect measure which is the backscattered signal of hydrometeors in the atmosphere. Hydrometeors may be liquid or solid or a mixture of two states and can precipitate to the ground in the form of rain or snow depending on several factors. The estimation of precipitation by radar is therefore subject to several sources of error that need to be understood and evaluated (Zawadzki, 1984; Joss and Lee, 1995; Dinku et al., 2002; Villarini and Krajewski, 2010).

These errors are of three kinds: (i) measurement errors of the radar moments (Z , Z_{dr} , ϕ_{dp}), (ii) conversion errors in the quantitative precipitation estimation of the precipitation from the radar moments and (iii) extrapolation errors in the determination of the precipitation falling at the ground from the estimations obtained at beam heights. In recent years, significant progress has been made to reduce the first two types of errors by better controlling the quality of the polarimetric parameters (calibration of Z and Z_{dr} , adaptive smoothing of ϕ_{dp} , attenuation correction) (Bringi et al., 2001; Gourley et al., 2009; Yu et al., 2018) and by combining the polarimetric moments to estimate the precipitation with minimal uncertainty (Ryzhkov et al., 2005; Tabary et al., 2011; Figueras i Ventura et al., 2012). However, the final step of estimating the precipitation at the ground remains a major challenge in particular in mountainous regions where lower beams can be partially or totally blocked (Creutin et al., 1997; Smith, 1998).

Many national weather services have implemented a vertical profile of reflectivity (VPR) correction that either uses a climatological profile obtained from a large number of radar observations over a period of time (Andrieu and Creutin, 1995; Vignal et al., 1999; Borga et al., 2000; Seo et al., 2000; Germann and Joss, 2002; Kirstetter et al., 2010) or uses an idealised profile adjusted in real time (Kitchen et al., 1994; Tabary, 2007) with a pixel-wise approach or not. In both correction methods, the VPR can only be retrieved to represent the volume of atmosphere sampled by the radar and thus cannot provide information on the vertical structure of the precipitation in shielded areas. As a consequence, any evaporation or enhancement of precipitation occurring below the lowest usable beam is missed and can lead in turn to an over- or an underestimation of the precipitation at the surface (Gori and Joss, 1980; Hu and Srivastava, 1995; Li and Srivastava, 2001).

Bauer et al. (2015) suggested that high-resolution numerical weather prediction (NWP) models could bring useful information about the vertical structure of the precipitation which could help to address the shortcomings of radar measurements. Thus, they tried to directly retrieve QPEs from NWP model simulations (WRF) including radar data assimilation. But the developed method could not compete with observation-based QPE methods in part because of the weaknesses of the assimilation system and the model spin-up. So far the use of simulated data from NWP for producing radar-based QPE has generally been limited to the freezing level height for determining the top of the melting layer (Kitchen et al., 1994; Tabary, 2007).

More recently, some attempts to closely exploit NWP outputs have been done to assess the VPR shape in the lower levels. For instance, Georgiou et al. (2010) have proposed a parameterised orographic enhancement term to represent the seeder–feeder mechanism occurring over hills and small mountains (Purdy et al., 2005) that can be added to VPR correction. More recently, Martinaitis et al. (2018) have pro-

posed a real-time evaporation correction scheme using environmental temperature and humidity from an NWP model.

Previous studies have shown that synthetic yet realistic radar observations can be obtained by applying a radar simulator to model outputs (Caumont et al., 2006; Jung et al., 2008; Pfeifer et al., 2008; Ryzhkov et al., 2011; Wolfensberger and Berne, 2018). The VPR estimation and correction is a major step in radar data processing that determines the quality of radar precipitation that would be observed at the ground. In this paper we propose a new method that allows the estimation of VPR profiles in good coherence with meteorological and radar observation conditions. We rely on predicted profiles of precipitation of the French high-resolution NWP model AROME-NWC (Auger et al., 2015), which are directly used together with the observed volume radar polarimetric parameters to determine the most realistic VPR over a particular location and produce a better estimate of the precipitation at the ground. The operational radar data processing for producing radar QPEs and the radar simulations are presented in the first section. Section 2 is dedicated to the presentation of the new QPE method. In Sect. 3, the benefits of the new method are illustrated and quantified on two particular case studies.

2 Data and tools

2.1 Operational radar QPE

The French metropolitan radar network has a total of 31 Doppler radars (5 S band, 20 C band, and 6 X band). All except two radars are polarimetric and configured to transmit 2 μ s pulses in triple pulse repetition time mode (Tabary et al., 2006). The radar acquisition software samples the reflectivity and polarimetric parameters at the resolution of $240 \text{ m} \times 0.5^\circ$ (polar grid) up to a maximum range of 255 km. Radar volumes are produced every 5 min and are made of three to five low-elevation scans (between 0 and 3°) repeated every 5 min and two to three high-elevation scans (between 3 and 15°) repeated every 15 min.

The centralised processing platform located in Toulouse ingests the raw elevation scans received from the radars and applies corrections for partial beam blockages, gas attenuation and radome attenuation (at the X band only) to the noise-thresholded reflectivity data. The processing chain uses polarimetric variables (Figueras i Ventura and Tabary, 2013) to identify non-meteorological echoes and also corrects for the attenuation of the precipitation. Finally, the polar cells are projected on a regular Cartesian grid of $1 \text{ km} \times 1 \text{ km}$. All the scans are synchronised to the end of the volume scan time window using a $32 \text{ km} \times 32 \text{ km}$ advection field. This advection field is deduced from the two latest composite reflectivity fields through the search of the advection vectors that minimises the differences between the current composite and the advected previous one.

Once the scan processing is complete, a VPR correction is applied to each elevation scan to produce an estimate of the reflectivity at the surface. The operational VPR correction (Tabary, 2007) uses an idealised VPR represented by four parameters (Fig. 1): the freezing level height (FLH), the decreasing rate (DR) of reflectivity above, the bright-band thickness (BBT) and its amplitude (BBP). A new idealised VPR profile is inferred every radar cycle (5 min) using the ratios of the hourly rain rate accumulations gathered at different elevation angles and distances from the radar. By varying the four parameters within predefined ranges (± 200 m for FLH; 1 to 6 for BBP; 200 to 800 m for BBT; -1.5 to -6 dB km $^{-1}$ for DR), 288 ratio profiles of rain rate (deduced from the Marshall–Palmer relationship $Z = 200R^{1.6}$) are built and compared to the observed radar rain rate accumulation ratios. The set of parameters that bring the simulated ratios closest to those observed is used to define the VPR over the whole domain. The first guess of FLH is from the operational NWP model ARPEGE. Both FLH and BBT estimates can be further refined by using the cross-correlation coefficient ρ_{hv} (Tabary et al., 2006). This method is computationally efficient, and the overall bias induced by the bright band is most of the time well corrected. However, by defining a unique VPR, the spatial variability of the precipitation is ignored, leading to significant local biases. For instance, when a cold front crosses the radar domain, differences in bright-band heights exceeding 1000 m can be observed between the front and the rear of the precipitating area. A unique VPR, and consequently a unique freezing-level height, will necessarily generate over- and/or underestimations of the bright-band altitude in some parts of the domain, leading to significant over- and/or undercorrection of the reflectivity. Also, by hypothesising a constant rain rate between the bottom of the bright band and the surface, ordinary processes such as evaporation or enhancement of the precipitation are not well captured. These limitations are partially overcome in the operational processing of the final 5 min QPE product by an adjustment using hourly rain gauge and radar data from the past hours (up to 40 h). The adjustment factor is defined as the ratio between the total rain-gauge accumulation and the corresponding radar accumulation (with greater weight given to the most recent hourly accumulation). Only rain-gauge accumulation within 100 km from the radar and larger than 0.6 mm is used in the calculation. The QPE processing used for comparison in this study (referred to as “Panthere QPE”) is identical to the operational QPE processing except for the adjustment that for the sake of simplification is calculated using the accumulation ratios from the current hour only.

2.2 AROME-NWC and the radar forward operator

The novelty of the method presented in this paper is to take the simulated VPRs produced by the French operational model AROME-NWC (Auger et al., 2015) as input. This new high-resolution model, especially designed for now-

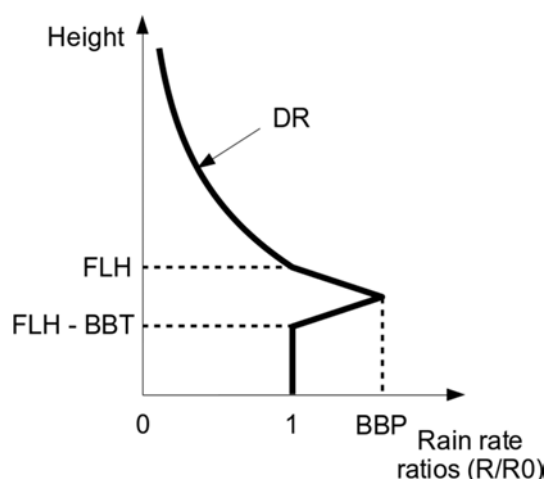


Figure 1. Idealised VPR used for the operational correction of reflectivities (Tabary, 2007) expressed in terms of rain rate ratios. FLH: freezing level height; BBP: bright-band peak; BBT: bright-band thickness; DR: decreasing rate above the freezing level.

casting, is based on the AROME mesoscale model (Seity et al., 2011; Brousseau et al., 2016), which provides the lateral boundary conditions and the first-guess file. AROME-NWC is run every hour and produces short-range forecast outputs up to 6 h on a domain covering France and adjacent areas. The vertical grid (90 levels) is stretched from 10 to around 30 000 m above the ground and the horizontal resolution is 1.3 km \times 1.3 km. AROME is a non-hydrostatic and convection-permitting model using a one-moment bulk microphysical scheme called ICE3, which predicts the contents of six water species: vapour, cloud water, rainwater, graupel, snow aggregates and pristine ice. The temperature and hydrometeor contents from AROME-NWC are taken as input for a polarimetric radar forward operator (Caumont et al., 2006; Augros et al., 2016) that simulates the horizontal reflectivity Z_{hh} (in dBZ unit) as well as the following polarimetric variables: the differential reflectivity (Z_{dr}), the differential propagation phase shift (ϕ_{dp}), the specific differential phase (K_{dp}), the copolar correlation coefficient (ρ_{hv}), the specific and differential attenuations (A_{hh} and A_{dp}), and the backscattering differential phase (δ_{hv}). The horizontal regular grid of the model (1.3 km \times 1.3 km) is preserved, but within the vertical columns those variables are projected onto the radar beam geometry by the forward model that, for a given elevation, takes into account the bending and broadening of the beam. Rain, graupel and snow particles are modelled as oblate spheroids, while pristine ice particles are modelled as spheres because of their random orientation. Their backscattering and forward scattering coefficients are computed following the transition matrix (T-matrix) method (Mishchenko et al., 1996). For better efficiency, the operator uses T-matrix lookup tables computed in advance for each hydrometeor type and radar wavelength (X, S and C bands).

In order to only retrieve observable values of reflectivity, all the reflectivities that fall below the radar minimum detectable reflectivity (Z_{\min_detect}) are set to “no detection”. In the current radar processing chain, Z_{\min_detect} is defined as the following:

$$Z_{\min_detect}(r) = Z_{\text{noise}_{100\text{km}}} + 20 \log\left(\frac{r}{100}\right) + \delta, \quad (1)$$

where $Z_{\text{noise}_{100\text{km}}}$ is the noise equivalent reflectivity at 100 km range, r the distance from the radar in kilometres and δ the threshold used to reject noisy pixels. Both $Z_{\text{noise}_{100\text{km}}}$ and δ are radar dependent. δ typically ranges between 1 and 2 dB. With the same forward model and a similar research model (Meso-NH) at a resolution of $2.5 \text{ km} \times 2.5 \text{ km}$ implemented with the one-moment bulk microphysical scheme ICE3 (identical to AROME), Augros et al. (2016) have made statistical comparisons between the observed and the simulated radar variables on two Mediterranean convective events. They showed that the polarimetric forward operator produces reflectivities in overall general good agreement with observed ones. However, some discrepancies were found, especially in lower atmosphere where the simulated reflectivities tend to be underestimated, which may be due to the coarser horizontal resolution of the simulation compared to the radar observations.

3 New radar and model combined QPE method

To address the limitation of the current VPR correction a new methodology is proposed. This method consists of finding the simulated apparent VPR from the AROME-NWC forecast (hereafter called pseudo-observed VPR or POVPR) most resembling the observed apparent one for every radar pixel, and then to retrieve the corresponding QPE (hereafter called POVPR QPE). For an easy following of the different steps of the method described in this section, the reader can refer to the Fig. 3.

3.1 VPR estimation

The VPR estimation is applied separately for each $1 \text{ km} \times 1 \text{ km}$ pixel p_i of the radar domain. The method developed in this study to retrieve VPRs is based on the Bayesian approach used by Kummerow et al. (1996, 2001) in the Goddard profiling algorithm (GPROF). This was also used by Caumont et al. (2010), Augros et al. (2018) and Borderies et al. (2018, 2019) for the validation and assimilation of radar reflectivity and dual-polarisation observations in the French high-resolution model AROME. In the same way, we use here a large database made of simulated profiles VPR_{mod} in the vicinity of the considered radar pixel p_i to find the most probable VPR ($\text{POVPR}(p_i)$) given the observed apparent VPR_{rad} . Thus, $\text{POVPR}(p_i)$ is defined as a linear combination of the VPR_{mod} weighted by a factor P depending on the distance d in terms of reflectivity between the apparent

simulated VPRs ($VPR_{\text{mod,app}}$), i.e. the projection of VPR_{mod} on the available radar elevations, and VPR_{rad} :

$$\text{POVPR}(p_i) = \frac{1}{\sum_j P(j)} \sum_j P(j) VPR_{\text{mod}}(j), \quad (2)$$

where

$$P(j) = \exp\left(-\frac{1}{2}d[VPR_{\text{mod,app}}(j)]\right), \quad (3)$$

$$d[VPR_{\text{mod,app}}(j)] = \frac{1}{n_{\text{elev}}} \sum_{n_{\text{elev}}} \left[\frac{Z_{\text{hh_mod,elev}}(j) - Z_{\text{hh_rad,elev}}}{\sigma(h_{\text{elev}})} \right]^2, \quad (4)$$

and

$$\frac{1}{\sigma(h_{\text{elev}})^2} = \left[\frac{2}{\frac{h_{\text{elev}}}{\text{Alt}_{\text{max}}} + 1} - 1 \right]^2. \quad (5)$$

j is the index of the profiles VPR_{mod} in the vicinity of the profile VPR_{rad} , n_{elev} is the number of elevations where the reflectivity is valid, $Z_{\text{hh_mod,elev}}$ and $Z_{\text{hh_rad,elev}}$ are the simulated and observed reflectivities respectively, and $\sigma(h_{\text{elev}})$ is a weighting function depending on the height of the elevation h_{elev} normalised by the maximum altitude of the radar data Alt_{max} (set to 12 000 m a.s.l. in this study). This formulation of σ permits us to give more weight to the lowest elevations. P is equal to 1 for a perfect simulated apparent VPR ($VPR_{\text{mod,app}} = VPR_{\text{rad}}$) and tends towards 0 as the difference between VPRs increases.

This procedure is repeated for each pixel p_i of the area covered by the radar. Some settings are imposed to, on the one hand, limit the time computing and, on the other hand, to help the algorithm find the most appropriate VPR. First and foremost, simulated reflectivities below $Z_{\min_detect}(p_i)$ (see Eq. 1) are considered as non-precipitating. Then, the distance for exploring the simulated VPRs around p_i is set to a maximum of 100 km as proposed by Augros et al. (2018). At the full resolution of AROME-NWC (1.3 km), it represents more than 18 000 simulated VPRs to analyse. We chose to keep the spatial extent of the data set to take into account space-shifting of the simulated precipitation with respect to the observations. Thus, to reduce the data set and consequently the computing time, only one point out of four of the simulation in each horizontal direction has been used, dropping the number of VPRs to analyse to about 1200. Moreover, for every observed and simulated vertical profile of reflectivity that contains a non-precipitating layer surrounded by precipitating layers, only the lower precipitating part is kept. By doing so, we make the hypothesis that the lower precipitating layer is unrelated to the upper one. We also forced the selected VPRs to be in the same air mass as that in p_i through a condition on the freezing level. The 0°C isotherm at p_i location is estimated by one of the co-located points of the AROME

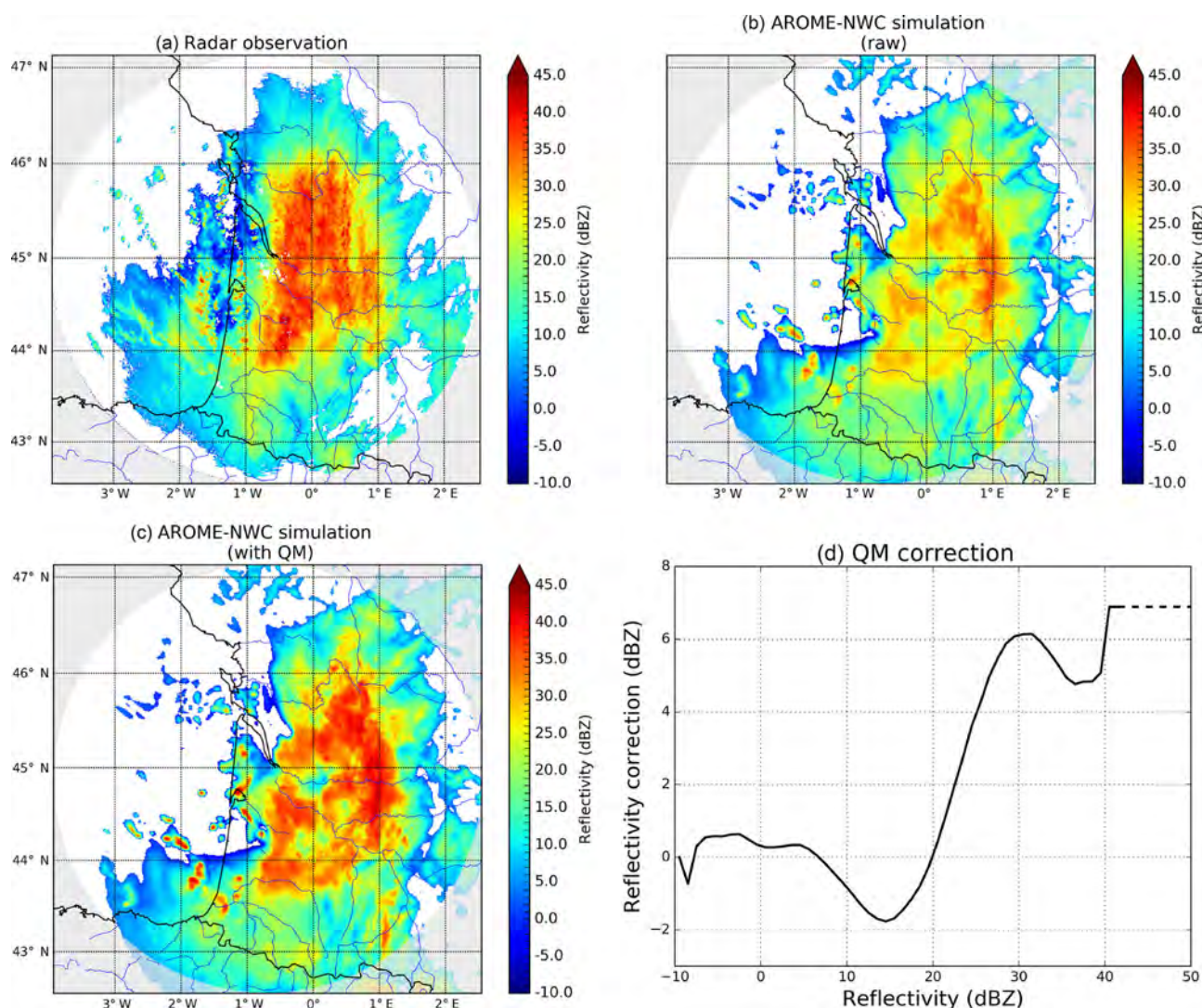


Figure 2. (a) Observed radar reflectivity from the radar of Bordeaux at the elevation 0.4° on 3 March 2017 at 23:00 UTC. (b) Corresponding raw simulated radar reflectivity from AROME-NWC (run of 21:00 UTC). (c) Same as (b) but corrected by quantile mapping. (d) Reflectivity correction C_z resulting from the quantile mapping. The extension of the correction for higher reflectivities is represented by dashed lines.

analysis. Model displacement errors could introduce errors in the determination of the correct 0°C isotherm, but the AROME analysis is performed every hour and can represent the freezing with a smaller error than the one induced by the use of a unique value for the entire domain in the current operational method. VPRs that have a freezing level height 300 m higher or lower than that in p_i are excluded from the data set. Additionally, simulated VPRs where the ground level is higher by more than 300 m above the ground level of p_i are also eliminated from the data set. Indeed, VPRs from higher terrain are, by nature, not defined at the ground altitude of p_i and consequently cannot provide relevant information about the vertical structure of the precipitation at this altitude. On the contrary, keeping VPRs from lower terrain allows us to potentially extend the simulated VPR data

set for mountainous pixels. Finally, in order to give more importance to the nearby VPRs, only the 100 closest remaining VPRs are kept. In the hypothesis in which no VPR would be excluded from the initial data set (1200 VPRs) during the previous filtering steps described above, this last step would keep VPRs of a distance of less than 30 km away from p_i .

Reducing the number of candidates helped to run the algorithm in a reasonable time for research (about 12 h for a 1 h accumulation over the entire radar domain). The performance of our algorithm could be highly improved by parallelising the processing (for the moment each radar pixel is processed separately) to meet operational requirements. The use of clustering techniques (to select the most suitable profiles) as well as the use of a three-dimensional reflectivity

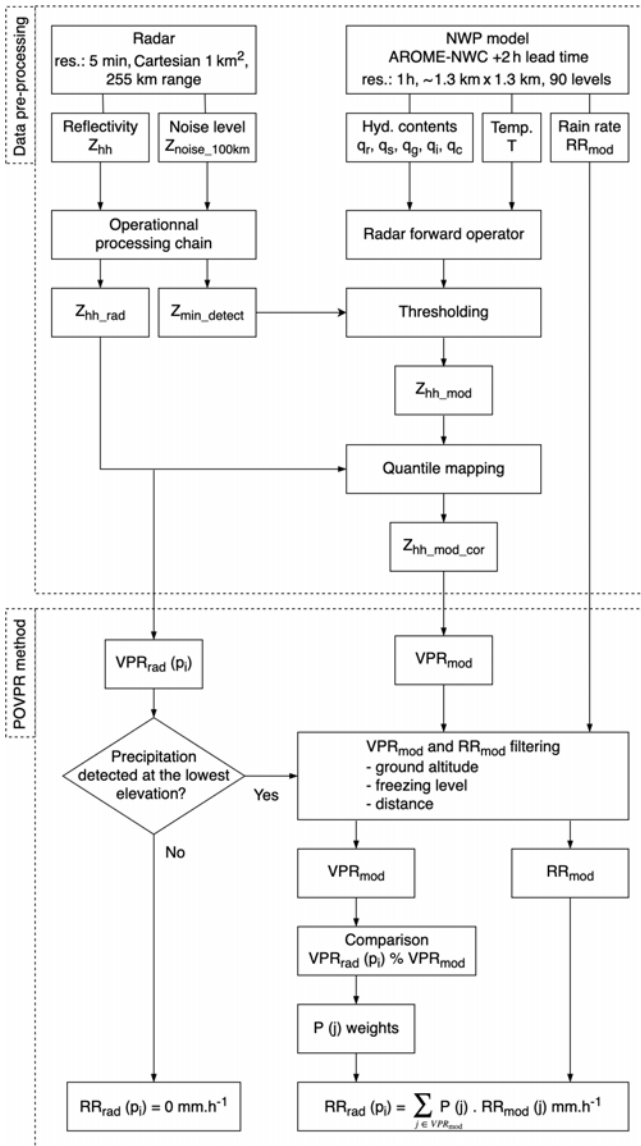


Figure 3. Process flow chart of the data pre-processing and the POVPR method for computing a pixel-wise ground rain rate from observed and simulated reflectivities.

field projected on a regular grid could also considerably improve the algorithm performance.

3.2 Model bias correction

To maximise the chances of finding the simulated apparent VPRs that best fit the observations, a model bias correction is used to bring a maximum number of simulated observations as close as possible to the observed ones. Simulated observations can be biased either because the model itself is biased (approximation in the model physics, representativeness errors) or because the radar forward operator is biased or both. For simplicity, all the model biases are corrected by applying a quantile mapping correction (QM), a method commonly

used in climatic simulations (Lafon et al., 2013). Thus, this correction is applied every hour and is used to match the distributions (D_{mod}) of the simulated reflectivities produced by the model ($Z_{\text{hh_mod}}$) with the observed distributions (D_{rad}) computed by aggregating all 5 min radar reflectivity scans during the hour centred around the model time. Ideally, the quantile mapping correction should be made not only according to the reflectivity but also according to the temperature for taking into account the different phases of hydrometeors and their different response in terms of reflectivity, as well as the distance for considering the beam broadening. The chosen 1 h time window ensures that the range of values of each 5 min observed reflectivity data set processed by the POVPR algorithm is covered by the closest in time simulated reflectivity data set used for the VPR estimation. Some tests (not presented here) have shown that a longer temporal window gives poorer final QPE results.

To take into account the positioning errors of the simulated precipitating columns compared to the observations, a first step consists of the adjustment of the distances of these columns from the radar also by quantile mapping before the projection on the radar beam geometry. Indeed, let us suppose the observation is made of a unique precipitating column C_o , which is perfectly represented by the simulated column C_s ($C_o = C_s$) but further from the radar. Due to the different beam altitudes and widths at the column locations, the projection of C_s on the radar beam geometry will be most probably different from the projection of C_o even though the unprojected columns are identical. This statement can be generalised to larger data sets. Thus, the preliminary quantile mapping correction on distances ensures that the proportions of precipitating columns at a particular distance from the radar are the same in D_{rad} and D_{mod} data set, which mitigates the effects of the model positioning errors. Furthermore, to have comparable samples, simulated reflectivities below the theoretical noise level are eliminated, and each elevation of the model data set is repeated as often as it is present in the radar data set. Finally, the transfer function $T_{\text{Mod} \rightarrow \text{Rad}}$ from D_{mod} to D_{rad} is evaluated and applied to simulated reflectivities to produce the corrected reflectivity ($Z_{\text{hh_mod_cor}}$) data set:

$$Z_{\text{hh_mod_cor}} = T_{\text{Mod} \rightarrow \text{Rad}}(Z_{\text{hh_mod}}). \quad (6)$$

In a different way, we can express $Z_{\text{hh_mod_cor}}$ as the sum of $Z_{\text{hh_mod}}$ and a corresponding reflectivity correction (C_z):

$$Z_{\text{hh_mod_cor}} = Z_{\text{hh_mod}} + C_z(Z_{\text{hh_mod}}), \quad (7)$$

where

$$C_z(Z_{\text{hh_mod}}) = T_{\text{Mod} \rightarrow \text{Rad}}(Z_{\text{hh_mod}}) - Z_{\text{hh_mod}}. \quad (8)$$

Note that the projection of simulated reflectivities is adapted to each radar pixel geometry during the VPR estimation (see next part). As a consequence, simulated reflectivities used for

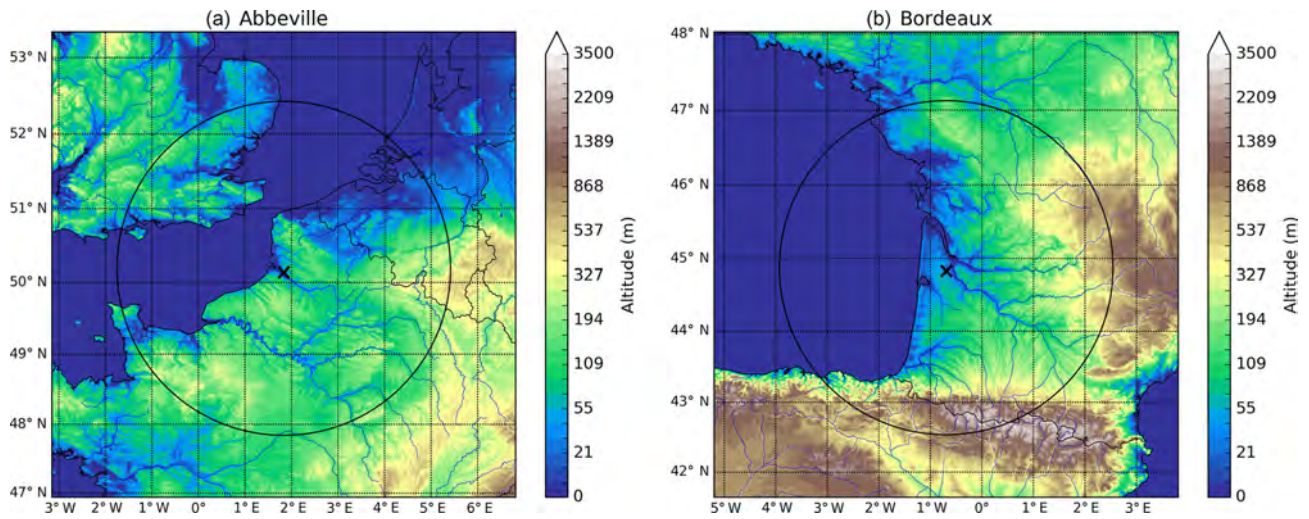


Figure 4. Topography in the Abbeville (a) and Bordeaux (b) radar areas. The radar positions are indicated by the black crosses and their 255 km ranges by the black circles. The domain displayed is extended by 100 km to represent the NWP model domain used for the computation of the POVPR accumulations.

the VPR search can outreach the ones used for the building of $T_{Mod \rightarrow Rad}$. That is why, for reflectivities exceeding the maximum reflectivity of the simulation data set (Z_{hh_modmax}), C_z is set to the correction value of Z_{hh_modmax} :

$$C_z(Z_{hh_mod} > Z_{hh_modmax}) = C_z(Z_{hh_modmax}). \quad (9)$$

An example of the application of the quantile mapping correction is provided in Fig. 2.

For the purpose of this study, the 2 h lead time forecasts from AROME-NWC are used. On the one hand, this short forecast range offers the advantages to be beyond the spin-up period of the model. On the other hand, it is close enough to the analysis time so that the initial D_{mod} data set can be brought as close as possible to the D_{rad} data set by quantile mapping, and most representative VPR profiles can be found in the VPR estimation process. However, in situations where the simulations are too different from the observations, in terms of timing (convection initiation time not well predicted for example) or intensity (embedded convection within stratiform precipitation observed but not simulated by the NWP model for instance), the use of an adaptive time window and/or multiple model runs, could be considered.

3.3 QPE calculation

Once the closest simulated VPRs and their corresponding weights P are found for the pixel p_i , the rain rate at the pixel p_i ($RR_{rad}(p_i)$) is estimated by the P -weighted linear combination of the rain rates associated with each simulated VPR ($RR_{mod}(j)$) and estimated at the same altitude as the ground altitude of p_i :

$$RR_{rad}(p_i) = \frac{1}{\sum_j P(j)} \sum_j P(j) RR_{mod}(j). \quad (10)$$

The entire procedure for generating $RR_{rad}(p_i)$ from radar and NWP model reflectivities is summarised in Fig. 3. The 5 min precipitation accumulation $ACC(p_i)$ is simply deduced by integrating $RR_{rad}(p_i)$ over time by assuming that the rain rate is constant during this period:

$$ACC(p_i) = RR_{rad}(p_i) 5 \text{ min}. \quad (11)$$

Operationally, a spatio-temporal interpolation of the 5 min rain rates is made at a 1 min time step to take the displacement of precipitation into account. For simplification, this has not been done here. But the stratiform nature of precipitation of the cases studied further (see Sect. 4) ensures that the error made by doing so is negligible.

Finally, similarly to the Panthere QPE calculation, we apply a simplified adjustment factor on the final radar QPEs (see Sect. 2.1). In a timely manner, it simultaneously reduces the impact of bias from radar measurements and simulated rain rates.

To deal with the possible poor performance of the NWP model, we could use the current operational algorithm as a fallback solution. For each observed radar apparent VPR, the simulated profiles are linearly combined according to the cost function described in Eqs. (3) and (4). In a situation with a low level of similarity between observed and simulated profiles, the P weights used for the linear combination are rather low. As a solution, we could introduce an additional term depending on the rain rate produced by the current operational algorithm (Panthere) in the linear combination of the simulated rain rates (Eq. 10). The features of this new term would be negligible when many resembling simulated profiles are found and become predominant when the P weights fall down. More simply, we could use the Panthere QPE when the sum of P weights falls below a threshold to be defined.

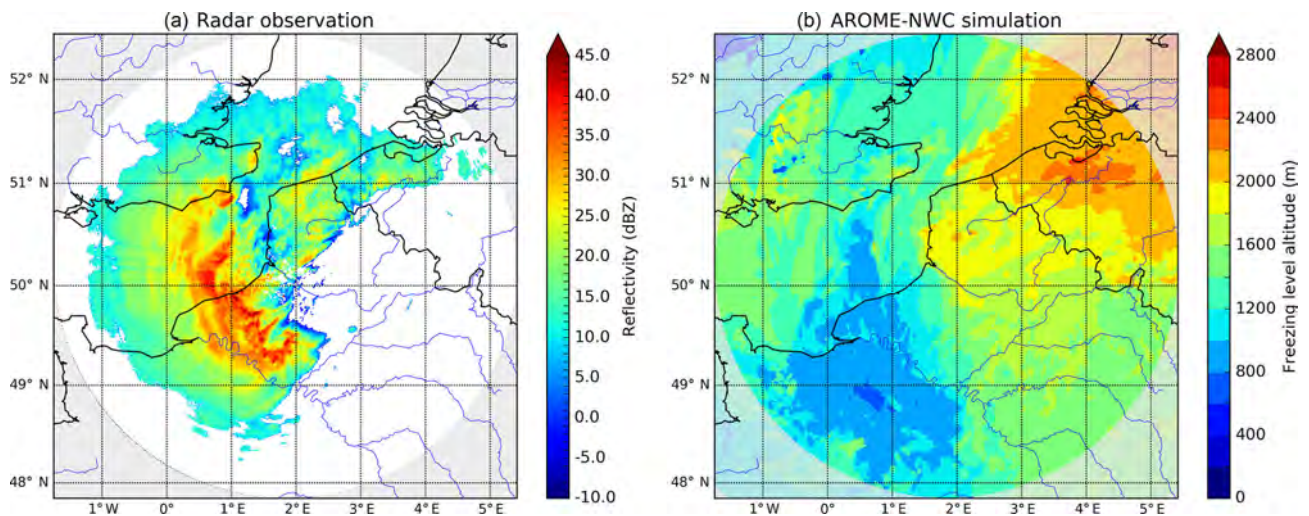


Figure 5. Observed reflectivity from the radar of Abbeville at the elevation 0.4° (a) and simulated freezing level altitude from the model AROME-NWC (+2 h lead time) (b) on 30 April 2018 at 06:00 UTC.

With such a fallback procedure, in case of a poor simulation, the retrieved accumulation would be at least relatively close to the current operational one.

4 Results

Two stratiform case studies (30 April 2018 and 3 March 2017) affecting plain areas (see Fig. 4) were chosen to demonstrate the potential benefits of the method. In these particular situations, the variability of temperature and the precipitation fields was large and the NWP model was able to produce simulations in relatively good agreement with the observations in terms of timing, localisation and intensity. The evaluation of the new QPE method with respect to the older one is first described. Then, the results are presented for both situations studied.

4.1 Evaluation process

To evaluate the performance of the POVPR and the operational methods, hourly and 6 h rain-gauge accumulations (resolution of 0.2 mm) are compared with the co-located retrieved radar accumulations. For clarity, accumulations are removed from the data set if (i) the rain gauge has a class equal to 5 according to the World Meteorological Organization (WMO) classification, (ii) the radar was not able to detect any signal (signal weaker than noise level or radar beam above the precipitation) or (iii) the simulated freezing level height above the ground level is lower than 300 m (enhanced risk of snow which cannot be correctly measured by the non-heated rain gauges from the operational network). Once the hourly and 6 h accumulations data set are built, the root mean square error (RMSE), the mean bias and the Pearson correlation coefficient (r) are computed for both radar data sets

(Panthere and POVPR) by considering the rain-gauge data set as a reference. We also compute the differences between the mean hourly RMSEs from the POVPR QPEs and the mean hourly RMSEs from the Panthere QPEs according to the distance from the radar.

4.2 Back-bent occlusion of the 30 April 2018

On 30 April a quasi-stationary low concerned northern France. Its warm and cold fronts affected most part of the country, and its warm sector occluded on the northernmost areas. The latter wrapped around the low, forming a so-called back-bent occlusion, which brought cold temperatures and continuous precipitation, especially in Normandy where some snow was locally witnessed. As an illustration of these features, Fig. 5 displays the observed reflectivity and the freezing level field predicted by AROME-NWC (04:00 UTC run) at 06:00 UTC. The heaviest rainfalls occurred between 03:00 and 09:00 UTC with accumulations up to 25 mm measured by the rain gauges.

During this event, the correctness of the accumulations computed operationally (Panthere) compared to those measured by the rain gauges was really poor (see Fig. 6a), with a strong overestimation in a corridor at a distance between roughly 45 and 85 km from the radar and a significant underestimation beyond. A deeper analysis of the lower radar scans (not shown here) reveals all the typical features of a bright band in the area of overestimation: enhanced reflectivity, differential reflectivity (Z_{dr}) and specific differential phase (K_{dp}), as well as a low cross-correlation coefficient (ρ_{hv}). At 06:00 UTC, from the lower radar scan (0.4° elevation), the bright-band top can be estimated to be at an altitude of approximately 1000 m a.s.l. at that location. This is consistent with the freezing level altitude predicted by AROME-NWC (see Fig. 5). However, the operational evaluation of the

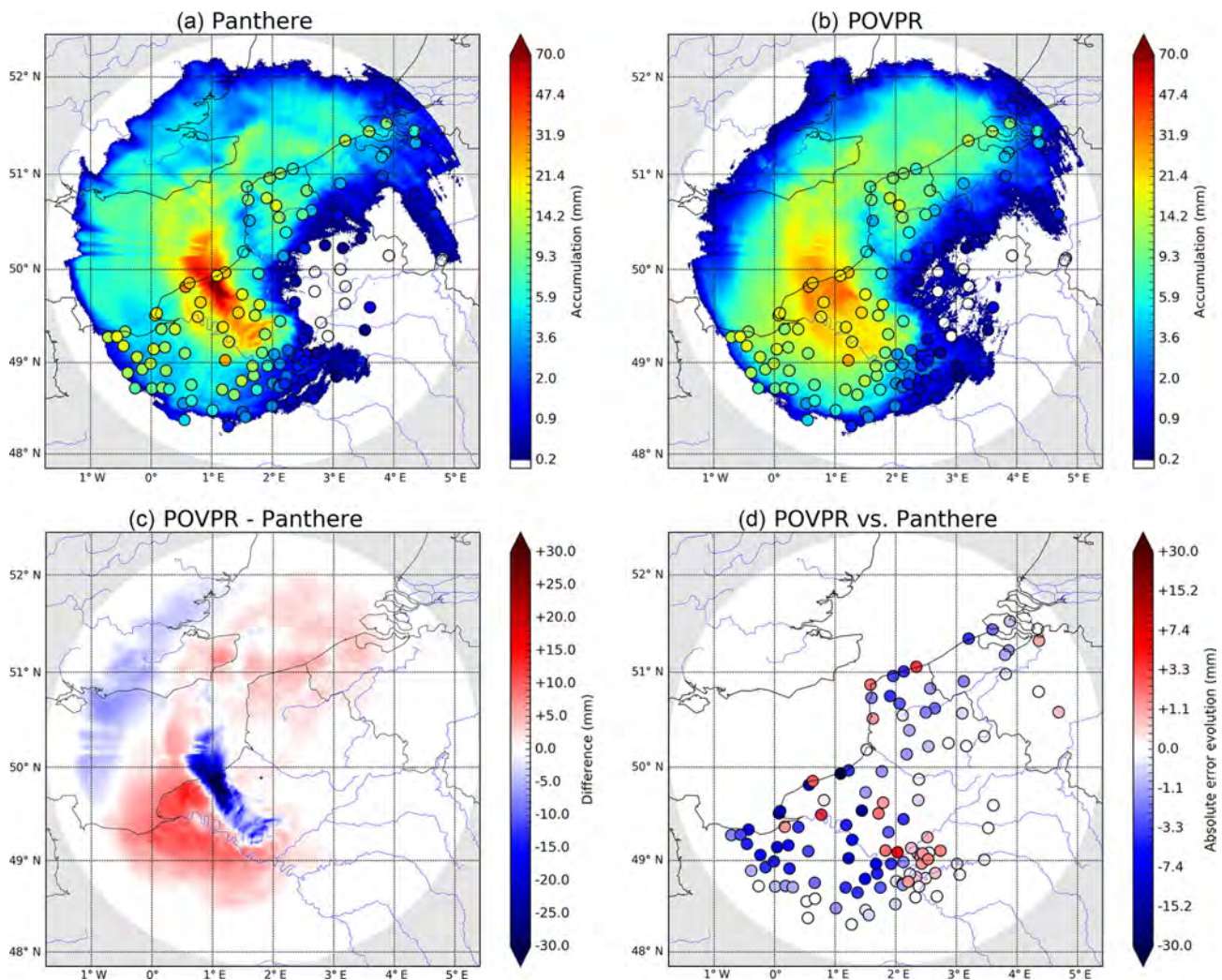


Figure 6. The 6 h accumulations for the 30 April 2018 event between 03:00 and 09:00 UTC on the Abbeville radar domain (255 km range) with the operational method Panthere (a) and the POVPR method (b). Rain-gauge accumulations where any precipitation has been detected by the radar are represented by circles. (c) Difference between both spatial accumulations (POVPR – Panthere). (d) Absolute error evolution between both methods at the rain-gauge locations.

bright-band top altitude made from the ρ_{hv} radar fields prior to the determination of the VPR (see Sect. 3.1) led to a freezing level altitude of 2000 m a.s.l. Further investigations show that this overestimation is in particular due to the high spatial variability of the freezing level height combined with the radar beam geometry. The bright band in the western cold air mass is too low to be sampled by most of the radar beams. Consequently, the bright-band top altitude retrieved by the radar scans is more representative of the warm air mass close to the radar location than the cold air mass further west where the QPE values are very biased.

The overestimation of the freezing level altitude has different impacts on the VPR correction (see Fig. 1) depending on the distance from the radar. Close to the radar, where the beam intercepts the bright band, reflectivities are considered to be in the rain and therefore are not corrected. It finally in-

duces a strong overestimation of the ground rainfall accumulations. Further from the radar, where the beam is above the freezing level, three configurations lead to an underestimation of the precipitation at the ground level: (i) reflectivities are still considered to be in the rain part and are not enhanced as they should be, (ii) reflectivities are incorrectly flagged as lying in the bright band and are consequently wrongly reduced by the VPR correction or (iii) reflectivities are rightly considered as snowy but are insufficiently corrected because of the underestimation of the thickness between the radar beam and the freezing level altitudes.

The POVPR method is much more reliable in this situation (see Fig. 6b–d) thanks in particular to the constraint imposed on the freezing level altitude during the research of the most appropriate simulated VPR (see Sect. 3.1). The estimations, which are biased due to the overestimation of the

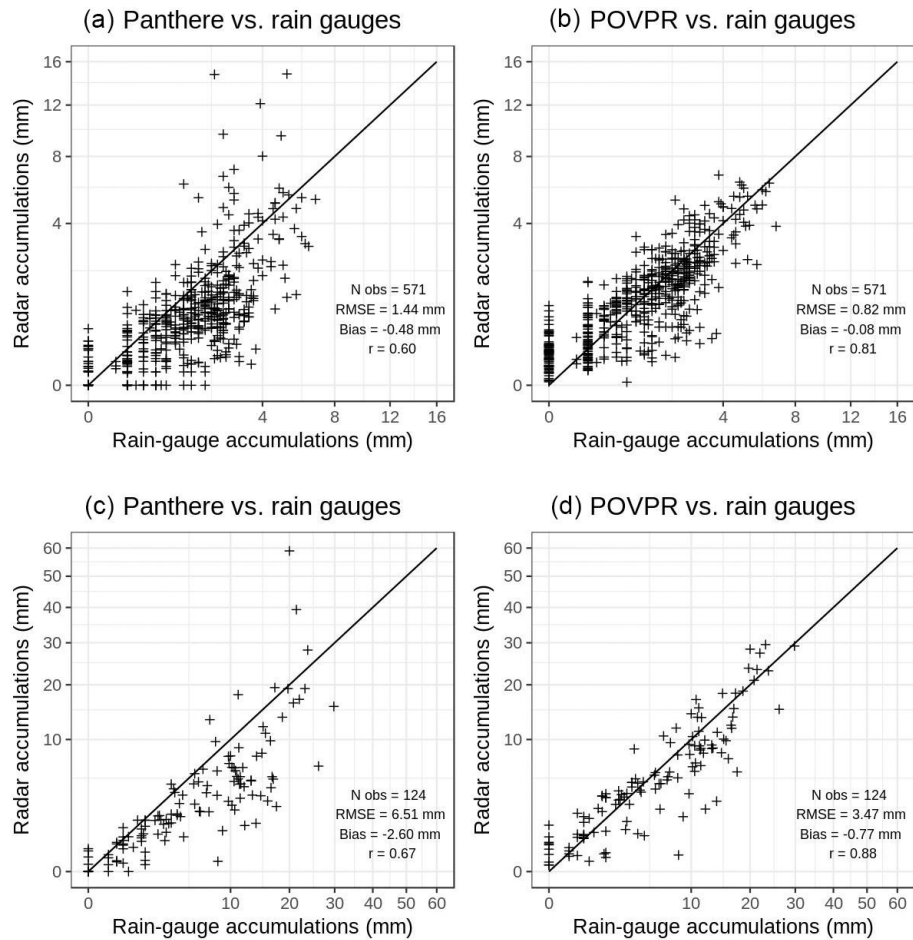


Figure 7. Comparisons between rain-gauge and radar accumulations computed for the 30 April 2018 event between 03:00 and 09:00 UTC on the Abbeville radar domain. **(a–b)** Hourly accumulations; **(c–d)** 6 h accumulations; **(a–c)** operational method Panthere; **(b–d)** POVPR method. The number of observations (N_{obs}), the root mean square error (RMSE), the mean bias (Bias) and the Pearson correlation coefficient (r) are also displayed. Data in which the lowest valid radar elevation did not detect any precipitation (no precipitation or beam too high) were removed from the data set.

freezing level altitude described above, seem to be at least partially corrected as illustrated by the difference between Panthere and POVPR accumulations (see Fig. 6c). The computed scores clearly show a significant improvement compared to the Panthere QPE. The RMSEs of the hourly and 6 h accumulations are reduced by 43 % and 47 % respectively, the mean biases are mitigated and approach zero, and the Pearson correlation coefficients grow from 0.60 and 0.67 to 0.81 and 0.88 respectively. Those improvements are illustrated by the scatter plots of these accumulations (see Fig. 7). We also notice that these performances are observed all along the radar range (see Fig. 8a) and especially at the ranges where the lower beam intercepts the bright band (45 to 85 km). More generally, 65 % of mean hourly RMSEs at rain-gauge locations are reduced compared to the Panthere QPE ones. But these different performances cannot be fully explained by the condition on the freezing level. Indeed, the comparison between the median simulated VPR on the radar

domain relatively to the freezing level and the operational one used for the reflectivity correction shows many differences (see Fig. 9a): (i) a much more important variability of the simulated VPR underlined by the large interdecile range, (ii) a strong difference between the reflectivity at the freezing level and its value in the liquid phase which translates into the need to use a different $Z-R$ relationship for the conversion of snowy reflectivities into rain rates ($Z-S$ relationship) and (iii) a non-constant simulated reflectivity towards the ground below the bright band revealing the evaporation and/or enhancement processes of rainfall. All these statements illustrate the potential benefits of the POVPR method compared to the operational VPR correction.

4.3 Cold front of 3 March 2017

The second case presented in this study focuses on the cold front that passed through southwestern France on 3 and

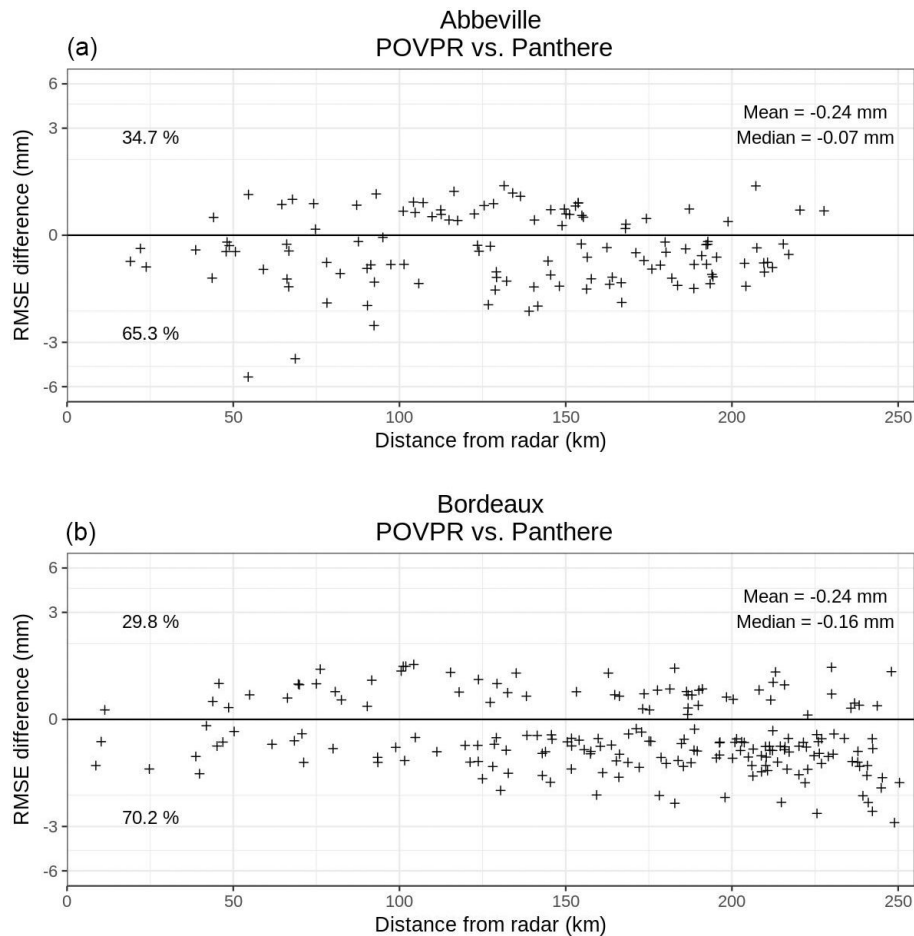


Figure 8. Differences between mean hourly RMSEs at the rain-gauge locations from the POVPR QPE and from the Panthere QPE according to the distance from the radar for the 30 April 2018 event between 03:00 and 09:00 UTC on the Abbeville radar domain (a) and for the 3 March 2017 event between 18:00 and 00:00 UTC on the Bordeaux radar domain (b). Negative values indicate a better estimation of the POVPR QPE (lower RMSE) and positive values mean the opposite. The percentages of positive and negative values of RMSE difference are also indicated.

4 March 2017. The freezing level rapidly dropped from an altitude of about 2800 m to roughly 1200 m (and even lower on the Pyrenees foothills).

The POVPR method was applied to the operational reflectivities from the C-band polarimetric radar located in Bordeaux. The western side of the radar domain is offshore and the continental terrain is mainly flat, except in the extreme south and south-east parts of the domain where the Pyrenees and the Montagne Noire reach 3400 and 1200 m above sea level respectively (Fig. 4b). The radar coverage is almost perfect, with few beam blockages.

Figure 10 displays a snapshot of the situation through the radar reflectivity at the lowest elevation (0.4°) and the simulated freezing level altitude from AROME-NWC, both at 21:00 UTC. The extent of the precipitating area and the relatively slow motion of the front (35 to 40 km h^{-1}) permitted significant accumulations (up to 40 mm) over the major part of the domain. The first part of the episode (18:00 to

00:00 UTC) is of particular interest as the operational radar QPE Panthere produced notably biased estimations (see Fig. 11a) in two distinct areas: (i) over the Pyrenees foothills and the adjacent plains (extreme south of the domain) where radar rainfall estimations are much lower than the rain-gauge accumulations and (ii) over the western foothills of the Massif Central range (far eastern part of the domain) where the radar largely overestimated the precipitation amounts.

A west-to-east vertical cross section of the simulated reflectivity by AROME-NWC at 21:00 UTC (see Fig. 13a) shows that virgae (precipitation evaporating before reaching the ground) are present ahead of the main precipitation core associated with the cold front. Once you move away from the radar, the altitude of the lower beam (0.4°) increases significantly and cannot consequently sample the lower part of the atmosphere. In this case, virgae are seen by the radar similarly as precipitation reaching the ground level. Because the beam is above the freezing level at this range, the opera-

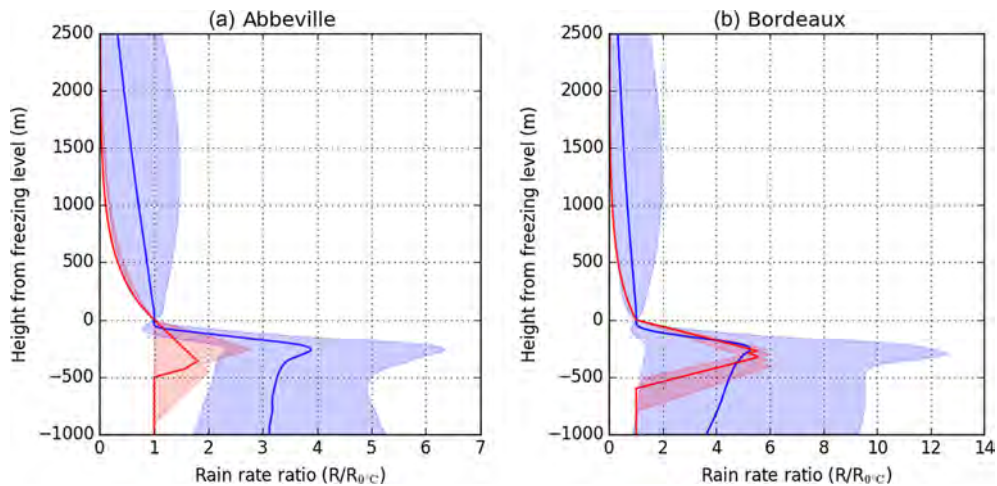


Figure 9. (a) Median VPR predicted by AROME-NWC for 30 April 2018 at 06:00 UTC on the Abbeville radar domain (blue) and median VPR of the VPRs used operationally between 05:30 and 06:30 UTC for the correction of reflectivities (red). VPRs are expressed as rain rate ratios, rain rate at the freezing level ($R_{0^{\circ}\text{C}}$) being the reference. Only profiles with a rain rate greater than 0.1 mm h^{-1} at the freezing level have been kept. The first and last deciles are delimited by the shaded areas. (b) Same as (a) for 3 March 2018 at 23:00 UTC on the Bordeaux radar domain.

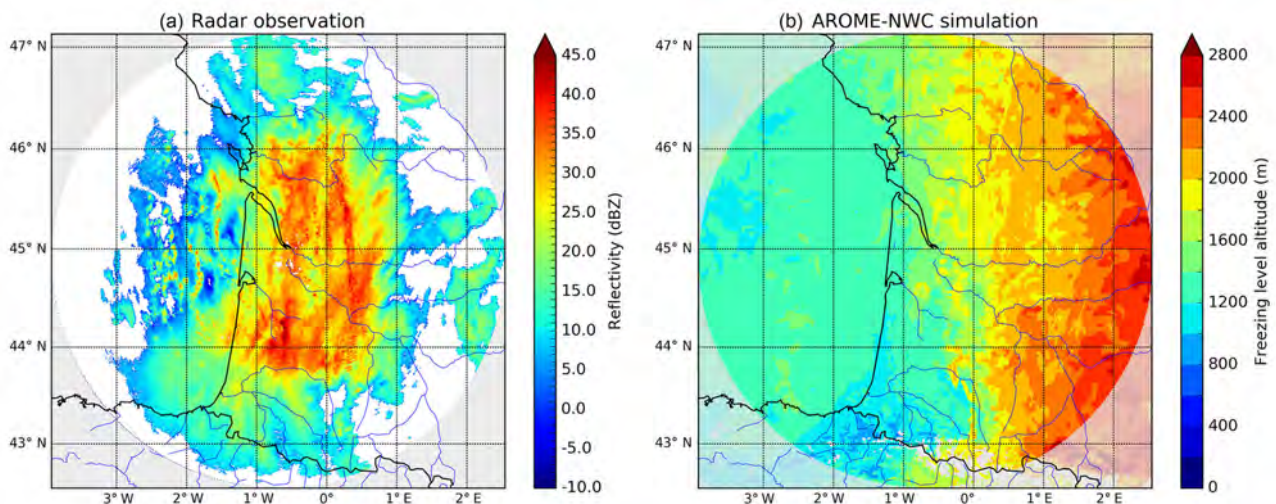


Figure 10. Same as Fig. 5 for 3 March 2017 at 21:00 UTC on the radar of Bordeaux.

tional VPR correction reinforces the overestimation. In the example displayed in Fig. 13, the extrapolation of the simulated reflectivity of the lowest elevation through the operational VPR correction would lead to a ground reflectivity of about 27 dBZ, that is to say a rain rate of 1.8 mm h^{-1} with the Marshall–Palmer relationship used in the operational system ($Z = 200R^{1.6}$). By using simulated VPRs in the vicinity of each radar pixel, the POVPR method is able to take into account the evaporation of the precipitation during their falling in this area. As a result, the radar QPEs computed over the western foothills of the Massif Central range front are in much better agreement with the low accumulations measured by the rain gauges (see Fig. 11). Moreover, the new method is

able to capture the enhanced precipitations over the Pyrenees foothills and adjacent plains. Note that the method has not been evaluated over the Pyrenees themselves because of the low freezing level altitude responsible for snowy precipitation and consequently leading to difficulties to evaluate rainfall amounts with non-heated rain gauges.

The improved performance of the POVPR method is confirmed by the scatter plots comparing hourly and 6 h accumulations with those measured by the rain gauges (Fig. 12). The RMSEs are reduced by 14 % and 24 % while the mean biases are divided by almost 2. The Pearson correlation coefficients jump from 0.63 for the hourly accumulations and 0.70 for the 6 h accumulations to 0.73 and 0.84 respectively. The

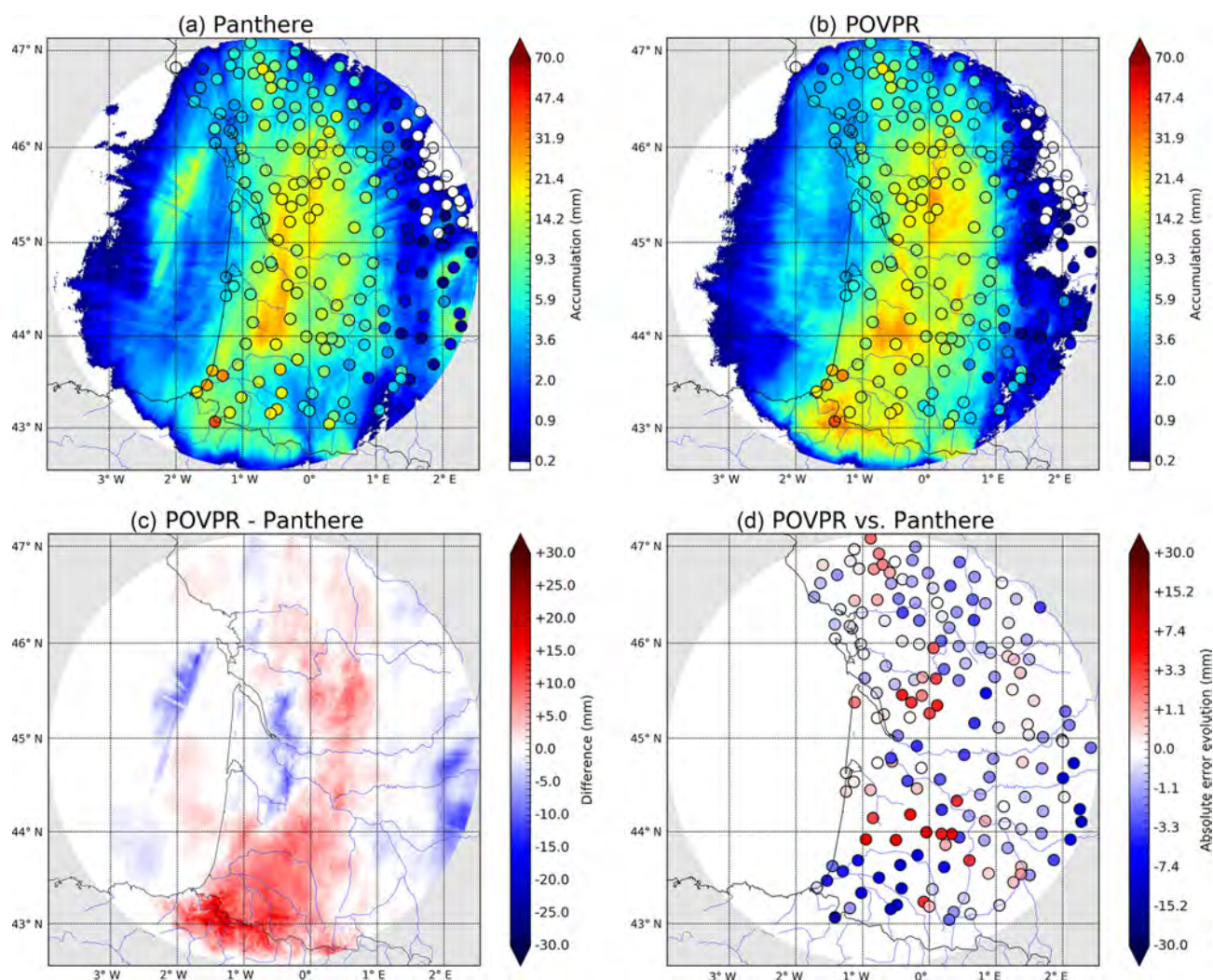


Figure 11. Same as Fig. 6 for the 3 March 2017 event between 18:00 and 00:00 UTC on the Bordeaux radar domain.

Panthere QPE overestimations observed for low rain-gauge accumulations correspond to the virga areas and are significantly mitigated with the POVPR method. The benefits of the method at greater range (beyond 100 km) are clearly illustrated by the Fig. 8b. They are less evident at shorter distances. About 70 % of mean hourly RMSEs at rain-gauge locations are reduced compared to the Panthere QPE ones.

Similarly to the previous case, the median simulated and operational VPRs for the POVPR QPE and the Panthere QPE at 23:00 UTC (see Fig. 9b) differ significantly in terms of shape but also intensity. The variability of the simulated VPRs emphasises the diversity of precipitation profiles over the whole radar domain, ranging from profiles with strong evaporation ahead of the cold front to very humid profiles in the main precipitating area.

5 Conclusions

Extrapolating rainfall at the surface from radar reflectivities measured at the beam altitude is very challenging. In operational weather services such as Météo-France, this is most commonly made thanks to a VPR correction uniformly applied over the whole radar domain. The success of this method can be explained by the fact that it is almost fully observation-based (only the simulated freezing level altitude is generally used) and it is computationally efficient, with on average good improvements in the radar QPE. However, when the spatial and vertical variabilities of the precipitation are large, selecting a unique conceptual VPR becomes very inefficient.

The purpose of this study was to illustrate the potential benefits of a new approach that takes advantage of the simulated VPRs from the NWP model AROME-NWC to perform a pixel-wise evaluation of the most probable rain rate at the

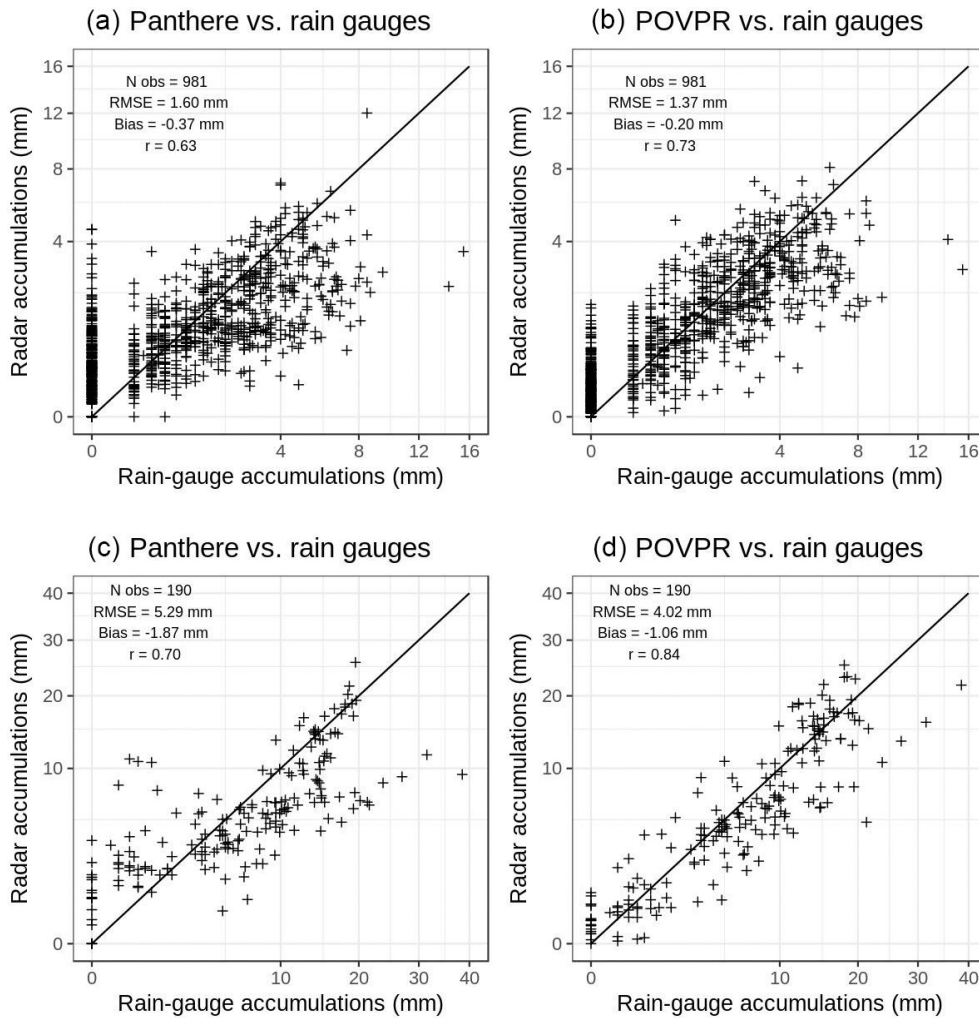


Figure 12. Same as Fig. 7 for the 3 March 2017 event between 18:00 and 00:00 UTC on the Bordeaux radar domain.

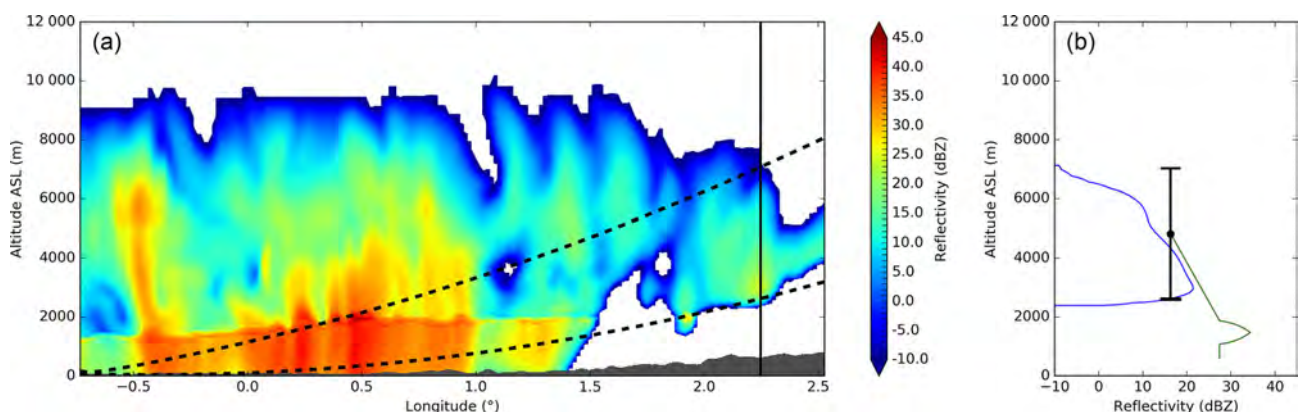


Figure 13. (a) West-to-east cross section of the simulated reflectivity from AROME-NWC (after quantile mapping) of the 3 March 2017 at 21:00 UTC passing by the radar location (situated on the bottom left corner). The radar beam aperture (1.1°) of the lowest elevation (0.4°) is represented by the black dashed lines. (b) Simulated VPR (blue) and extrapolated simulated VPR computed with the operational method from the lowest radar elevation (0.4°) (green) at the location indicated by the vertical black line on the cross section (a). The radar beam aperture (1.1°) of the lowest elevation (0.4°) is represented by the black segment.

ground from the radar reflectivities aloft. To our knowledge, this is the first time that such a method that combines model outputs and radar observations is used to derive QPEs. The implementation of this method on two stratiform situations (3 March 2017 and 30 April 2018 cases) yielded positive results compared to the current operational system.

In both situations the dramatic biases induced in the operational VPR correction, by either the overestimation of the freezing level altitude or the lack of evaporation or precipitation enhancement below, or both, are largely mitigated in the new method. In both cases, the gains are significant up to maximum range, despite the high altitude of the radar beam. This is very encouraging for the application of the POVPR method in mountainous areas where the radars are most often installed far from the mountains or at high altitude to limit the beam blockages. In addition to this, the use of high-resolution NWP models such as AROME-NWC promises to be very helpful for taking into account the high variability of the precipitation that is generally expected over complex terrains. It is indeed reasonable to expect that an NWP model will produce VPR profiles that take into account (i) the orientation of the slopes (windward or leeward) leading to an enhancement or a reduction of the precipitation at the ground, (ii) the strong spatial variability of low level humidity driving the evaporation process and (iii) the higher wind direction and speed variability that causes horizontal displacement of the precipitation as it falls.

This potential for improving QPE in mountainous regions will be evaluated in future work. The robustness of the method will also be tested over longer periods as well as the use of multiple model runs.

Data availability. All the data presented in this study are available from the authors upon request.

Author contributions. All authors contributed to the development of the concept presented in this paper. TLB performed its implementation, conceived the study and prepared the paper with the help of all co-authors.

Competing interests. The authors declare that they have no conflict of interest.

Acknowledgements. The authors wish to thank all members of the Météo-France Radar Centre (CMR) for their help throughout this study, particularly Clotilde Augros for her assistance with the use of the radar forward operator and Jean Millet and Maud Martet for their technical support.

Review statement. This paper was edited by Gianfranco Vulpiani and reviewed by two anonymous referees.

References

- Andrieu, H. and Creutin, J. D.: Identification of vertical profiles of radar reflectivity for hydrological applications using an inverse method, Part I: Formulation, *J. Appl. Meteorol.*, 34, 225–239, 1995.
- Auger, L., Dupont, O., Hagelin, S., Brousseau, P., and Brovelli, P.: AROME-NWC: a new nowcasting tool based on an operational mesoscale forecasting system, *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, 141, 1603–1611, 2015.
- Augros, C., Caumont, O., Ducrocq, V., Gaussiat, N., and Tabary, P.: Comparisons between S-, C- and X-band polarimetric radar observations and convective-scale simulations of the HyMeX first special observing period, *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, 142, 347–362, 2016.
- Augros, C., Caumont, O., Ducrocq, V., and Gaussiat, N.: Assimilation of radar dual-polarization observations in the AROME model, *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, 144, 1352–1368, 2018.
- Bauer, H.-S., Schwitalla, T., Wulfmeyer, V., Bakhshaii, A., Ehret, U., Neuper, M., and Caumont, O.: Quantitative precipitation estimation based on high-resolution numerical weather prediction and data assimilation with WRF—a performance test, *Tellus A*, 67, 25047, <https://doi.org/10.3402/tellusa.v67.25047>, 2015.
- Borderies, M., Caumont, O., Augros, C., Bresson, É., Delanoë, J., Ducrocq, V., Fourrié, N., Bastard, T. L., and Nuret, M.: Simulation of W-band radar reflectivity for model validation and data assimilation, *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, 144, 391–403, 2018.
- Borderies, M., Caumont, O., Delanoë, J., Ducrocq, V., Fourrié, N., and Marquet, P.: Impact of airborne cloud radar reflectivity data assimilation on kilometre-scale numerical weather prediction analyses and forecasts of heavy precipitation events, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 19, 907–926, <https://doi.org/10.5194/nhess-19-907-2019>, 2019.
- Borga, M., Anagnostou, E. N., and Frank, E.: On the use of real-time radar rainfall estimates for flood prediction in mountainous basins, *J. Geophys. Res.-Atmos.*, 105, 2269–2280, 2000.
- Bringi, V. N., Keenan, T., and Chandrasekar, V.: Correcting C-band radar reflectivity and differential reflectivity data for rain attenuation: A self-consistent method with constraints, *IEEE T. Geosc. Remote*, 39, 1906–1915, 2001.
- Brousseau, P., Seity, Y., Ricard, D., and Léger, J.: Improvement of the forecast of convective activity from the AROME-France system, *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, 142, 2231–2243, 2016.
- Caumont, O., Ducrocq, V., Delrieu, G., Gosset, M., Pinty, J.-P., Parent du Châtelet, J., Andrieu, H., Lemaître, Y., and Scialom, G.: A radar simulator for high-resolution nonhydrostatic models, *J. Atmos. Ocean. Technol.*, 23, 1049–1067, 2006.
- Caumont, O., Ducrocq, V., Wattrelot, É., Jaubert, G., and Pradier-Vabre, S.: 1D+3DVar assimilation of radar reflectivity data: A proof of concept, *Tellus A*, 62, 173–187, 2010.
- Creutin, J., Andrieu, H., and Faure, D.: Use of a weather radar for the hydrology of a mountainous area, Part II: radar measurement validation, *J. Hydrol.*, 193, 26–44, 1997.
- Dinku, T., Anagnostou, E. N., and Borga, M.: Improving radar-based estimation of rainfall over complex terrain, *J. Appl. Meteorol.*, 41, 1163–1178, 2002.
- Figueras i Ventura, J. and Tabary, P.: The new french operational polarimetric radar rainfall rate product, *J. Appl. Meteorol. Clim.*, 52, 1817, <https://doi.org/10.1175/JAMC-D-12-0179.1>, 2013.

- Figueras i Ventura, J., Boumahmoud, A.-A., Fradon, B., Dupuy, P., and Tabary, P.: Long-term monitoring of French polarimetric radar data quality and evaluation of several polarimetric quantitative precipitation estimators in ideal conditions for operational implementation at C-band, *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, 138, 2212–2228, 2012.
- Georgiou, S., Gaussiat, N., and Lewis, H.: Dynamic modelling of the orographic enhancement of precipitation in the UK, in: *Proceedings of the 6th European Conference on Radar in Meteorology and Hydrology*, Sibiu, Romania, 2010.
- Germann, U. and Joss, J.: Mesobeta profiles to extrapolate radar precipitation measurements above the Alps to the ground level, *J. Appl. Meteorol.*, 41, 542–557, 2002.
- Gori, E. and Joss, J.: Changes of shape of raindrop size distributions simultaneously observed along a mountain slope, *J. Rech. Atmos.*, 14, 239–300, 1980.
- Gourley, J. J., Illingworth, A. J., and Tabary, P.: Absolute calibration of radar reflectivity using redundancy of the polarization observations and implied constraints on drop shapes, *J. Atmos. Ocean. Technol.*, 26, 689–703, 2009.
- Hu, Z. and Srivastava, R.: Evolution of raindrop size distribution by coalescence, breakup, and evaporation: Theory and observations, *J. Atmos. Sci.*, 52, 1761–1783, 1995.
- Joss, J. and Lee, R.: The application of radar–gauge comparisons to operational precipitation profile corrections, *J. Appl. Meteorol.*, 34, 2612–2630, 1995.
- Jung, Y., Zhang, G., and Xue, M.: Assimilation of simulated polarimetric radar data for a convective storm using the ensemble Kalman filter, Part I: Observation operators for reflectivity and polarimetric variables, *Mon. Weather Rev.*, 136, 2228–2245, 2008.
- Kirstetter, P.-E., Andrieu, H., Delrieu, G., and Boudevillain, B.: Identification of vertical profiles of reflectivity for correction of volumetric radar data using rainfall classification, *J. Appl. Meteorol. Clim.*, 49, 2167–2180, 2010.
- Kitchen, M., Brown, R., and Davies, A.: Real-time correction of weather radar data for the effects of bright band, range and orographic growth in widespread precipitation, *Q. J. Roy. Meteorol. Soc.*, 120, 1231–1254, 1994.
- Kummerow, C., Olson, W. S., and Giglio, L.: A simplified scheme for obtaining precipitation and vertical hydrometeor profiles from passive microwave sensors, *IEEE T. Geosci. Remote*, 34, 1213–1232, 1996.
- Kummerow, C., Hong, Y., Olson, W., Yang, S., Adler, R., McColm, J., Ferraro, R., Petty, G., Shin, D.-B., and Wilheit, T.: The evolution of the Goddard Profiling Algorithm (GPROF) for rainfall estimation from passive microwave sensors, *J. Appl. Meteorol.*, 40, 1801–1820, 2001.
- Lafon, T., Dadson, S., Buys, G., and Prudhomme, C.: Bias correction of daily precipitation simulated by a regional climate model: a comparison of methods, *Int. J. Climatol.*, 33, 1367–1381, 2013.
- Li, X. and Srivastava, R. C.: An analytical solution for raindrop evaporation and its application to radar rainfall measurements, *J. Appl. Meteorol.*, 40, 1607–1616, 2001.
- Martinaitis, S. M., Grams, H. M., Langston, C., Zhang, J., and Howard, K.: A Real-Time Evaporation Correction Scheme for Radar-Derived Mosaicked Precipitation Estimations, *J. Hydrometeorol.*, 19, 87–111, 2018.
- Mishchenko, M. I., Travis, L. D., and Mackowski, D. W.: T-matrix computations of light scattering by nonspherical particles: a review, *J. Quant. Spectrosc. Ra.*, 55, 535–575, 1996.
- Pfeifer, M., Craig, G., Hagen, M., and Keil, C.: A polarimetric radar forward operator for model evaluation, *J. Appl. Meteorol. Clim.*, 47, 3202–3220, 2008.
- Purdy, J., Austin, G., Seed, A., and Cluckie, I.: Radar evidence of orographic enhancement due to the seeder feeder mechanism, *Meteorological Applications: A journal of forecasting, practical applications, training techniques and modelling*, 12, 199–206, 2005.
- Ryzhkov, A., Pinsky, M., Pokrovsky, A., and Khain, A.: Polarimetric radar observation operator for a cloud model with spectral microphysics, *J. Appl. Meteorol. Clim.*, 50, 873–894, 2011.
- Ryzhkov, A. V., Giangrande, S. E., and Schuur, T. J.: Rainfall estimation with a polarimetric prototype of WSR-88D, *J. Appl. Meteorol.*, 44, 502–515, 2005.
- Seity, Y., Brousseau, P., Malardel, S., Hello, G., Bénard, P., Bouttier, F., Lac, C., and Masson, V.: The AROME-France convective-scale operational model, *Mon. Weather Rev.*, 139, 976–991, 2011.
- Seo, D.-J., Breidenbach, J., Fulton, R., Miller, D., and O’Bannon, T.: Real-time adjustment of range-dependent biases in WSR-88D rainfall estimates due to nonuniform vertical profile of reflectivity, *J. Hydrometeorol.*, 1, 222–240, 2000.
- Smith, P. L.: On the minimum useful elevation angle for weather surveillance radar scans, *J. Atmos. Ocean. Technol.*, 15, 841–843, 1998.
- Tabary, P.: The new French operational radar rainfall product, Part I: Methodology, *Weather Forecast.*, 22, 393–408, 2007.
- Tabary, P., Guibert, F., Perier, L., and Parent-du Chatelet, J.: An operational triple-PRT Doppler scheme for the French radar network, *J. Atmos. Ocean. Technol.*, 23, 1645–1656, 2006.
- Tabary, P., Boumahmoud, A.-A., Andrieu, H., Thompson, R. J., Illingworth, A. J., Le Bouar, E., and Testud, J.: Evaluation of two “integrated” polarimetric Quantitative Precipitation Estimation (QPE) algorithms at C-band, *J. Hydrol.*, 405, 248–260, 2011.
- Vignal, B., Andrieu, H., and Creutin, J. D.: Identification of vertical profiles of reflectivity from volume scan radar data, *J. Appl. Meteorol.*, 38, 1214–1228, 1999.
- Villarini, G. and Krajewski, W. F.: Review of the different sources of uncertainty in single polarization radar-based estimates of rainfall, *Surv. Geophys.*, 31, 107–129, 2010.
- Wolfensberger, D. and Berne, A.: From model to radar variables: a new forward polarimetric radar operator for COSMO, *Atmos. Meas. Tech.*, 11, 3883–3916, <https://doi.org/10.5194/amt-11-3883-2018>, 2018.
- Yu, N., Gaussiat, N., and Tabary, P.: Polarimetric X-band weather radars for quantitative precipitation estimation in mountainous regions, *Q. J. Roy. Meteorol. Soc.*, 144, 2603–2619, 2018.
- Zawadzki, I.: Factors affecting the precision of radar measurements of rain, in: *22nd conference on radar meteorology*, Zurich, Switzerland, 251–256, 1984.

3.3 Discussion

3.3.1 Calcul de la réflectivité minimum détectable

Le modèle de prévision numérique pronostique les contenus en hydrométéores en tous points de la grille. Il est donc possible au travers de l'opérateur d'observation de calculer les réflectivités simulées également sur la totalité du domaine radar et quels que soient les contenus en hydrométéores. Cette configuration idéale n'est pas rencontrée en réalité. En effet, la sensibilité d'un radar météorologique n'est pas infinie. Il faut que le signal reçu dépasse une certaine puissance pour qu'il ne soit pas considéré comme du bruit. Ce seuil dépend étroitement de la distance au radar, des masques et de l'atténuation du signal au cours de son trajet. Il convient de prendre en compte ces aspects dans les données simulées afin d'obtenir un jeu de données qui soit comparable aux observations. Pour cela, on détermine le niveau de réflectivité minimum détectable.

Le calculateur CASTOR installé au pied de chaque radar français fournit une estimation de la réflectivité équivalente au bruit en bout de portée d'acquisition. La valeur estimée est ensuite extrapolée à 100 km de distance pour constituer la variable $Z_{BRUIT@100\text{ km}}$. A partir de l'équation radar (Équation 1.12), on peut facilement estimer la réflectivité équivalente au bruit (Z_{BRUIT}) sur l'ensemble du domaine :

$$Z_{BRUIT}(r) = Z_{BRUIT@100\text{ km}} + 20 \log_{10} \left(\frac{r}{100} \right) \quad (3.1)$$

où r est la distance au radar en km. Ainsi, la réflectivité équivalente au bruit augmente avec la distance, du fait de la prise en compte de l'élargissement du faisceau. En d'autres termes, plus la précipitation est éloignée du radar, plus cette précipitation doit être forte pour être détectée. A ceci s'ajoute une limite technique liée au stockage de la donnée radar. En opérationnel, à des fins d'optimisation, toutes les valeurs inférieures à -9 dBZ sont mises à « non détection » (i.e. non précipitante). Dès lors, on peut réécrire Z_{BRUIT} :

$$Z_{BRUIT}(r) = \max \left[-9 \text{ dBZ}, Z_{BRUIT@100\text{ km}} + 20 \log_{10} \left(\frac{r}{100} \right) \right] \quad (3.2)$$

Toutefois, cette estimation du niveau de bruit (Z_{BRUIT}) ne suffit pas à connaître la valeur de réflectivité minimum détectable (Z_{MIN_DETEC}). En effet, les masques peuvent cacher certaines parties du domaine, bloquant tout ou partie du signal, alors que les gaz et les hydrométéores rencontrés par le faisceau sur son trajet, ainsi que l'eau ou la neige présente sur la surface du radôme abritant l'antenne pendant les précipitations les plus fortes, peuvent générer de l'atténuation.

La réflectivité observée par le radar (Z_{OBS}) correspond à la réflectivité vraie (Z_{VRAIE}) moins la contribution de chacune de ces perturbations ($Z_{MASQUES}$, Z_{ATT_RAD} , Z_{ATT_GAZ} et Z_{ATT_HYD}) et peut donc s'écrire :

$$Z_{OBS} = Z_{VRAIE} - (Z_{MASQUES} + Z_{ATT_RAD} + Z_{ATT_GAZ} + Z_{ATT_HYD}) \quad (3.3)$$

La réflectivité minimum détectable peut dès lors s'exprimer comme la réflectivité vraie telle que la réflectivité théoriquement observée soit égale au niveau de bruit :

$$Z_{MIN_DETEC} = Z_{BRUIT} + Z_{MASQUES} + Z_{ATT_RAD} + Z_{ATT_GAZ} + Z_{ATT_HYD} \quad (3.4)$$

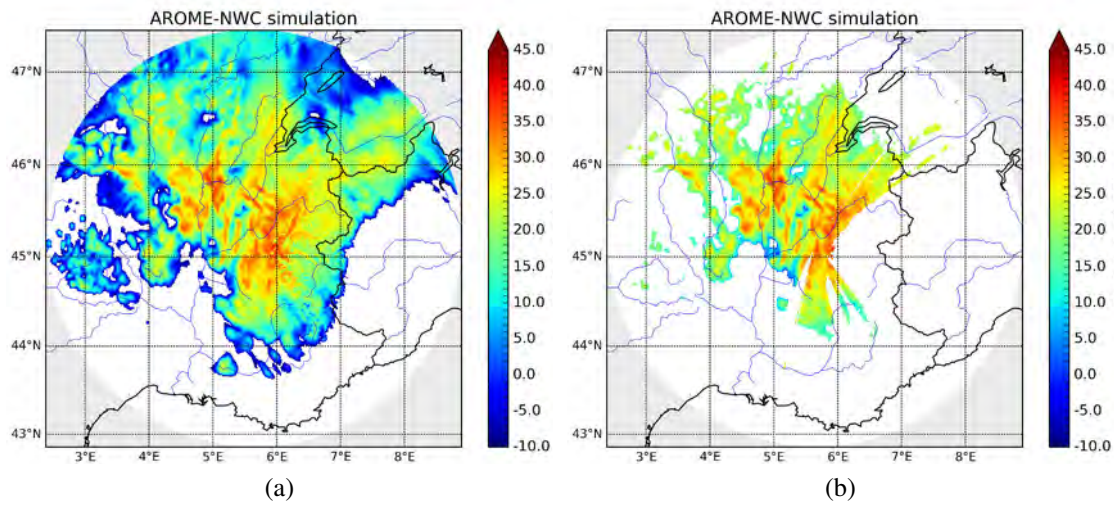


FIGURE 3.1 – Réflectivités (en dBZ) simulées par le modèle AROME-PI pour le radar de Mouchetotte (élévation $0,0^\circ$) pour le 04/01/2018 à 06h00 UTC (échéance +2 h) sans filtrage (a) et avec filtrage des réflectivités sous le seuil de détectabilité (b).

Bien que ces différentes sources d'atténuation du signal soient corrigées en opérationnel (cf. sous-section 2.2.2), la portée réelle du radar, conditionnée par Z_{MIN_DETEC} , s'en trouve généralement diminuée par rapport à la portée théorique (255 km), avec une variabilité selon la direction considérée. Un exemple de l'effet de la prise en compte de l'atténuation et des masques est présenté sur la Figure 3.1.

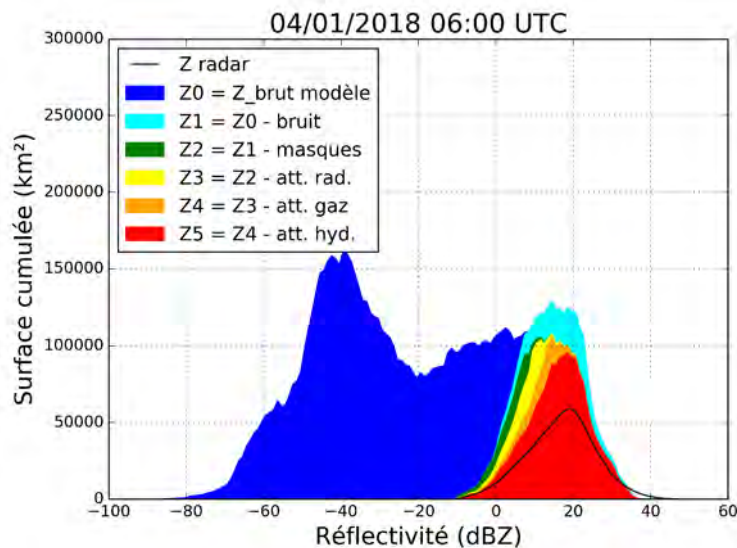


FIGURE 3.2 – Évolution des distributions des réflectivités simulées par le modèle AROME-PI (échéance +2 h) au cours des différentes étapes de filtrage pour le radar de Mouchetotte (élévation $0,0^\circ$) le 04/01/2018 à 06h00 UTC. Les distributions observées par le radar au même instant sont représentées par un trait noir. La largeur des classes de réflectivité est de 1 dB.

Cette illustration montre la nette réduction de portée générée par l'augmentation du seuil de détectabilité avec la distance. L'effet des masques dans le secteur est du domaine est également bien mis en évidence.

L'impact des différentes sources rehaussant Z_{MIN_DETEC} sur les distributions est illustré par la Figure 3.2. Cette dernière présente l'évolution de la distribution des réflectivités à mesure qu'on raffine l'estimation de Z_{MIN_DETEC} pour le cas du 04/01/2018 à 06h00 UTC sur le radar de Moucherotte. Le filtrage par le niveau de bruit supprime une large part des réflectivités inférieures à 5 dBZ. La prise en considération des masques réduit le nombre d'observations sur toute la gamme de réflectivités. L'isotherme 0 °C se situant vers 2500 m d'altitude, les précipitations se font sous forme liquide au niveau du radar. La prise en compte de l'atténuation due au radôme mouillé réduit légèrement la distribution du côté des plus faibles réflectivités. De la même manière, considérer l'atténuation par les gaz et les hydrométéores tend à modifier la distribution des plus faibles valeurs. Au bout du compte, la distribution après seuillage selon Z_{MIN_DETEC} est en bien meilleur accord avec la distribution observée.

3.3.2 Limitations de la méthode de correction de PVR opérationnelle

3.3.2.1 Impact de l'utilisation d'une unique valeur d'altitude d'isotherme 0 °C

La méthode de correction de PVR actuellement déployée en opérationnel se base sur un PVR unique déterminé toutes les 5 minutes pour chaque radar. La variabilité spatiale de l'altitude de l'isotherme 0 °C sur le domaine n'est donc pas prise en compte. Or, il n'est pas rare que lors de passages frontaux, des différences de 1000 m ou plus soient constatées sur des distances de seulement quelques dizaines de kilomètres.

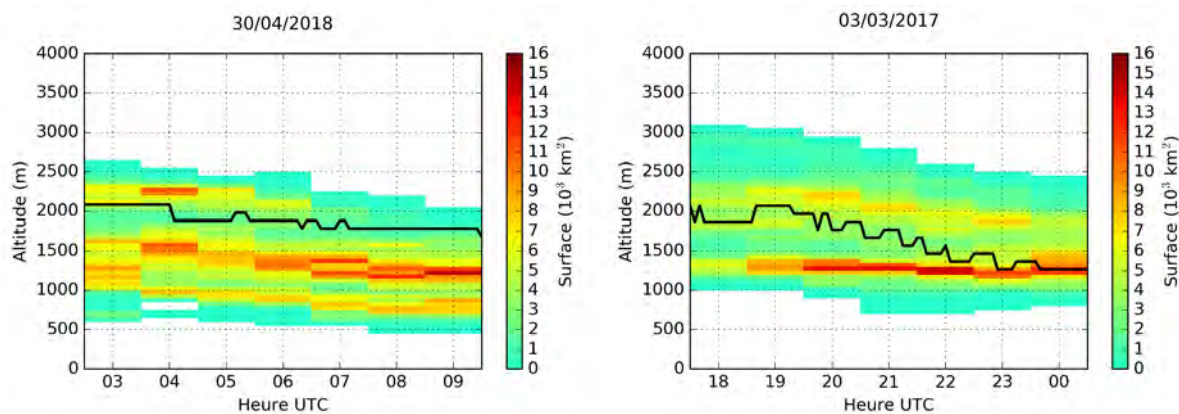


FIGURE 3.3 – Évolutions temporelles des distributions de l'altitude de l'isotherme 0 °C simulé par le modèle AROME-PI sur l'ensemble du domaine pour les cas du 30/04/2018 (Abbeville) et du 03/03/2017 (Bordeaux). Seules les valeurs dont le taux de précipitations de l'élévation la plus basse est supérieur à 0,1 mm.h⁻¹ sont conservées. La largeur des classes d'altitude est de 50 m. L'altitude de l'isotherme 0 °C utilisé pour la correction de PVR opérationnelle est représenté par la courbe noire.

La Figure 3.3 présente l'évolution des distributions de l'altitude de l'isotherme 0 °C ainsi que la valeur utilisée pour la correction de PVR pour les deux cas d'étude présentés

dans [Le Bastard et al. \(2019\)](#). On constate ainsi que l'altitude de l'isotherme $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ peut varier de près de 2000 m sur le domaine du radar à un instant donné. Pour le cas du 30/04/2018, on observe au moins deux modes distincts, notamment avant 06h00 UTC, avec des pics de fréquence vers 1200 à 1500 m et autour de 2000 à 2300 m. Le premier correspond aux précipitations situées dans le corps principal de la perturbation alors que le second correspond à des précipitations localisées plutôt dans le secteur chaud. Le radar se situe justement dans cette dernière zone, faisant que l'altitude de l'isotherme $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ estimée pour la correction de PVR est plus représentative de cette portion du corps pluvieux. Un troisième mode est distinguable dans les distributions, autour de 800 à 1000 m d'altitude, correspondant aux précipitations les plus intenses. Dans le cas du passage de front froid du 03/03/2017, on retrouve bien la trace des précipitations du secteur chaud avec un premier mode de la distribution de l'altitude de l'isotherme $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ situé entre 1800 et 2200 m. Les précipitations à l'arrière du front se démarquent encore plus avec un second mode centré autour de 1200 à 1400 m. Dans ce cas, l'isotherme $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ de la correction de PVR a évolué progressivement, s'alignant d'abord sur le premier mode, tant que le radar était dans l'air chaud, puis approchant progressivement les valeurs du second mode à mesure que le front froid traversait le domaine radar.

Face à une telle variabilité de l'isotherme $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ et à l'incapacité de la méthode opérationnelle à restituer une valeur représentative pour la correction de PVR, on peut se demander si tout ou partie de l'amélioration de la lame d'eau apportée par la nouvelle méthode POVPR étudiée dans cette thèse n'est pas explicable par la prise en compte de cette variabilité dans la recherche des profils simulés les plus ressemblants. En d'autres termes, l'utilisation d'une altitude d'isotherme $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ spatialisée au lieu d'une unique valeur pour la correction de PVR opérationnelle ne permettrait-elle pas d'obtenir une amélioration significative de l'estimation de la lame d'eau ?

Pour répondre à cette question, on simplifie le calcul de la lame d'eau en n'utilisant que l'élévation radar la plus basse. D'un côté, on applique la correction de PVR déterminée par l'algorithme opérationnel sur le champ de réflectivité de cette élévation pour définir, après conversion par la loi de Marshall-Palmer ($Z = 200 R^{1.6}$), une lame d'eau pseudo-opérationnelle. De l'autre côté, on effectue la même opération, sauf que l'altitude de l'isotherme $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ utilisée pour la correction de PVR est spatialisée, et donc le PVR lui-même varie en fonction de la position sur le domaine radar.

La lame d'eau pseudo-opérationnelle calculée (PVRop) est très similaire à la lame d'eau Panthere (cf. Figures [3.4a](#), [3.4b](#), [3.5a](#) et [3.5b](#)), le poids accordé à l'élévation la plus basse étant très important dans la version opérationnelle (cf. [Équation 2.6](#)).

Sur le cas du 30/04/2018, la spatialisation de l'altitude de l'isotherme $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ dans la correction de PVR a un effet très prononcé sur la lame d'eau radar restituée (PVRspat). Cet impact est très bien illustré sur l'image présentant la différence de cumul entre les lames d'eau PVRspat et PVRop. Tout comme cela a pu être constaté avec la lame d'eau POVPR présentée dans l'article (cf. Figure 6 de [Le Bastard et al., 2019](#)), deux zones se distinguent particulièrement :

- La première se situe entre 45 et 85 km du radar, là où l'élévation la plus basse traverse la couche de fusion. La forte surestimation de l'altitude de l'isotherme $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ pour la correction de PVR (cf. [Figure 3.3](#)) fait que la bande brillante réellement observée n'est pas du tout prise en compte. La spatialisation de l'iso-

therme 0 °C corrige judicieusement à la baisse les quantités de précipitations dans cette zone.

- La seconde s'étend au-delà de 100 km du radar. Ici, la surestimation de l'altitude de l'isotherme 0 °C entraîne une correction moindre des réflectivités en provenance de la phase glacée dans PVRop. PVRspat rehausse sensiblement les réflectivités dans ce secteur du domaine radar, ce qui semble pertinent au regard des cumuls mesurés par les pluviomètres.

L'analyse des nuages de points des cumuls horaires des lames d'eau radar et des pluviomètres ainsi que les scores des estimations radars par rapport aux mesures au sol (cf. [Figure 3.4](#)) confirme un apport significatif de la spatialisation de l'altitude de l'isotherme 0 °C sur ce cas. La corrélation est sensiblement renforcée alors que le biais et le RMSE sont réduits.

Pour la situation du 03/03/2017 ([Figure 3.5](#)), la lame d'eau PVRop est relativement similaire à la version opérationnelle (Panthere), bien qu'un léger renforcement des précipitations soit constaté loin du radar (au-delà de 200 km environ). La spatialisation de l'altitude de l'isotherme 0 °C dans la correction de PVR a un impact globalement assez faible jusqu'à 100 km du radar environ. Plus loin, lorsque l'élévation la plus basse se situe dans la phase glacée, l'effet est plus sensible. A nouveau, on peut distinguer deux régions :

- A l'est du radar, et tout particulièrement en bout de portée, les cumuls sont atténués dans la lame d'eau PVRspat et sont plus proches des mesures des pluviomètres. Cette région correspond à l'avant du front froid, là où l'air chaud est encore bien présent. L'isotherme 0 °C se situe à plus de 2000 m, alors que dans le même temps, l'air plus froid gagne par l'ouest et provoque une baisse de l'altitude de l'isotherme 0 °C estimée pour la correction de PVR opérationnelle (cf. [Figure 3.3](#)). Les réflectivités corrigées, et donc la lame d'eau, s'en retrouvent d'autant plus surestimées dans la version PVRop.
- Par opposition, le secteur ouest du domaine, et plus particulièrement les abords du Pays Basque, voit ses cumuls à juste titre renforcés par PVRspat. Cette fois, l'altitude de l'isotherme 0 °C est surestimée dans le PVR opérationnel, et tout particulièrement en début d'épisode (cf. [Figure 3.3](#)). La correction sur les réflectivités n'est alors pas suffisante, ce qui se traduit par une sous-estimation de la lame d'eau PVRop par rapport aux mesures au sol.

Les nuages de points confrontant les lames d'eau PVRop et PVRspat avec les cumuls des pluviomètres, vont dans le sens d'une meilleure estimation de la lame d'eau radar lorsque l'altitude de l'isotherme 0 °C utilisée pour la correction de PVR varie spatialement.

Si les améliorations sur l'estimation de la lame d'eau radar apportées par la spatialisation de l'altitude de l'isotherme 0 °C dans la correction de PVR sont significatives, elles ne permettent pas d'atteindre la qualité des scores obtenus avec la méthode POVPR proposée dans cette thèse. En revanche, cette amélioration de la correction de PVR opérationnelle présente l'avantage d'être relativement simple à mettre en place. Toutefois, il convient de prêter attention à la pertinence du champ d'altitude de l'isotherme 0 °C utilisé pour la correction par rapport à l'observation, notamment en situations convectives.

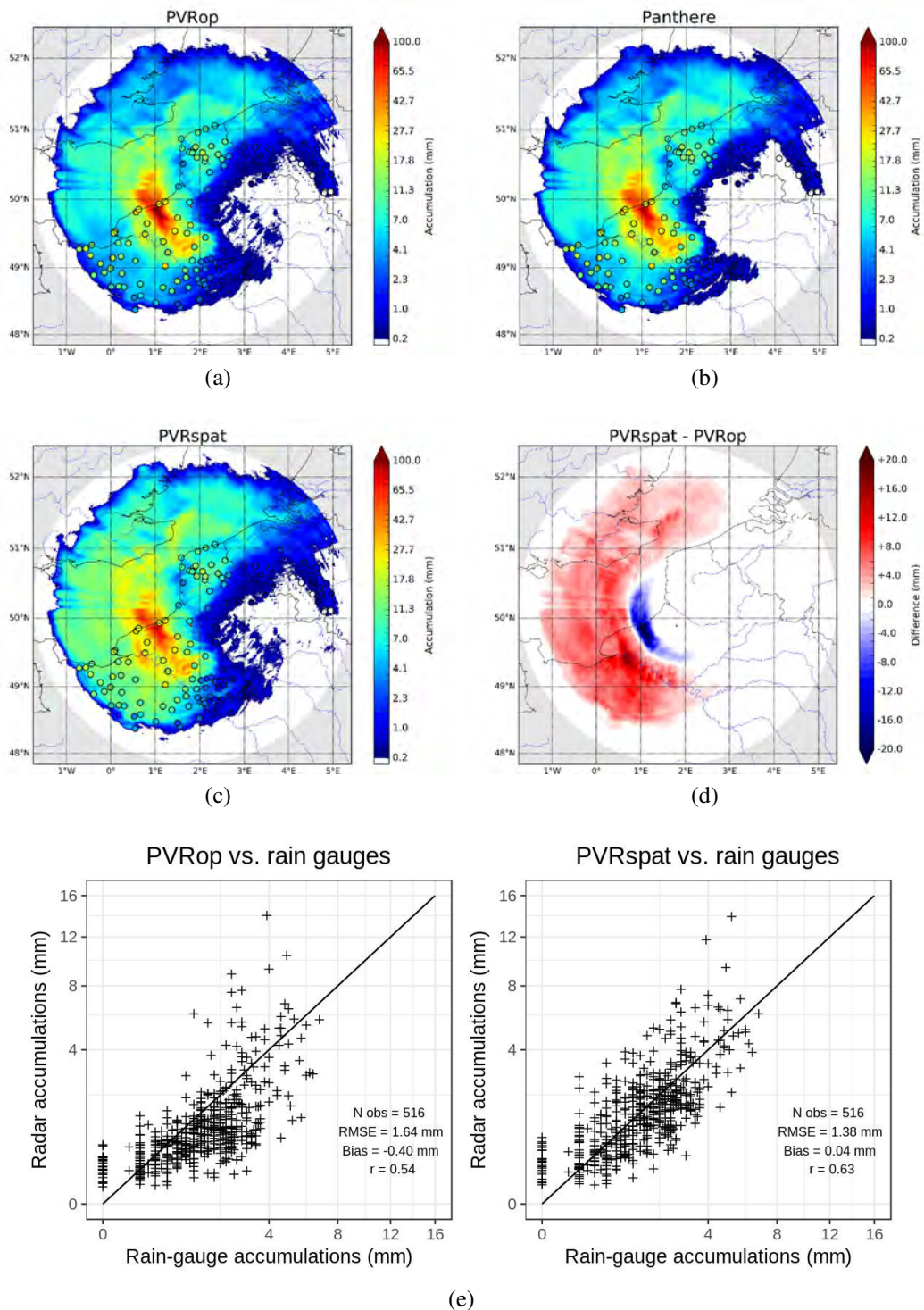


FIGURE 3.4 – Comparaison de la lame d'eau radar opérationnelle (b) et des lames d'eau radar pseudo-opérationnelles sans (a) et avec spatialisation de l'altitude de l'isotherme 0 °C dans la correction de PVR (c) entre 03h00 et 09h00 UTC le 30/04/2018 sur le domaine du radar d'Abbeville. (d) : différence entre les lames d'eau pseudo-opérationnelles. (e) : comparaison des cumuls horaires des lames d'eau pseudo-opérationnelles avec les pluviomètres.

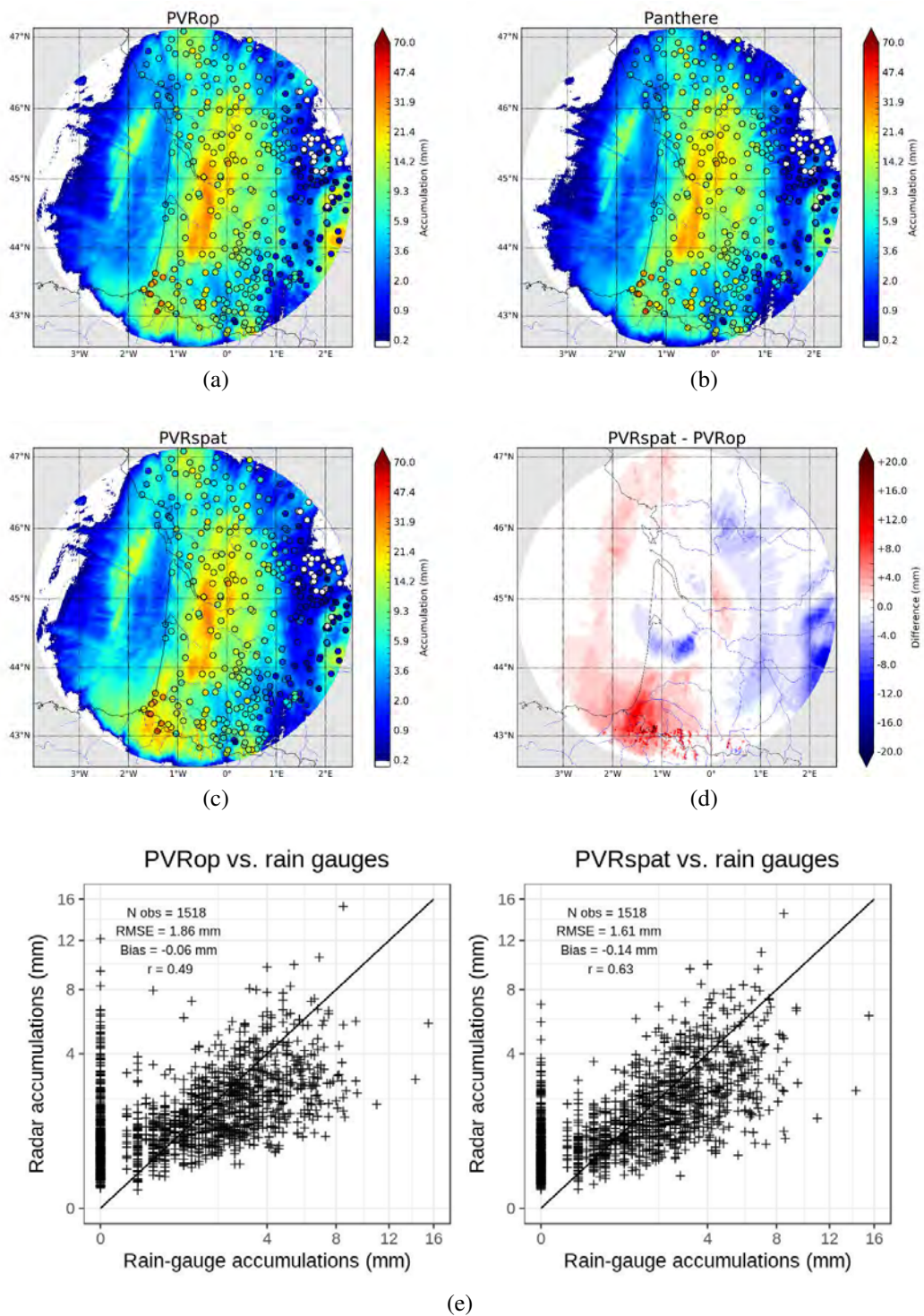


FIGURE 3.5 – Identique à la Figure 3.4 pour le 03/03/2017 entre 18h00 et 00h00 UTC sur le domaine du radar de Bordeaux.

En effet, des variations de plusieurs centaines de mètres peuvent être simulées sous les cellules convectives les plus virulentes, sans que ces dernières ne soient nécessairement colocalisées avec les cellules observées. Une solution serait d'appliquer un filtrage lissant ces variabilités de petite échelle, ou bien d'utiliser un modèle de plus grande échelle pour l'estimation de l'altitude de l'isotherme 0 °C des données observées.

3.3.2.2 Validité de la correction de PVR opérationnelle dans la phase glacée

La correction des réflectivités observées au-dessus de l'isotherme 0 °C est, comme on l'a vu précédemment, sensible à l'altitude choisie pour ce dernier, mais également au taux de décroissance de la réflectivité (DR) déterminé par l'algorithme opérationnel de recherche du PVR. L'impact d'une mauvaise estimation de DR sera d'autant plus fort que la hauteur du faisceau dont on corrige la réflectivité sera haute par rapport au sommet de la bande brillante. Dans l'algorithme opérationnel actuel, DR peut prendre 4 valeurs : $-6,0$, $-4,5$, $-3,0$ ou $-1,5$ dB km⁻¹. L'effet de seuil imposé par ce nombre de valeurs très limité peut être important. Par exemple, dans une situation où l'isotherme 0 °C serait à 1000 m au-dessus du radar et le faisceau de l'élévation à 0,8° à une hauteur de 3400 m (soit à 150 km du radar), une erreur d'estimation de 1,5 dB km⁻¹ sur DR entraîne une erreur de 3,6 dB sur la réflectivité corrigée.

L'utilisation d'un unique isotherme 0 °C pour la recherche du PVR optimal peut fausser l'estimation de DR. En effet, des données d'observation dans la phase glacée peuvent être considérées à tort comme étant dans la bande brillante ou la pluie, et *vice versa*. Des données issues de la bande brillante peuvent donc venir perturber l'estimation de DR, qui pourra alors être surestimé. *A contrario*, des données issues de la phase glacée pourront venir modifier l'évaluation de l'intensité de la bande brillante. A ce titre, plus l'angle du faisceau sera faible, plus le risque de contamination sera important et étendu.

Par ailleurs, [Fabry et Zawadzki \(1995\)](#) entre autres, ont constaté la présence de deux régimes de décroissance de la réflectivité dans la phase glacée. En effet, selon leurs observations, les processus de croissance des cristaux par déposition de la vapeur d'eau, mais surtout les processus d'agrégation, sont responsables d'un renforcement sensible de la réflectivité dans les 1200 m au-dessus de la bande brillante. Dans son modèle de PVR, [Kitchen et al. \(1994\)](#) proposait d'ailleurs d'introduire un second taux de décroissance de la réflectivité dans la phase glacée pour prendre en compte ces effets. Mais pour des questions techniques, cette option n'a pas été retenue par [Tabary \(2007\)](#) et donc dans l'algorithme actuellement opérationnel à Météo-France.

La [Figure 3.6](#) présente le gradient vertical de réflectivité entre les élévations à 0,4 et 0,8° ainsi que la hauteur du centre du faisceau de l'élévation à 0,4° par rapport à l'isotherme 0 °C le 03/03/2017 à 20h00 UTC. On y constate que le gradient de réflectivité est particulièrement fort (< -6 dB) lorsque le faisceau à 0,4° est grossièrement compris entre 0 à -600 m, et $+1000$ m par rapport à l'isotherme 0 °C. Dans cette région, on est approximativement entre 100 et 150 km du radar, l'épaisseur du faisceau atteint environ 2000 à 3000 m et les deux élévations considérées sont séparées de 700 à 1000 m. Si le centre du faisceau de l'élévation à 0,4° est sorti de la bande brillante, ce n'est pas le cas de sa partie inférieure qui elle la quitte près de 70 km plus loin. Dès lors, il est affecté par l'effet de remplissage non-uniforme du faisceau (cf. [sous-section 1.1.4](#)), avec une bande brillante qui contribue de manière significative à la réflectivité mesurée. Dans le même

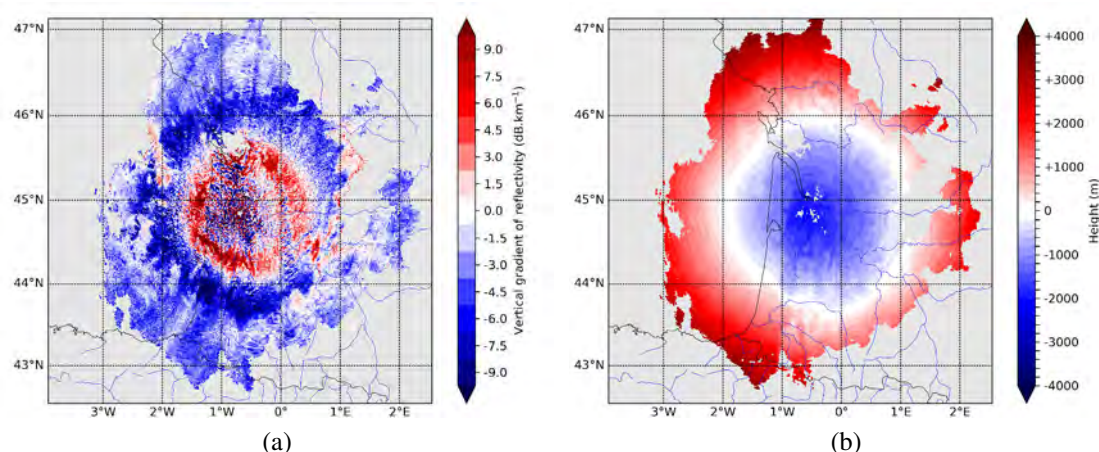


FIGURE 3.6 – Gradient vertical de réflectivité entre les élévations 0,4 et 0,8° le 03/03/2017 à 20h00 UTC (a) et hauteur relative par rapport à l’isotherme 0 °C de l’élévation à 0,4° prévue par AROME-PI à échéance +2 h (b).

temps, l’élévation à 0,8° est entièrement sortie de la bande brillante et se trouve exclusivement dans la neige. Ainsi, le gradient vertical de réflectivité entre les deux élévations est très marqué. De plus, le processus d’agrégation des cristaux de neige juste au-dessus de la bande brillante peut contribuer à renforcer le gradient vertical de réflectivité dans cette région. En revanche, plus loin du radar, c’est-à-dire lorsque le faisceau de l’élévation la plus basse est entièrement sorti de la bande brillante et quitte progressivement la zone d’agrégation des cristaux, le gradient vertical de réflectivité retombe à des valeurs de l’ordre de $-1,5$ à $-4,5$ dB km^{-1} . Par ailleurs, l’élargissement du faisceau tend à uniformiser les réflectivités, ce qui peut participer à la réduction du gradient vertical.

Ces observations se retrouvent sur la courbe du gradient de réflectivité moyen entre les élévations à 0,4 et 0,8° en fonction de la distance au radar présentée sur la [Figure 3.7](#). Sur cette figure sont également représentées les évolutions du gradient de réflectivité entre ces mêmes élévations pour le profil idéalisé restitué par la méthode opérationnelle ($DR = -6,0$ dB km^{-1}) ainsi que pour deux autres PVR idéalisés pour lesquels on a juste modifié le taux de décroissance de la réflectivité dans la phase glacée ($DR = -4,5$ ou $-3,0$ dB km^{-1}). Il apparaît clairement ici que le gradient entre les deux élévations basses est bien plus proche en moyenne de $-3,0$ dB km^{-1} que de $-6,0$ dB km^{-1} , valeur estimée par la méthode opérationnelle. On constate par ailleurs sur les PVR idéalisés que l’influence de la bande brillante a un impact sur le gradient jusqu’à près de 200 km du radar, région à partir de laquelle la partie inférieure du faisceau à 0,4° franchit l’isotherme 0 °C. On retrouve le même phénomène sur les données observées.

En opérationnel, la détermination du PVR se fait uniquement à partir des données des 150 premiers kilomètres depuis le radar. Dans le cas présent, jusqu’à cette distance, l’élévation basse est fortement impactée par la bande brillante, ce qui peut avoir des effets indésirables sur la détermination de DR. Pour évaluer l’impact de l’élévation basse dans le calcul de la valeur de DR choisie pour la correction de PVR et ses impacts sur la lame d’eau, on propose ici une expérience consistant à supprimer cette élévation dans les données utilisées pour le calcul du PVR opérationnel (PVRop), et ainsi déterminer un

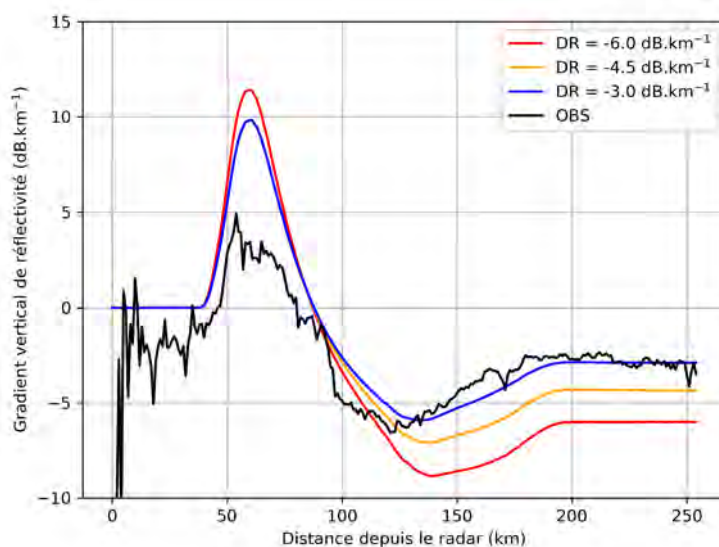


FIGURE 3.7 – Gradients de réflectivité moyens entre les élévations à $0,4$ et $0,8^\circ$ en fonction de la distance le 03/03/2017 à 20h00 UTC sur le radar de Bordeaux. La courbe noire représente les observations. La courbe rouge représente le gradient calculé à partir des projections sur le faisceau radar du PVR déterminé par l’algorithme opérationnel ($DR = -6,0 \text{ dB.km}^{-1}$). Les courbes orange et bleue sont également produites à partir du PVR opérationnel mais pour lequel on a modifié DR ($-4,5$ ou $-3,0 \text{ dB km}^{-1}$).

nouveau PVR appelé PVRop2. Ce test a été mené pour l’épisode du 03/03/2017 sur le radar de Bordeaux.

La comparaison des paramètres décrivant PVRop et PVRop2 (non présentés ici) montre que c’est essentiellement le taux de décroissance de la réflectivité au-dessus de la bande brillante (DR) qui diffère. Il est souvent fixé à $-6,0 \text{ dB km}^{-1}$ dans PVRop alors que dans le même temps il n’est que de $-4,5 \text{ dB km}^{-1}$ dans PVRop2. Les résultats de l’utilisation de ces deux PVR sur le calcul de la lame d’eau sont présentés sous forme de diagramme de Taylor (cf. Figure 3.8) sur lequel ont été rajoutées les valeurs de biais. Les scores des lames d’eau présentés ici sont calculés à partir des données issues des pluviomètres pour lesquels le centre de l’élévation basse du radar ($0,4^\circ$) est resté au-dessus de l’isotherme 0°C sur la période de cumul considérée. Seules les données pour lesquelles le radar a été en mesure de détecter une précipitation sur la période du cumul ont été sélectionnées. Les cumuls nuls ont été exclus. Enfin, on s’est assuré que l’échantillon de données était le même pour les différentes expériences. Au final, ce sont 865 observations horaires et 217 cumuls 6 h qui ont été conservés pour produire les statistiques. La distance au radar des cumuls conservés varie de 104 à 253 km pour les cumuls horaires et de 130 à 250 km pour les cumuls 6 h. Les noms des expériences où la lame d’eau a été calculée à partir de l’élévation $0,4^\circ$ (resp. $0,8^\circ$) commencent par « Z04 » (resp. « Z08 »). Celles calculées à partir du PVR opérationnel (resp. PVR dégradé) contiennent la chaîne de caractères « PVRop » (resp. « PVRop2 »). Les versions où l’isotherme 0°C a été spatialisé dans le PVR utilisé (cf. sous-sous-section 3.3.2.1) contiennent la chaîne de caractères « PVRspat » ou « PVRspat2 ». En complément, sont également indiqués les scores des lames d’eau Panthere et POVPR. Les configurations de ces différentes expériences sont

résumées dans le [Tableau 3.1](#).

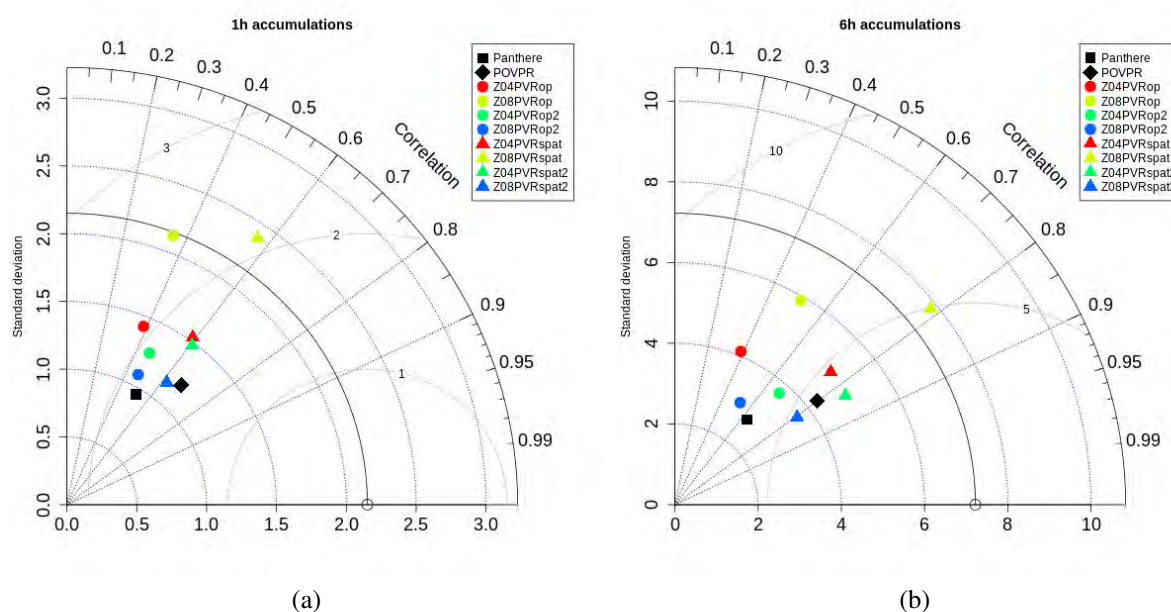


FIGURE 3.8 – Diagrammes de Taylor des cumuls horaires (a) et 6 h (b) pour différentes expériences de calcul de la lame d'eau (cf. description dans le texte) le 03/03/2017 entre 18h00 et 00h00 UTC. Seuls les scores des pluviomètres pour lesquels l'élévation à $0,4^{\circ}$ est au-dessus de l'isotherme 0°C sont indiqués. Les valeurs de biais sont également indiqués à proximité de chacun des points.

Nom expérience	Élévations utilisées		Spatialisation isotherme 0°C dans PVR
	Lame d'eau	PVR	
Panthere	Toutes	Toutes	Non
POVPR	Toutes	-	-
Z04PVRop	$0,4^{\circ}$	Toutes	Non
Z08PVRop	$0,8^{\circ}$	Toutes	Non
Z04PVRop2	$0,4^{\circ}$	Toutes sauf $0,4^{\circ}$	Non
Z08PVRop2	$0,8^{\circ}$	Toutes sauf $0,4^{\circ}$	Non
Z04PVRspat	$0,4^{\circ}$	Toutes	Oui
Z08PVRspat	$0,8^{\circ}$	Toutes	Oui
Z04PVRspat2	$0,4^{\circ}$	Toutes sauf $0,4^{\circ}$	Oui
Z08PVRspat2	$0,8^{\circ}$	Toutes sauf $0,4^{\circ}$	Oui

TABLEAU 3.1 – Configurations des expériences de recalcul de la lame d'eau faites pour l'évaluation de la validité de DR.

Sur les diagrammes de Taylor, deux groupes se distinguent assez nettement. Le premier est constitué des lames d'eau utilisant PVRop (Panthere inclus), avec des corrélations

pour les cumuls horaires entre 0,35 et 0,45 (0,50 pour Panthere) et entre 0,40 et 0,65 pour les cumuls 6 h. Parmi ce groupe, la version utilisant PVRop2 et l'élévation à 0,4° est celle qui présente les meilleurs scores, avec Panthere. Chose remarquable, la lame d'eau s'appuyant sur l'élévation à 0,8° et utilisant PVRop2 est plus performante que celle utilisant l'élévation à 0,4° et PVRop, alors qu'au-delà de 100 km, les deux faisceaux sont séparés de 1000 à 2000 m. Sur ce cas d'étude, l'utilisation de l'élévation à 0,4° semblerait donc conduire à une moins bonne estimation de la lame d'eau radar à longue distance. Le second groupe est constitué des lames d'eau utilisant la spatialisation de l'isotherme 0 °C, POVPR compris. Au sein de cet ensemble, on retrouve les mêmes tendances que dans le premier, à savoir de meilleurs scores pour la lame d'eau utilisant un PVR modifié (PVRop2). POVPR est en très bonne position dans ce groupe, se détachant même assez nettement sur les cumuls horaires.

Cette expérience montre bien l'impact que peut avoir l'estimation de DR dans le PVR utilisé pour la correction des réflectivités situées dans la phase solide. Les effets sont de plus en plus marqués à mesure que l'on s'éloigne du radar. Un isotherme 0 °C situé à basse altitude va également augmenter la part des réflectivités dans la phase solide utilisées pour le calcul de la lame d'eau et donc donner plus d'importance à DR. Cependant, la lame d'eau opérationnelle est issue d'une composition multi-radars. Le poids des données à longue distance, bien que non nul, reste donc limité. Mais d'un autre côté, cette lame d'eau est aussi une composition multi-sites, ce qui augmente le risque d'utiliser des élévations plus élevées pouvant échantillonner des précipitations dans la phase glacée, même à courte distance (≤ 100 km). En résumé, l'importance de DR dans le calcul de la lame d'eau final est maximum dans les régions mal couvertes par le réseau et lorsque l'isotherme 0 °C est situé à basse altitude.

Pour bien estimer l'impact de l'estimation de DR, il conviendrait de mener le même genre d'expérience que décrite ici sur d'autres événements et directement à partir du système produisant la lame d'eau composite opérationnelle.

3.3.3 Sensibilité de la méthode POVPR au nombre de profils sélectionnés et au poids accordé à chaque élévation

La restitution bayésienne des profils les plus probables telle que proposée par [Kummerow et al. \(1996\)](#) dans l'algorithme GPROF et également appliquée par [Caumont et al. \(2010\)](#) et [Augros et al. \(2018\)](#) se base sur la mesure de l'erreur quadratique entre les profils simulés et observés. La méthode d'origine intègre tous les profils simulés dans la combinaison linéaire définissant la colonne restituée, les poids de chacun des profils étant inversement proportionnels à cette erreur quadratique. [Borderies et al. \(2018\)](#) ont fait le choix de se placer dans le cas limite qui consiste à sélectionner uniquement la colonne la plus ressemblante, c'est-à-dire la colonne ayant le poids le plus élevé. Dans le cadre de cette étude, afin d'évaluer la meilleure option à prendre entre ces deux extrêmes (utilisation d'un seul ou de tous les profils simulés), un test de sensibilité a été effectué sur la valeur minimale imposée aux poids de pondération des profils sélectionnés (ci-après nommée *seuil_Pcol_elev*). Cette étude est étroitement dépendante de la manière dont a été défini le calcul des poids de pondération des profils (cf. éq. (3) et (4) de [Le Bastard et al. \(2019\)](#)). Lorsque *seuil_Pcol_elev* vaut 0, tous les profils sont conservés dans la com-

binaison linéaire finale. A mesure que la valeur de ce seuil augmente, on réduit le jeu de profils simulés aux profils les plus ressemblants à l'observation (un poids de 1 correspondant à un profil simulé parfaitement identique à l'observation). Lorsque les poids de tous les profils sont inférieurs à *seuil_Pcol_elev*, au lieu de restituer une valeur manquante, on choisit de prendre le taux de précipitations issu de la lame d'eau Panthere. Ainsi, lorsque *seuil_Pcol_elev* tend vers 1, la nouvelle lame calculée tend vers la lame d'eau Panthere.

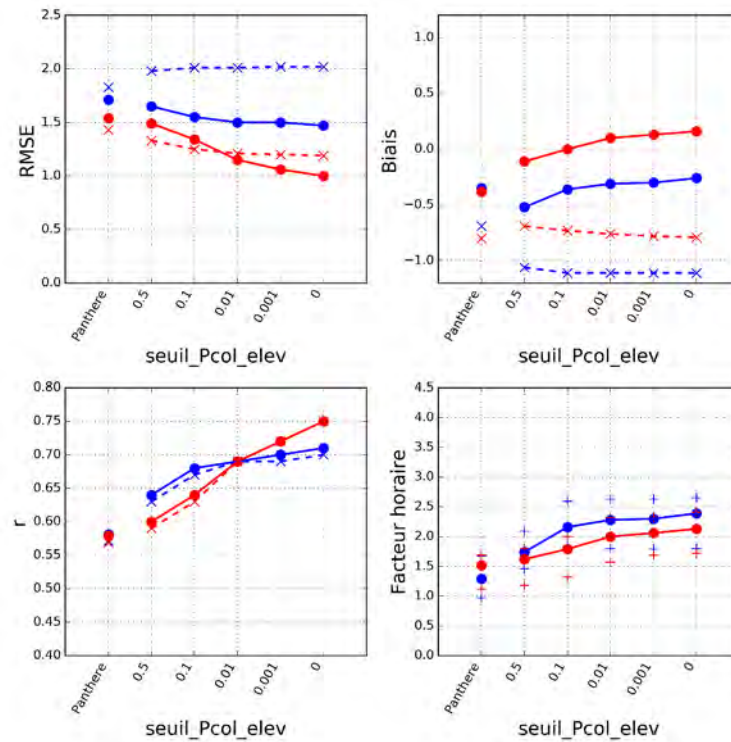


FIGURE 3.9 – Évolutions de la RMSE, du biais, de la corrélation et du facteur d'ajustement horaire (minimum, moyenne et maximum) des lames d'eau calibrées (traits pleins) et non calibrées (pointillés) restituées aux pluviomètres en fonction de la valeur appliquée au paramètre *seuil_Pcol_elev* pour les situations du 03/03/2017 (bleu) et du 30/04/2018 (rouge). Les différents score de la lame d'eau Panthere sont également indiqués.

La Figure 3.9 montre l'évolution de différents scores (RMSE, biais et corrélation) ainsi que l'évolution des facteurs horaires d'ajustement des lames d'eau horaires des épisodes des 03/03/2017 et 30/04/2018 présentés dans l'article pour différentes valeurs de *seuil_Pcol_elev* (0,5, 0,1, 0,01, 0,001 et 0). Les scores de la lame d'eau Panthere sont également présentés et correspondent au cas où *seuil_Pcol_elev* vaut 1. Que ce soit pour les lames d'eau calibrées ou non calibrées, l'ensemble des indicateurs montrent de meilleures performances lorsque le seuil tend vers 0, c'est-à-dire lorsque le nombre de profils conservés tend vers le maximum de profils disponibles. On montre ainsi que dans le cadre de notre problème, la méthode de la « colonne la plus ressemblante » utilisée par Borderies *et al.* (2018) n'est pas la plus adaptée. En effet, deux profils apparents de réflectivités simulées identiques ont de bonnes chances d'aboutir à deux taux de précipitations bien distincts. Ainsi, la prise en compte d'un maximum de profils simulés permet d'atténuer l'effet de seuil découlant d'un choix de profil en particulier.

Rappelons que l'objectif final de la méthode est de fournir un taux de précipitations au niveau du sol. Ainsi, intuitivement, on imagine assez bien que l'information issue des tours d'antenne a d'autant plus d'importance qu'ils ont une élévation basse. Pour augmenter le poids de cette information dans la restitution, un facteur dépendant de l'altitude a été introduit dans la formulation du poids des profils simulés (cf. éq. (5) dans [Le Bastard *et al.*, 2019](#)). Ce facteur, élevé à la puissance α_{poids_elev} (égale à 2 dans l'article), va renforcer le poids des données les plus proches du sol et réduire celui de celles situées plus haut en altitude. De la même manière que pour $seuil_Pcol_elev$, la sensibilité à la valeur de α_{poids_elev} a été étudiée et est illustrée par la [Figure 3.10](#). Une valeur de 0 correspond au cas où l'altitude de la donnée n'est pas considérée, comme dans la méthode initiale proposée par [Kummerow *et al.* \(1996\)](#). Plus la valeur de α_{poids_elev} augmente, plus le poids des élévations basses est important par rapport aux élévations hautes. Une valeur de 100 revient dans les faits à ignorer toutes les élévations autres que l'élévation la plus basse disponible. L'étude des différents indicateurs sur les deux cas d'étude (cf. [Figure 3.10](#)) montre une faible influence de α_{poids_elev} , à condition qu'il soit relativement faible (≤ 5). Si l'on regarde plus en détail, on constate que la variation de ce paramètre n'a pas les mêmes conséquences selon le cas étudié : pour le cas du 03/03/2017, les résultats sont meilleurs lorsqu'on ignore l'altitude ($\alpha_{poids_elev} = 0$), alors que pour la situation du 30/04/2018, les meilleures performances sont observées lorsqu'on donne un poids forts aux élévations les plus basses ($\alpha_{poids_elev} = 5$). Il a donc été choisi de faire un compromis en choisissant une valeur intermédiaire ($\alpha_{poids_elev} = 2$).

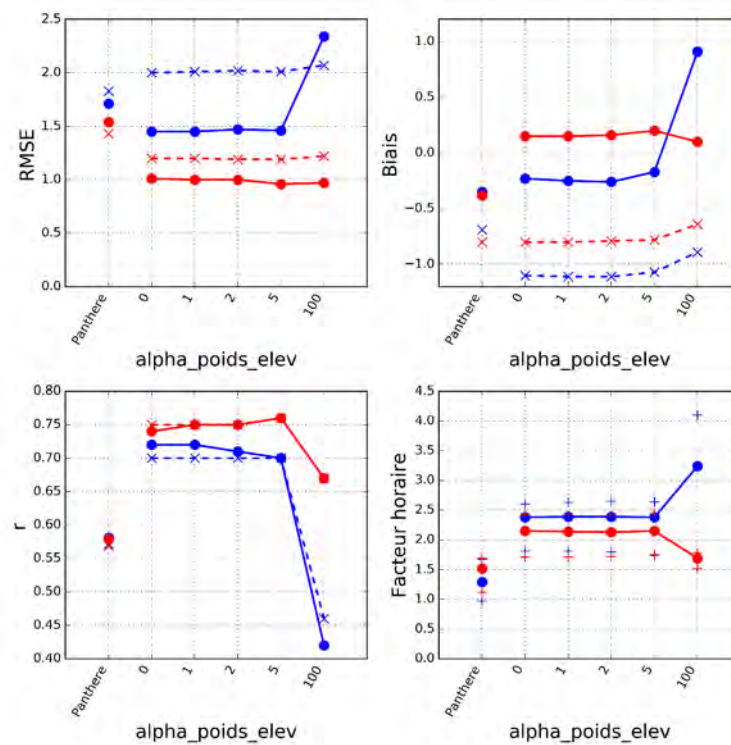


FIGURE 3.10 – Identique à la [Figure 3.9](#) pour le paramètre α_{poids_elev} .

3.4 Conclusion

Une nouvelle approche dans l'estimation de la lame d'eau radar au sol a été proposée. Les résultats sur deux cas d'études stratiformes montrent un apport significatif de l'utilisation des profils de précipitations simulés par Arome-PI, permettant notamment de bien mieux prendre en compte la variabilité spatiale du Profil Vertical de Réflectivité. A l'heure de rédaction de ce manuscrit, et autant que l'on puisse savoir, cette approche est totalement nouvelle dans le domaine et ouvre des perspectives intéressantes.

Quelques limites méritent toutefois d'être soulevés suite à cette étude préliminaire. En effet, la méthode est fortement dépendante de la capacité du modèle numérique à produire des colonnes de précipitations proches de l'observation. Dans les situations présentées dans cet article, le modèle AROME-PI a réussi dans les grandes lignes à reproduire fidèlement la structure des zones précipitantes (localisation, intensité, hauteur de la bande brillante...). L'utilisation de profils simulés dans un voisinage suffisamment étendu (100 km) permet de s'affranchir le plus souvent des erreurs de positionnement. La modification des distributions des réflectivités par ajustement des quantiles permet quant à elle de mieux représenter la variabilité et l'intensité des précipitations réellement observées. D'ailleurs, les résultats obtenus sur les lames d'eau calculées par la nouvelle méthode s'avèrent meilleurs avec modification des distributions que sans. Mais cette méthode de correction pourrait s'avérer peu pertinente dans le cas où les distributions des réflectivités observées et simulées seraient trop dissemblables (par exemple si on observe de fortes précipitations convectives alors que le modèle ne voit que de faibles précipitations stratiformes). On peut aussi imaginer des situations où le modèle, même à très courte échéance, ne parviendrait pas à correctement représenter le champ de précipitations. Cela pourrait par exemple être le cas en situation convective, avec un modèle qui retarderait l'initiation de la convection par rapport à ce qui est observé, ou pire même, n'en déclencherait pas du tout. Afin de contrer le risque d'absence de profils simulés suffisamment réalistes, il conviendrait d'instaurer une solution de repli qui pourrait être tout simplement la méthode actuelle (Panthere). Ainsi, en un pixel donnée, lorsque l'écart entre les profils simulés et le profil observé serait trop important, la lame d'eau Panthere serait privilégiée. De cette manière, on s'assurerait que la lame d'eau restituée soit, à défaut, aussi performante que celle calculée actuellement en opérationnel.

Par ailleurs, dans la méthode proposée, les distributions des réflectivités simulées sont corrigées mais pas celles des taux de précipitations correspondants utilisés pour le calcul de la lame d'eau. Les biais éventuels persistants sur les taux de précipitations sont certes réduits en fin de traitement grâce à l'ajustement horaire par les pluviomètres, mais cette correction est indépendante de l'intensité des précipitations contrairement à l'ajustement des quantiles sur la réflectivité. En toute rigueur, il faudrait également corriger au préalable les distributions des taux de précipitations simulés.

Enfin, la méthode d'ajustement aux pluviomètres est également soumise à d'importantes limites. Ici, c'est une version simplifiée qui a été employée, soumise à de fortes variations inter-horaires du fait de l'absence de terme de rappel comme on peut le trouver dans la formulation opérationnelle. Aussi, ce facteur de correction est déterminé à partir des précipitations observées uniquement dans les 100 premiers kilomètres autour du radar. Ceci se justifie par la distance moyenne qui sépare chaque radar et qui permet d'assurer que la majeure partie du territoire est couverte par un radar situé à moins de 100 km. Utiliser

les données des pluviomètres jusqu'à cette distance pour le calcul du facteur d'ajustement horaire permet donc de maximiser la réduction du biais sur cette zone. En revanche, rien ne permet d'assurer que le biais calculé sur les 100 premiers kilomètres puisse s'appliquer indifféremment sur tout le domaine radar. Ici, on a souhaité se rapprocher autant que possible de la correction appliquée en opérationnel. Mais, cette méthode de calcul du facteur horaire peut en partie pénaliser les statistiques sur les pluviomètres situés au-delà de 100 km. Au moment de la rédaction de ce manuscrit, une méthode de spatialisation du facteur d'ajustement horaire est à l'étude au sein de l'équipe radar de Météo-France et devrait permettre un débiaisage mieux adapté aux pluviomètres situés à longue distance.

Chapitre 4

Développement de nouvelles paramétrisations et impacts sur l'opérateur d'observation

Sommaire

4.1 Représentation de la bande brillante	78
4.1.1 Description du processus de fonte	79
4.1.2 Rapports d'axe	80
4.1.3 Constantes diélectriques	80
4.1.4 Vitesses de chute	81
4.1.5 Contenus	82
4.1.6 Distributions	83
4.1.7 Intégration	83
4.2 Évaluation de l'opérateur d'observation	85
4.2.1 Statistiques globales	85
4.2.2 Évaluation de la nouvelle paramétrisation de la bande brillante	87
4.3 Impact des fractions en neige et grésil sur la réflectivité simulée dans la phase solide	88
4.4 Conclusion	91

La production de données radar simulées réalistes est fondamentale pour la réussite de la nouvelle méthode de calcul de la lame d'eau proposée. La bonne représentation de la couche de fusion et donc de la bande brillante est essentielle, tout particulièrement lorsque l'on s'intéresse aux radars de montagne qui subissent pleinement leurs effets du fait leur installation à haute altitude.

Dans le premier volet de ce chapitre, je propose une nouvelle représentation de la bande brillante dans l'opérateur d'observation radar se voulant plus détaillée et réaliste

que celle présente jusqu'ici. Ses performances ainsi que celles de l'opérateur d'observation dans son ensemble sont évoquées dans un second temps. Enfin, le chapitre se termine par une discussion sur le biais négatif des données simulées de réflectivité parfois constaté dans la phase solide.

4.1 Représentation de la bande brillante

Dans les précipitations stratiformes, la couche de fusion est souvent responsable de signatures radar polarimétriques particulières (Brandes et Ikeda, 2004), et notamment du phénomène de bande brillante observé sur le champ de réflectivité (Austin et Bemis, 1950). Afin de correctement simuler les variables radar, il est indispensable de prendre en compte ce phénomène dans l'opérateur d'observation. Malheureusement, les hydrométéores fondants ne sont pas explicitement représentés dans le schéma microphysique ICE3 (cf. sous-section 2.3.2). Le processus de fonte varie selon l'hydrométéore glacé considéré. Les cristaux de glace sont instantanément convertis en eau liquide. Les agrégats de neige sont quant à eux convertis en grésil lorsque leur fraction en eau liquide devient suffisamment importante ($F_w = 0,5$ dans la paramétrisation actuelle). Cette formulation s'appuie sur des expériences en soufflerie qui ont montré qu'en fondant, le flocon s'effondre sur lui-même alors que l'eau de fonte est piégée dans les cavités de la structure. Ainsi, sa densité augmente et il tend à ressembler à une particule de grésil fondant. Enfin, toute l'eau issue de la fonte des particules de grésil est directement convertie en pluie.

Cette absence d'hydrométéores fondants dans le schéma microphysique est courante dans les modèles opérationnels. Les opérateurs d'observation radar doivent donc intégrer une paramétrisation permettant de reproduire les signatures observées au sein de la couche de fonte. Pour cela, Jung *et al.* (2008) ont proposé de s'appuyer sur la présence simultanée de pluie et de neige sèche dans les contenus restitués par le modèle pour diagnostiquer la présence de neige fondante. On peut alors définir la fraction en eau liquide F_w de l'espèce fondante :

$$F_w = \frac{q_r}{q_r + q_s}, \quad (4.1)$$

où q_r et q_s sont respectivement les contenus en pluie et en neige. Les différents paramètres nécessaires au calcul des variables polarimétriques sont alors estimés en fonction de F_w .

Cette approche a été adaptée à l'opérateur d'observation qui a servi aux travaux de cette thèse (Augros *et al.*, 2016) et aux particularités de la microphysique ICE3. En effet, comme évoqué précédemment, la neige est convertie en grésil lors de la fonte. C'est donc sur cette dernière espèce qu'un schéma de fonte a été appliqué. Les développements menés par Augros *et al.* (2016) sur la représentation de la bande brillante n'ont pas permis d'obtenir des signatures suffisamment réalistes et quelques incohérences ont pu être constatées *a posteriori*. Par exemple, en faisant tendre F_w vers 1, la réflectivité du grésil fondant était sensiblement différente de celle de la pluie. Le code du schéma de fonte du grésil utilisé pour le calcul des coefficients de diffusion et des variables polarimétriques a donc été revu. Un schéma adapté à la neige fondante a également été introduit. Les détails des schémas proposés et utilisés au cours de cette thèse sont évoqués ci-après.

4.1.1 Description du processus de fonte

La particule de neige est ici simplement modélisée comme un sphéroïde de densité homogène, mélange d'air et de glace à l'état initial avec une densité $\rho_s^{(i)}$, auquel s'ajoute de l'eau liquide lors de la fonte.

Le grésil est défini comme une boule de glace à l'intérieur de laquelle sont insérées des bulles d'air. Selon [Rasmussen et Heymsfield \(1987\)](#), en fondant, les bulles d'air se remplissent d'eau, de l'extérieur vers l'intérieur de la particule. Le volume des cavités disponible V_c diminue à mesure que F_w augmente et que la particule diminue en volume :

$$V_c = \frac{\pi}{6} D^3 (1 - F_w) \left(1 - \frac{\rho_g^{(i)}}{\rho_i} \right), \quad (4.2)$$

avec D le diamètre initial de la particule (i.e. lorsqu'elle est sèche) et $\rho_g^{(i)}$ sa densité initiale déterminée à partir de la loi masse-diamètre (cf. [Équation 2.11](#)). ρ_i est la densité de la glace (916 kg m^{-3}).

Le volume d'eau liquide V_w formé par la fonte de la glace s'exprime directement en fonction de F_w , de la masse m de la particule (cf. [Équation 2.11](#)) et de la densité de l'eau liquide ρ_w (1000 kg m^{-3}) :

$$V_w = \frac{F_w m}{\rho_w}. \quad (4.3)$$

Les cavités sont entièrement remplies lorsque $V_w = V_c$. On montre alors que la fraction en eau liquide F_{w_sat} est :

$$F_{w_sat} = \frac{\frac{1}{\rho_i} - \frac{1}{\rho_g^{(i)}}}{\frac{1}{\rho_i} - \frac{1}{\rho_g^{(i)}} - \frac{1}{\rho_w}}. \quad (4.4)$$

Ensuite, l'eau supplémentaire s'accumule sur la surface extérieure pour former une pellicule qui s'épaissit jusqu'à ce que toute la glace constituant la particule de grésil initiale soit fondue ($F_w = 1$). Ces étapes sont résumées au travers de la [Figure 4.1](#).

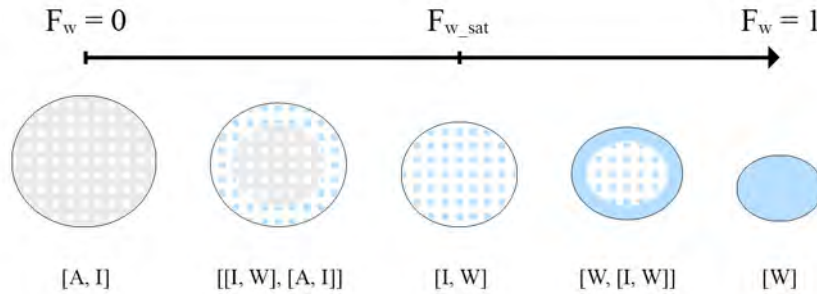


FIGURE 4.1 – Représentation du processus de fonte du grésil en fonction de la fraction en eau liquide F_w implémenté pour le calcul des propriétés diélectriques. L'air (A), la glace (I) et l'eau liquide (W) sont respectivement représentés en gris, blanc et bleu. Les différentes combinaisons [matrice, inclusions] utilisées pour le calcul de la constante diélectrique selon la formulation de Maxwell Garnett sont également indiquées.

4.1.2 Rapports d'axe

Le rapport d'axe de la neige fondante r_{ws} suit la formulation de [Ryzhkov et al. \(2011\)](#) :

$$r_{ws} = (1 - F_w)r_s + F_w r_w. \quad (4.5)$$

r_w est le rapport d'axe de la goutte de pluie équivalente de diamètre D_w selon la formulation de [Brandes et al. \(2002\)](#) :

$$r_w = 0,9951 + 0,0251 D_w - 0,03644 D_w^2 + 0,005303 D_w^3 - 0,0002492 D_w^4. \quad (4.6)$$

r_s est le rapport d'axe de la neige sèche défini comme suit :

$$r_s = \begin{cases} 1 - \frac{1-0,75}{8-0} D & , \text{ si } D \leq 8 \text{ mm} \\ 0,75 & , \text{ si } D > 8 \text{ mm} \end{cases}, \quad (4.7)$$

Le rapport d'axe des particules de grésil fondant r_{wg} est défini selon la formulation de [Ryzhkov et al. \(2011\)](#), elle-même déduite de résultats expérimentaux de [Rasmussen et al. \(1984\)](#) :

$$r_{wg} = \begin{cases} r_g - 5,0 (r_g - 0,8) F_w & , \text{ si } F_w \leq 0,2 \\ 0,88 - 0,40 F_w & , \text{ si } 0,2 < F_w \leq 0,8 \\ 2,8 - 4,0 r_w + 5,0 (r_w - 0,56) F_w & , \text{ si } F_w > 0,8 \end{cases}, \quad (4.8)$$

r_g est le rapport d'axe du grésil sec proposé par [Ryzhkov et al. \(2011\)](#) :

$$r_g = \begin{cases} 1 - 0,02 D & , \text{ si } D \leq 10 \text{ mm} \\ 0,8 & , \text{ si } D > 10 \text{ mm} \end{cases}. \quad (4.9)$$

4.1.3 Constantes diélectriques

Le calcul des constantes diélectriques de la neige et du grésil s'appuie sur la formule de mélange de Maxwell Garnett (cf. [Équation 1.34](#)). Par soucis de simplification des écritures, par la suite on désigne cette constante diélectrique par $\varepsilon_{MG}(\varepsilon_{mat}, \varepsilon_{inc}, f_{inc})$, où ε_{mat} et ε_{inc} sont respectivement les constantes diélectriques de la matrice et des inclusions, et f_{inc} la fraction volumique des inclusions. Les indices a , i et w font référence aux différents éléments constitutifs de la particule (air, glace et eau liquide).

La constante diélectrique de la neige fondante est calculée selon la formulation de [Matrosov \(2008\)](#) décrite à la [sous-sous-section 1.2.2.4](#). Avec les notations introduites ici, on a :

$$\varepsilon_{ws} = \varepsilon_{MG}(\varepsilon_w, \varepsilon_i, V_{wi})(1 - f_w) + \varepsilon_{MG}(\varepsilon_i, \varepsilon_w, V_{iw})f_w, \quad (4.10)$$

avec

$$f_w = \begin{cases} 0 & , \text{ si } F_w \leq 0,37 \\ 1 & , \text{ si } F_w \geq 0,63 \\ \frac{F_w - 0,37}{0,63 - 0,37} & , \text{ sinon.} \end{cases} \quad (4.11)$$

$$\begin{cases} V_{wi} = \frac{\rho_s^{(i)}}{\rho_i} \\ V_{iw} = 1 - V_{wi} \end{cases}, \quad (4.12)$$

V_{wi} et V_{iw} étant les fractions volumiques des inclusions en jeu.

Pour le grésil, on s'appuie sur le processus de fonte décrit précédemment et résumé dans la [Figure 4.1](#). A l'état initial, la particule est sèche et de densité assez faible (entre 100 à 200 kg m⁻³ selon sa taille). Elle est alors considérée comme une matrice d'air avec des inclusions de glace. En fondant, la couche de surface est traitée comme une matrice de glace avec des inclusions d'eau. Cette couche joue elle-même le rôle de matrice pour l'ensemble de la particule alors que le cœur joue le rôle de l'inclusion. Lorsque le grésil est saturé en eau ($F_w \geq F_{w_sat}$) et jusqu'à sa fonte totale, il est représenté comme une matrice d'eau liquide avec une inclusion de grésil saturé en eau liquide. En résumé, on peut exprimer la constante diélectrique de la manière suivante :

$$\epsilon_{wg} = \begin{cases} \epsilon_{MG}(\epsilon_{MG}(\epsilon_i, \epsilon_w, V_{iw}), \epsilon_{MG}(\epsilon_a, \epsilon_i, V_{ai}), V_{iw_ai}) & , \text{ si } F_w \leq F_{w_sat} \\ \epsilon_{MG}(\epsilon_w, \epsilon_{MG}(\epsilon_i, \epsilon_w, V_{iw}), V_{w_iw}) & , \text{ si } F_w > F_{w_sat} \end{cases}, \quad (4.13)$$

avec

$$\begin{cases} V_{iw} = 1 - \frac{\rho_g^{(i)}}{\rho_i} \\ V_{ai} = \frac{\rho_g^{(i)}}{\rho_i} \\ V_{iw_ai} = 1 - \frac{F_w}{1-F_w} \frac{\rho_i \rho_g^{(i)}}{\rho_i \rho_w - \rho_g^{(i)} \rho_i} \\ V_{w_iw} = \frac{\rho_i \rho_w (1-F_w)}{\rho_g^{(i)} [(1-F_w) \rho_w - F_w \rho_i]} \end{cases} \quad (4.14)$$

les fractions volumiques des différentes inclusions impliquées.

4.1.4 Vitesses de chute

Les vitesses de chute de la neige et du grésil fondants (v_{ws} et v_{wg}) sont calculées à partir d'une combinaison des vitesses de chute de la pluie (v_r) et de la neige ou du grésil (v_s ou v_g). La relation est reprise de [Wolfensberger et Berne \(2018\)](#) qui est un ajustement des données recueillies par [Mitra et al. \(1990\)](#) lors d'expériences en soufflerie sur la fonte des flocons de neige :

$$\begin{aligned} v_{ws} &= \Phi v_r + (1 - \Phi) v_s \\ v_{wg} &= \Phi v_r + (1 - \Phi) v_g \end{aligned}, \quad (4.15)$$

avec

$$\Phi = 0,246 F_w + (1 - 0,246) F_w^7, \quad (4.16)$$

Si cette relation semble réaliste pour la neige, on peut se demander à quel point elle reste valide pour le grésil. Des observations faites par [Matson et Huggins \(1980\)](#) sur la chute de particule de grêle ont montré que la vitesse de chute semble se réduire lors de la fonte. En effet, la pellicule d'eau liquide qui recouvre la glace génère une force de traînée qui ralentit la particule. Des schémas plus complexes de calcul de la vitesse de chute prenant en compte le coefficient de traînée ont été proposés entre autre par [Rasmussen et](#)

Heymsfield (1987) ou plus récemment par Phillips *et al.* (2007). Malgré tout, par souci de simplicité, il a été choisi de conserver la même formulation de la vitesse pour la neige et le grésil fondants.

4.1.5 Contenus

Les contenus en neige et grésil fondants (q_{ws} et q_{wg}) sont directement déduits des contenus initiaux en neige et grésil secs (q_{s0} et q_{g0}) et en pluie q_{r0} pronostiqués par le modèle :

$$q_{ws} = q_{s0} + \frac{q_{s0}}{q_{g0} + q_{s0}} q_{r0}, \quad (4.17)$$

$$q_{wg} = q_{g0} + \frac{q_{g0}}{q_{g0} + q_{s0}} q_{r0}. \quad (4.18)$$

Par voie de conséquence, les contenus q_r , q_s et q_g sont tous nuls dans la couche de fonte.

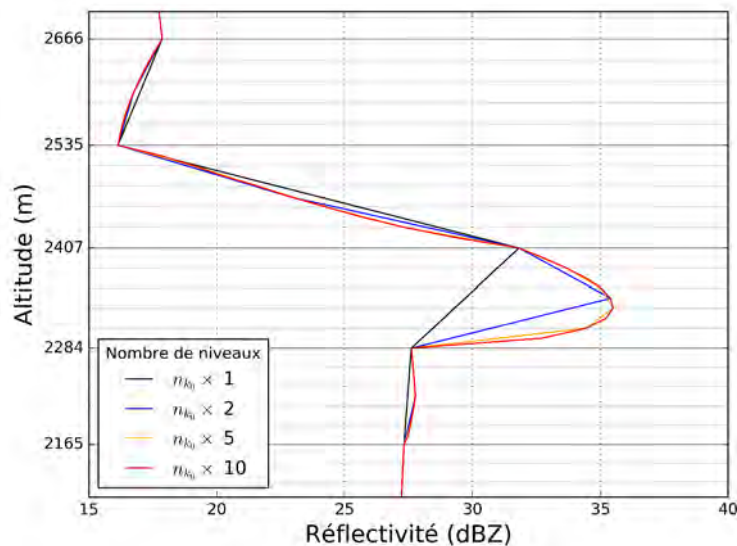


FIGURE 4.2 – Profils verticaux de réflectivité illustrant l'effet du sur-échantillonnage des niveaux modèles sur la représentation de la bande brillante. Le profil dans la grille native ($n_{k_0} = 90$ niveaux) est représenté en noir. Les profils dans lesquels le nombre de niveaux a été sur-échantillonné d'un facteur 2, 5 et 10 sont représentés en bleu, orange et rouge. Les grilles horizontales principale et secondaire représentent respectivement les niveaux initiaux et les niveaux sur-échantillonnés d'un facteur 5.

La variabilité de la réflectivité selon la verticale est très forte dans la bande brillante. La grille verticale de AROME comporte 90 niveaux verticaux (n_{k_0}) qui sont de plus en plus resserrés à mesure qu'on se rapproche du sol. Pour un point dont l'altitude du sol est au niveau de la mer, l'espacement entre deux niveaux n'est que de 10 m près du sol mais atteint déjà près de 120 m à 2000 m d'altitude. Ainsi, dans le cas d'une bande brillante située vers 2000 m et d'une épaisseur de seulement 300 m, on ne dispose que de deux ou trois points pour décrire la bande brillante. Si ces points ne se situent pas là où la

fraction en eau liquide maximise le renforcement de la réflectivité, on peut sous-estimer l'intensité de la bande brillante de plusieurs décibels. Il a donc été choisi d'augmenter artificiellement d'un facteur 5 le nombre de niveaux dans la bande brillante. Ce facteur permet d'obtenir *a minima* une dizaine de points dans la bande brillante et donc une relative bonne description de l'évolution de la réflectivité au fur et à mesure de la fonte. Pour évaluer la réflectivité sur cette nouvelle grille, les contenus en hydrométéores ont été interpolés linéairement entre les niveaux natifs du modèle. Cette hypothèse de linéarité des contenus entre les niveaux est forte et probablement peu réaliste du fait de la variabilité de la vitesse chute mais permet d'obtenir des résultats suffisamment satisfaisants dans le cadre de cette étude. Les effets d'un tel sur-échantillonnage sont illustrés sur un profil de la situation du 04/01/2018 (cf. Figure 4.2). Sur cet exemple, l'intensité de la bande brillante est sous-estimée de 3 dB dans la grille verticale native du modèle.

4.1.6 Distributions

Les distributions en taille des hydrométéores sont définies selon des lois gamma généralisées à partir des contenus (cf. sous-section 2.3.2). Chaque hydrométéore possède une loi de distribution qui lui est propre. Ainsi, la distribution en taille d'un contenu en neige produisant un taux de précipitations donné a toutes les chances d'être sensiblement différente de la distribution en taille de l'équivalent en pluie produisant le même taux de précipitations. C'est notamment pour cette raison que dans la version initiale de l'opérateur d'observation il n'y avait pas continuité entre la réflectivité d'un contenu en grésil totalement fondu ($F_w = 1$) et la réflectivité du même contenu en tant que pluie.

Selon Szyrmer et Zawadzki (1999), à l'état stationnaire, en faisant l'hypothèse qu'il n'y a pas d'agrégation des flocons ni de rupture des gouttes, pour chaque taille de particule en équivalent fondu, on peut affirmer qu'il y a conservation du flux de nombre de particules :

$$N_r(D_w)v_r(D_w) = N_{ws}(D_w)v_{ws}(D_w) = N_s(D_w)v_s(D_w), \quad (4.19)$$

où $N_r(D_w)$, $N_{ws}(D_w)$ et $N_s(D_w)$ sont les nombres de particules de pluie, de neige fondante et de neige dont le diamètre en équivalent liquide est D_w , et v_r , v_{ws} et v_s sont les vitesses de chute correspondantes. Ainsi, connaissant la fraction en eau liquide F_w , pour chaque diamètre D_w on peut exprimer le nombre de particules fondantes de la manière suivante :

$$N_{ws}(D_w) = (1 - F_w) \frac{v_s}{v_{ws}} N_s(D_w) + F_w \frac{v_r}{v_{ws}} N_r(D_w). \quad (4.20)$$

De cette manière, on s'assure qu'à mesure que la fraction en eau liquide augmente, la distribution en taille des particules passe progressivement de la distribution des particules glacées à celle de la pluie. Dans les simulations lancées ici, cette relation a été utilisée indifféremment pour la neige et le grésil fondants.

4.1.7 Intégration

Une fois les propriétés diélectriques et le nombre de particules déterminés pour chaque diamètre, il reste à intégrer sur toute la distribution. Pour limiter les temps de calcul, cette intégration est approchée par une somme de Riemann sur une gamme de diamètres

s'étendant de 0 à D_{i_max} , où i est l'espèce considérée. Ici, les valeurs maximales choisies sont les suivantes :

$$\begin{cases} D_{r_max} = 8 \text{ mm} \\ D_{ws_max} = D_{s_max} = 40 \text{ mm} \\ D_{wg_max} = D_{g_max} = 15 \text{ mm} \end{cases} \quad (4.21)$$

Les valeurs maximales des diamètres des particules glacées ont été choisies de telle sorte que le diamètre de leur équivalent fondu avoisine D_{r_max} . Enfin, dans le but d'assurer la correspondance entre le contenu initial q_0 et le contenu recalculé par intégration de Riemann q_{int} , un facteur correctif égal à $\frac{q_0}{q_{int}}$ est appliqué au nombre de particules avant le calcul des variables radar par intégration. La Figure 4.3 présente le résultat du calcul de la réflectivité de la neige et du grésil en fonction de la fraction en eau liquide F_w , pour des taux de précipitations de 1 mm h^{-1} et 5 mm h^{-1} . Mitra *et al.* (1990) ont montré que la fraction en eau liquide des flocons fondants évolue quasi linéairement en fonction de la distance sous l'isotherme $0 \text{ }^\circ\text{C}$. Dans la bande brillante, F_w est donc, en première approximation, inversement proportionnel à l'altitude. Pour le grésil fondant, on retrouve donc un maximum de réflectivité vers le milieu de la couche de fonte ($F_w \approx 0,6$), avec une intensité de 8 à 9 dB par rapport à la réflectivité au pied de la bande brillante (pluie). Pour la neige en revanche, le maximum se produit vers le bas de la bande brillante ($F_w \approx 0,8$). Cette forte dissymétrie de la réflectivité est probablement liée à l'utilisation d'un modèle trop simpliste, ne prenant pas en compte par exemple la non-homogénéité de la répartition de l'eau liquide dans le flocon fondant comme le propose Fabry *et Szyrmer* (1999). Toutefois, compte tenu du fait que le schéma microphysique ICE3 convertit les flocons en grésil lors de la fonte, la contribution de la neige fondante à la réflectivité totale dans la bande brillante est relativement limitée et se cantonne plutôt à la partie supérieure de la couche de fonte.

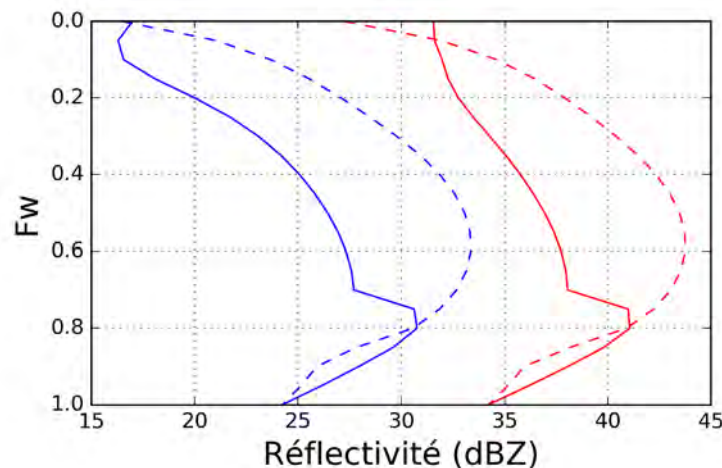


FIGURE 4.3 – Évolution de la réflectivité (en dBZ) de la neige (traits pleins) et du grésil (traits tiretés) en fonction de la fraction en eau liquide F_w pour des intensités de précipitations de 1 mm h^{-1} (bleu) et 5 mm h^{-1} (rouge).

4.2 Évaluation de l'opérateur d'observation

4.2.1 Statistiques globales

Augros *et al.* (2016) ont effectué une évaluation de l'opérateur d'observation radar polarimétrique en sortie du modèle MESO-NH couplé aux analyses du modèle AROME Western Mediterranean (Fourrié *et al.*, 2015) sur deux cas convectifs de la campagne HyMeX-SOP1 (Ducrocq *et al.*, 2014) et pour trois radars couvrant l'ensemble des bandes de fréquence du réseau opérationnel de Météo-France (C, S et X). Les comparaisons statistiques menées entre simulations et observations ont montré un bon accord général. Toutefois, l'étude des distributions des réflectivités en fonction de la température a révélé une sous-estimation des réflectivités maximales en basses couches dans les zones convectives. Selon les auteurs, la différence de résolution horizontale entre observations ($1 \times 1 \text{ km}^2$) et simulations ($2,5 \times 2,5 \text{ km}^2$) serait une explication possible de cet effet.

Plusieurs cas stratiformes ont été étudiés au cours de cette thèse et ont permis pour la première fois d'effectuer une évaluation statistiques de l'opérateur d'observation sur ce type d'évènement. Un cas convectif a également été évalué. Tout comme Borderies *et al.* (2018), cette évaluation s'appuie sur la réalisation de *Contoured Frequency by Altitude Diagram* (CFAD; Yuter et Houze Jr, 1995). Toutefois, quelques modifications ont été apportées dans la visualisation des données. D'une part, la température a été choisie en remplacement de l'altitude afin de s'affranchir des variations éventuelles d'altitude de la bande brillante dans le jeu de données étudié et ainsi mieux représenter les distributions en son voisinage. Concernant les données observées, la température provient du modèle numérique AROME-PI. D'autre part, les résolutions des données radar et modèle étant différentes ($1 \times 1 \text{ km}^2$ versus $1,3 \times 1,3 \text{ km}^2$), pour faciliter les comparaisons, on préfère représenter les surfaces cumulées plutôt que les fréquences. Les largeurs de classe des températures et des réflectivités ont respectivement été fixées à $1 \text{ }^\circ\text{C}$ et 1 dB .

La Figure 4.4 présente les diagrammes pour les situations stratiformes des 03/03/2017 et 30/04/2018 étudiées dans Le Bastard *et al.* (2019), ainsi que la situation convective concernant l'Aude les 14 et 15/10/2018. Les distributions des données simulées sont présentées sans et avec l'ajustement des quantiles des distributions (« quantile mapping ») proposé dans le même article.

Sur la situation du 03/03/2017, on retrouve un bon accord entre les distributions observées et simulées par le modèle AROME-PI à échéance +2 h, avec un profil médian simulé qui reproduit dans les grandes lignes le profil médian observé : maximum de réflectivité immédiatement sous l'isotherme $0 \text{ }^\circ\text{C}$ (bande brillante), décroissance de la réflectivité au-dessus et dans une moindre mesure en dessous. Le modèle ne parvient toutefois pas à reproduire les plus fortes réflectivités, principalement dans la pluie. On constate aussi un léger décalage sur la position de la bande brillante ainsi qu'une surestimation de la réflectivité accompagnée d'une plus forte variabilité pour des températures inférieures à $-5/-10 \text{ }^\circ\text{C}$. Il faut rappeler que les températures utilisées pour les données observées sont entachées d'incertitudes, car issues du modèle. Ceci peut expliquer le décalage de la hauteur de la bande brillante ainsi que son lissage dans les données observées. La correction par ajustement quantile-quantile réduit légèrement les écarts avec les observations. A noter que le nombre insuffisant de données dans la gamme de températures supérieures à

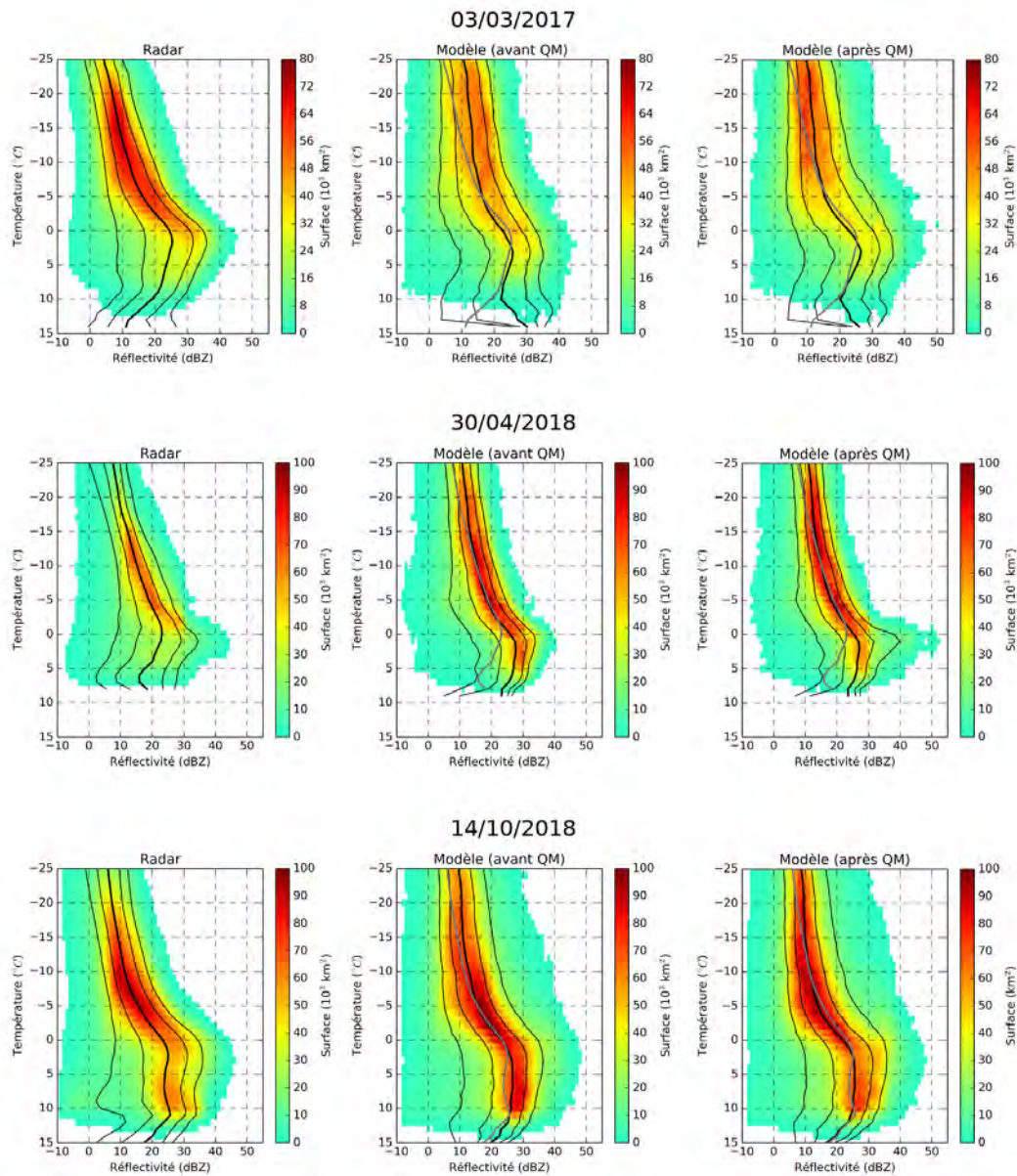


FIGURE 4.4 – Distributions surfaciques des réflectivités observées et simulées avant et après correction par ajustement quantile-quantile (QM) en fonction de la température. En haut : situation stratiforme du 03/03/2017 sur le radar de Bordeaux. Au centre : situation stratiforme du 30/04/2018 sur le radar d'Abbeville. En bas : situation convective des 14 et 15/10/2018 sur le radar de Toulouse. Les classes de température et de réflectivité ont respectivement une largeur de 1 °C et 1 dB. Le profil médian ainsi que les quantiles 0,1, 0,25, 0,75 et 0,9 de la distribution sont représentés par les courbes noires. Le profil médian des données observées est reporté en gris sur les données simulées.

10 °C ne permet pas d'accorder de crédit statistique aux écarts constatés entre observation et simulation.

Concernant le cas du 30/04/2018, l'accord entre observations et simulations est plutôt bon dans la phase glacée, avec toutefois une tendance à la surestimation du modèle pour

les plus basses températures (≤ -15 °C) une nouvelle fois. En revanche, sous l'isotherme 0 °C, le modèle surestime nettement les réflectivités, même après correction par ajustement quantile-quantile. Cette dernière permet toutefois de mieux faire apparaître la bande brillante. L'approche choisie dans cette étude qui consiste à corriger les distributions de réflectivité indépendamment de la température et/ou de la distance au radar montre ses limites sur ce cas où le biais des données simulés semble bien plus fort sous l'isotherme 0 °C.

La comparaison des distributions des réflectivités sur un cas convectif (14 et 15/10/2018) montre une bonne correspondance entre observations et simulations. Comme sur les deux cas stratiformes évoqués précédemment, on retrouve une tendance à la surestimation des réflectivités simulées pour les températures les plus basses (≤ -10 °C). La correction par ajustement quantile-quantile permet de se rapprocher légèrement des distributions observées.

Finalement, les statistiques globales sur deux épisodes stratiformes et un épisode convectif montre un bon accord général entre l'observation et la simulation. On note toutefois une tendance à la surestimation des réflectivités simulées pour les températures les plus basses (≤ -10 °C) et une nette surestimation des réflectivités sous l'isotherme 0 °C pour le cas du 30/04/2018. La surestimation des réflectivités observées dans la phase glacée pourrait être due à la surproduction de grésil par le modèle. Ce problème bien connu du schéma microphysique ICE3 a été *a priori* en partie résolu par une nouvelle paramétrisation réduisant le givrage des flocons de neige par les gouttelettes nuageuses. Cette version améliorée du schéma microphysique n'a toutefois pas été utilisée ici. La difficulté du modèle à reproduire les plus fortes réflectivités observées peut certainement être attribuée à la différence de résolution native entre les données observées et simulées ($0,5^\circ \times 340$ m vs. $1,3 \times 1,3$ km²), et éventuellement à la présence d'un peu de grêle dans le cas convectif des 14 et 15/10/2018 ou dans la traîne de la perturbation du 03/03/2017. La correction par ajustement quantile-quantile permet de réduire toutes ces différences constatées sur les trois cas présentés.

4.2.2 Évaluation de la nouvelle paramétrisation de la bande brillante

Augros *et al.* (2016) ont relevé la présence d'une bande brillante prononcée sur les champs de réflectivité (Z_{hh}) et de phase différentielle spécifique (K_{dp}) qu'on ne retrouve pas sur les observations. Il est à ce titre intéressant d'évaluer l'impact de la nouvelle paramétrisation de la bande brillante introduite au cours de cette thèse et détaillée dans la [section 4.1](#). Pour cela, on s'appuie sur des pseudo-profil verticaux produits à partir du radar en bande X de l'IGE (Xport) à l'élévation 25°. Ainsi, sont représentés sur la [Figure 4.5](#) le pseudo-profil de réflectivité Xport du cas stratiforme du 04/01/2018 à 07h03 UTC et les profils simulés (avant et après modification de la paramétrisation de la bande brillante) par le modèle AROME-PI pour le même jour à 07h00 UTC (run de 05h00 UTC) au voisinage immédiat du radar. Les profils simulés utilisent la géométrie verticale du modèle (i.e. sans projection dans la géométrie du faisceau radar). Celui de l'ancienne version est calculé sur 90 niveaux alors que celui de la nouvelle version utilise 446 niveaux résultants de l'interpolation des 90 niveaux initiaux (cf. [sous-section 4.1.6](#)).

Vers 2500 m d'altitude, la largeur de faisceau du radar Xport à 25° d'angle d'élévation

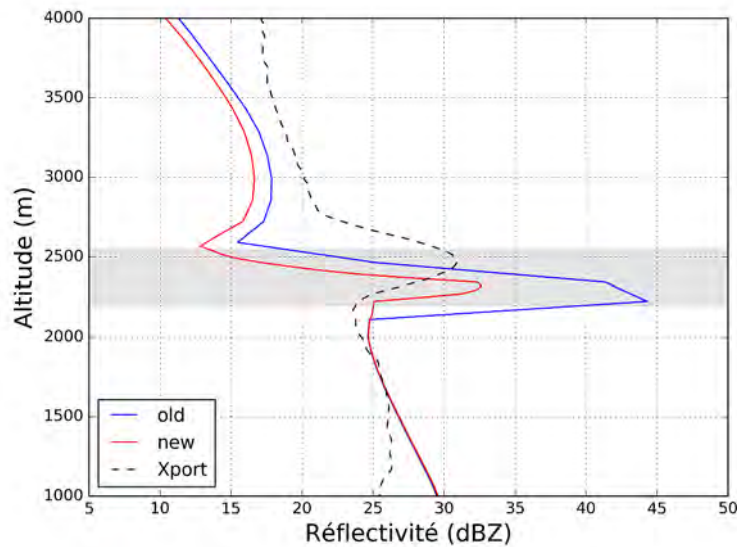


FIGURE 4.5 – Profils verticaux de réflectivité observés et simulés le 04/01/2018. En pointillés noirs, pseudo-profil observé par le radar Xport (élévation 25°) à 07h03 UTC. En bleu (resp. rouge), profils simulés par le modèle AROME-PI à 07h00 UTC (run de 05h00 UTC) avec l'ancienne (resp. la nouvelle) paramétrisation de la bande brillante. La zone grisée représente la couche de fonte des hydrométéores glacés simulée.

est de 80 m environ, ce qui garantit une bonne résolution verticale du profil. L'observation montre une bande brillante bien définie entre 2200 et 2800 m d'altitude environ, avec un pic à 31 dBZ vers 2500 m, soit un renforcement de la réflectivité que l'on peut estimer à 8 dB environ par rapport à la valeur constatée au pied de la couche de fonte. L'altitude de l'isotherme 0°C et l'épaisseur de la couche de fonte sont légèrement sous-estimés par le modèle. Concernant l'intensité de la bande brillante, elle semble fortement surestimée par l'ancienne paramétrisation. La chute brutale de la réflectivité en limite basse de la couche de fonte illustre la non-continuité entre les hydrométéores presque fondus ($F_w \approx 1$) et leur équivalent totalement fondu ($F_w = 1$). Dans la nouvelle version implémentée, la bande brillante est bien mieux représentée, à la fois en terme d'intensité (environ 7 dB entre le pic et la valeur au pied de la couche de fonte) et de forme (plus lissée, pic aligné sur le centre de la couche de fonte). On notera par ailleurs que les réflectivités semblent fortement sous-estimées au sommet de la bande brillante et dans la phase glacée. Ce point particulier est l'objet de la section suivante.

4.3 Impact des fractions en neige et grésil sur la réflectivité simulée dans la phase solide

Si l'on s'attarde sur la partie supérieure des profils simulés de la Figure 4.5, on constate que les réflectivités sont plus faibles que celles observées, avec par ailleurs un minimum local au sommet de la bande brillante. Pourtant, les réflectivités simulées et observées sont très proches dans la phase liquide, ce qui laisse penser que la précipitation

est d'intensité comparable. L'épisode de précipitations affectant le radar du Moucherotte dans la nuit du 3 au 4 janvier 2018 peut être décomposé en trois périodes distinctes :

- avant 02h00 UTC, l'isotherme 0 °C est sous l'altitude du radar et toutes les précipitations à son niveau se font sous forme solide ;
- entre 02h00 et 03h00 UTC, le front chaud passe sur le radar et fait remonter l'isotherme 0 °C ; le radar est dans la bande brillante ;
- après 03h00 UTC, l'isotherme 0 °C est remonté vers 2500 m d'altitude et le radar se situe dans la pluie.

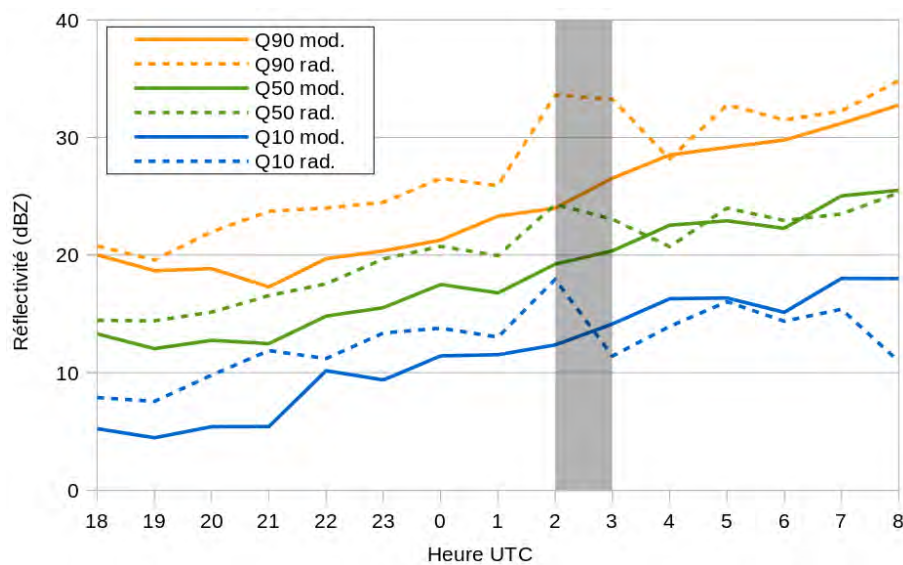


FIGURE 4.6 – Évolution des quantiles 10, 50 et 90 des distributions des réflectivités observées par le radar du Moucherotte (élévation 0,0°) et simulées par le modèle AROME-PI (échéance +2 h) au cours de l'épisode des 03/01/2018 et 04/01/2018. La période de passage de la bande brillante à hauteur du radar est représentée en grisé.

La Figure 4.6 présente l'évolution des quantiles des distributions des réflectivités observées et simulées pour toutes les élévations et sur l'ensemble de l'épisode. On constate une hausse des réflectivités au fur et à mesure de l'épisode, et plus particulièrement après le passage de la bande brillante, traduisant la présence de précipitations liquides dans le volume sondé par le radar. On remarque également un biais négatif des réflectivités simulées par rapport à l'observation en première partie d'épisode, ce qui rejoint la constatation faite précédemment sur le profil de la Figure 4.5.

Plusieurs hypothèses peuvent être avancées pour expliquer ce biais dans la phase solide :

- Le modèle sous-estime l'intensité des précipitations ; cette éventualité semble peu probable étant donné qu'à partir du moment où les précipitations sondées sont majoritairement liquides, le biais sur les réflectivités disparaît ;

- L'opérateur d'observation représente mal la rétrodiffusion des particules de neige et/ou de grésil ; ceci peut être notamment dû à l'hypothèse forte faite sur le rapport d'axe de ces hydrométéores.
- Les proportions des contenus et les distributions granulométriques de particules (DGPs) de la neige et du grésil sont mal estimées.

On se propose d'étudier plus en détail cette dernière éventualité.

Dans la phase solide, les précipitations se répartissent dans deux réservoirs : le grésil et la neige. Une mauvaise estimation de la proportion de chacun de ces hydrométéores peut entraîner une mauvaise estimation de la réflectivité. Par exemple, si l'on est en présence de neige seule (100%) ou d'un mélange de 50% de neige et 50% de grésil, intuitivement la réponse en termes de réflectivité sera très différente. Le pouvoir de rétrodiffusion du grésil étant plus fort que celui de la neige, on pourrait s'attendre à ce que la réflectivité augmente à mesure que la fraction de neige (F_S) diminue. D'ailleurs, pour un contenu identique, la réflectivité est plus forte dans le cas du grésil que dans le cas de la neige. Seulement, les vitesses de chutes des particules de grésil étant bien plus élevées que celles de neige, le taux de précipitations résultant sera bien plus fort dans le cas du grésil. Il paraît donc plus pertinent de comparer les réponses en termes de réflectivité à taux de précipitations constant. Dès lors, si la précipitation est uniquement constituée de grésil, le contenu sera bien plus faible que si cette même précipitation était constituée de neige dont la vitesse de chute est bien plus lente. La Figure 4.7 présente une estimation des réflectivités par la méthode de la matrice T pour différents taux de précipitations en faisant varier la proportion de neige F_S par rapport au contenu total (neige + grésil) pour des radars en bandes C et X.

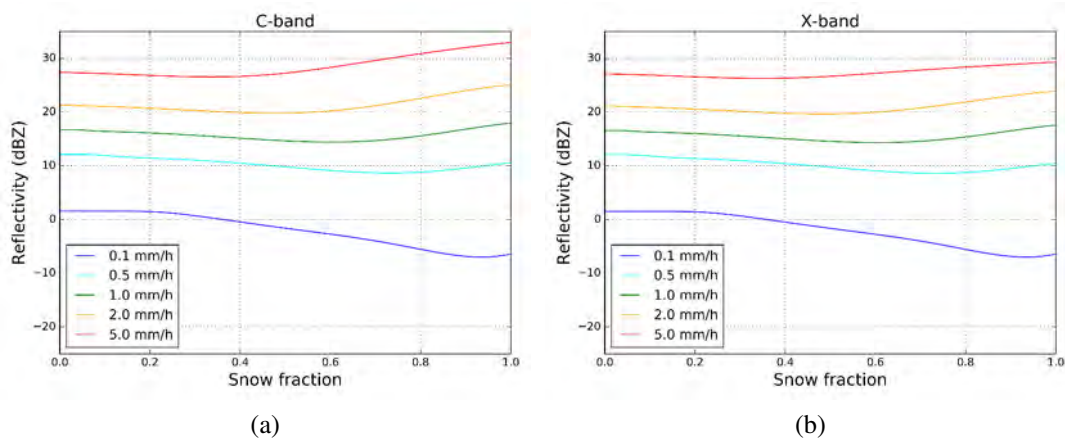


FIGURE 4.7 – Évolution de la réflectivité en bandes C et X en fonction de la fraction de neige par rapport au contenu total (neige + grésil) pour différents taux de précipitations et une température de $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$.

Contrairement à ce que l'on pouvait attendre, pour les taux de précipitations supérieurs à 1 mm h^{-1} , la réflectivité est plus forte en présence de neige seule ($F_S = 1$) que de grésil seul ($F_S = 0$). D'une certaine manière, le pouvoir de rétrodiffusion plus fort des

« grosses » particules de grésil ne suffit pas à compenser leur vitesse de chute plus élevée. L'effet est bien plus marqué en bande C qu'en bande X. Par ailleurs, on constate un minimum de réflectivité pour des valeurs de F_S voisines de 0,5. Dans cette configuration, on minimise simultanément les tailles des particules de neige et de grésil. En effet, les distributions granulométriques des particules sont directement dépendantes du contenu de l'espèce considérée. On se retrouve donc avec des particules de neige et de grésil plutôt petites et donc au pouvoir de rétrodiffusion plus faible. Enfin, l'augmentation de la réflectivité avec la fraction neigeuse pour les valeurs de F_S supérieures à 0,4 \sim 0,6 permet d'affirmer qu'une surestimation du contenu en grésil dans cette gamme entraînera une sous-estimation de la réflectivité. Par exemple, en bande X, pour un taux de précipitations de 2 mm h^{-1} , si F_S est simulée à 0,6 alors qu'elle est en réalité à 0,9, la sous-estimation de la réflectivité sera d'environ 3,0 dB. Les distributions de F_S en fonction de la température pour des taux de précipitations supérieurs à 1 mm h^{-1} (cf. Figure 4.8) montrent que pour des températures inférieures à $-15 \text{ }^\circ\text{C}$, la fraction neigeuse est généralement supérieure à 0,95. Elle tend à diminuer nettement à mesure que la température augmente, avec un pic de fréquence vers 0,65 pour des températures comprises entre -5 et $0 \text{ }^\circ\text{C}$. Dans cette dernière gamme de température, la quasi totalité des points présentent même une fraction en neige inférieure à 0,8. Dans le schéma ICE3 implémenté dans AROME, deux principaux processus microphysiques permettent de convertir la neige en grésil : le givrage par des gouttes ou des gouttelettes nuageuses, et la fonte. Ces deux processus interviennent préférentiellement aux températures proches de $0 \text{ }^\circ\text{C}$, expliquant l'augmentation de la proportion de grésil avec la hausse de la température.

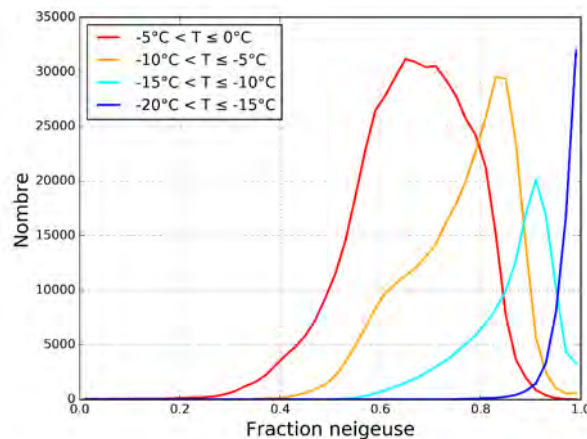


FIGURE 4.8 – Distributions de la fraction neigeuse F_S simulées par le modèle AROME-PI (échéance +2 h) pour le domaine du radar du Moucherotte le 04/01/2018 à 01h00 UTC pour différentes gammes de température et des taux de précipitations supérieurs à 1 mm h^{-1} . La largeur des classes de F_S est de 0,02.

4.4 Conclusion

La nouvelle paramétrisation de la bande brillante s'attache à mieux décrire l'évolution des hydrométéores lors de leur transition entre la phase solide et la phase liquide. Le

schéma microphysique ICE3 convertissant rapidement les particules de neige en grésil lors de la première phase de fonte, il a été choisi de concentrer les efforts sur cette dernière espèce. Ainsi, un schéma prenant en compte de manière détaillée l'évolution de la taille, de la forme, des propriétés diélectriques, de la vitesse de chute et de la distribution en taille des particules de grésil a été développé et mis en œuvre, produisant une signature de bande brillante relativement conforme à ce qui pourrait être attendu.

La capacité de l'opérateur d'observation radar à produire des profils réalistes par rapport aux observations se confirme au travers des statistiques réalisées sur différents épisodes stratiformes et convectifs. La comparaison de profils simulés avec des profils quasi-verticaux observés par le radar Xport montre une simulation de la bande brillante bien plus réaliste avec la nouvelle représentation.

Enfin, on a montré que la répartition du contenu en hydrométéores glacés en deux espèces principales (neige et grésil) comme c'est le cas dans AROME, peut parfois mener à une sous-estimation de la réflectivité dans la phase solide.

Chapitre 5

Application de la méthode POVPR aux zones de montagne

Sommaire

5.1	Introduction	93
5.2	Étude de faisabilité par simulation de masque	95
5.3	Études de cas en zone montagneuse	99
5.3.1	Domaine d'étude et données	99
5.3.2	Le système d'analyse SAFRAN	101
5.3.3	Application au cas stratiforme du 03/01/2018	102
5.3.3.1	Aperçu de la situation météorologique	102
5.3.3.2	Résultats	104
5.3.4	Application au cas convectif du 21/07/2017	116
5.3.4.1	Aperçu de la situation météorologique	116
5.3.4.2	Résultats	116
5.4	Conclusion	123

Dans ce dernier chapitre, on propose d'étendre l'application de la méthode aux zones de montagne. Après une introduction évoquant les enjeux et difficultés inhérents à l'estimation de la lame d'eau en montagne, une étude idéalisée estimant le potentiel de la méthode par simulation de masques sur des radars de plaine est présentée. Pour finir, la méthode est appliquée et évaluée notamment par les réanalyses SAFRAN sur une situation convective et une situation stratiforme.

5.1 Introduction

Les enjeux liés à l'estimation des précipitations en zones montagneuses sont très forts : prévision immédiate, suivi du débit des cours d'eau, gestion des ressources en eau (barrages hydroélectriques), prévision du risque d'avalanche, opérations de déneigement du

réseau routier, climatologie, tourisme... La forte variabilité spatiale et temporelle des précipitations observée tout particulièrement dans ces régions (Sevruk, 1997; Frei et Schär, 1998; Durand *et al.*, 2009; Maris *et al.*, 2009; Faure *et al.*, 2019) ne permet pas aux réseaux de pluviomètres, généralement trop peu denses, de fournir une estimation des cumuls avec une résolution satisfaisante pour des applications telles que la prévision des crues ou la surveillance du manteau neigeux. Différentes méthodes statistiques permettent d'interpoler spatialement les précipitations. Parmi elles, le cokrigeage avec l'altitude est une des plus répandues pour spatialiser les précipitations en zones montagneuses (Hevesi *et al.*, 1992b,a). On peut également citer la méthode AURELHY (Analyse Utilisant le RELief pour l'HYdrométéorologie; Benichou et Le Breton, 1986) utilisée à Météo-France pour produire des normales spatialisées. Elle s'appuie sur une reconnaissance automatique de la liaison statistique existant entre les précipitations et le relief environnant les points de mesure. L'apport de telles méthodes est indiscutable sur des champs de précipitations calculés sur des échelles de temps allant du mois à l'année, mais beaucoup moins évident à l'échelle de la journée. Des estimations fiables des cumuls de précipitations sur des périodes allant de 1 h à 24 h sont pourtant indispensables pour le suivi et la prévision des crues tout comme la connaissance de l'état du manteau neigeux et la prévision du risque d'avalanche.

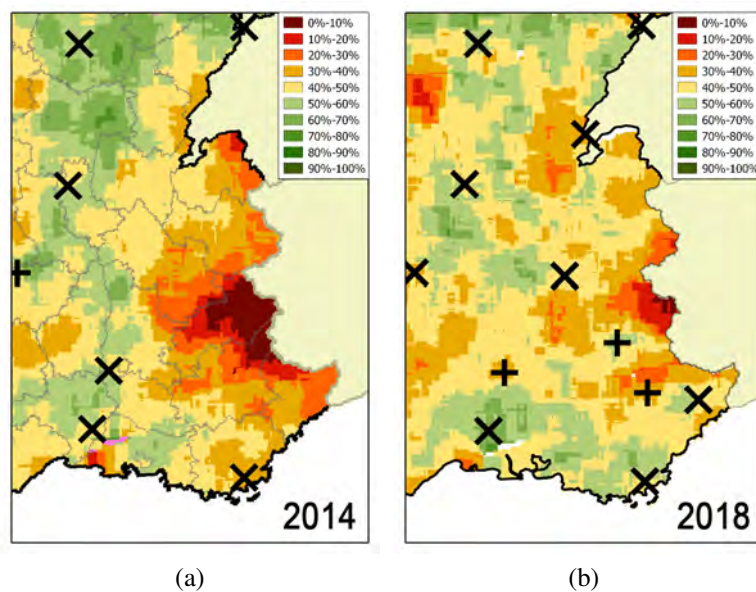


FIGURE 5.1 – Évolution entre 2014 (a) et 2018 (b) du pourcentage des rapports radar/pluvio entre 0,8 et 1,25 pour les cumuls 24 h supérieurs à 10 mm. Les radars disponibles sur toute la période sont indiqués par le symbole « × », ceux qui ne l'ont été que partiellement par un « + ».

A l'instar des régions de plaine, les radars peuvent s'avérer particulièrement efficaces pour combler ces lacunes en milieu montagneux. C'est ainsi que Météo-France s'est associé à d'autres organismes pour lancer en 2007 le projet RHYTMME (Risques HYdro-météorologiques en Territoires de Montagnes et MÉditerranéens, Westrelin *et al.*, 2012), visant à assurer une meilleure couverture du réseau radar en montagne par l'installation

de radars en bande X dans les Alpes françaises. Ces nouveaux radars ont permis de sensiblement améliorer l'estimation des précipitations sur les Alpes entre 2014 et 2018 (Figure 5.1).

Birman *et al.* (2017) ont montré que l'assimilation variationnelle des lames d'eau radar (agrégées par classes d'altitude) permet d'obtenir une analyse des précipitations en montagne se comparant favorablement aux observations des pluviomètres et aux observations d'épaisseur de neige. En effet, ces analyses de précipitations ont été utilisées pour alimenter un modèle d'évolution du manteau neigeux et ont été par conséquent indirectement évaluées par comparaison aux observations in-situ. Mais la marge de progression est sûrement encore importante, tant la mesure des précipitations par radar en montagne reste difficile. En effet, les radars sont installés à haute altitude afin de s'affranchir au maximum des masques orographiques et ainsi assurer une bonne couverture. En contrepartie, le faisceau radar se situe souvent bien au-dessus du sol, notamment en zone de vallée, augmentant l'incertitude sur l'évaluation de l'intensité des précipitations à la surface. De nombreuses équipes de recherche se sont déjà penchées sur ce problème de l'estimation des précipitations par radar en zone montagneuse (Joss *et al.*, 1990; Young *et al.*, 1999; Germann et Joss, 2002; Germann *et al.*, 2006; Delrieu *et al.*, 2009; Yu *et al.*, 2018), mais de nombreux efforts restent à faire pour obtenir une qualité de lame d'eau comparable à celle obtenue avec les radars de plaine.

5.2 Étude de faisabilité par simulation de masque

La méthode POVPR a démontré toute sa pertinence sur des cas de plaine. Comme expliqué précédemment, le défi qui consiste à bien estimer le profil vertical de précipitations est d'autant plus difficile en montagne que l'information fournie par les radars dans les basses couches de l'atmosphère est souvent partielle voire inexistante, du fait de l'altitude d'installation des antennes et des masques topographiques. Dans le but d'étudier la faisabilité de la méthode POVPR en zone montagneuse, une évaluation a été effectuée sur un cas de plaine (situation du 03/03/2017 sur le radar de Bordeaux) sous l'hypothèse que les données d'observation de l'élévation la plus basse ($0,4^\circ$) étaient masquées et donc indisponibles. Cela permet de simuler l'effet d'un masque topographique qui viendrait intercepter le faisceau à proximité immédiate du radar et dans toutes les directions, rendant indisponible l'information fournie par cette élévation sur la totalité du domaine. A partir de ce jeu de données d'observation tronqué, la méthode POVPR a été appliquée. Les pseudo-profil de réflectivité obtenus ont servi à reconstruire le champ de réflectivité de l'élévation masquée $Z_{reconst}(POVPR)$. En parallèle, la réflectivité de l'élévation à $0,4^\circ$ a été reproduite en s'appuyant sur l'élévation immédiatement supérieure ($0,8^\circ$) et le PVR estimé par la méthode opérationnelle, pour finalement obtenir le champ $Z_{reconst}(POVPR)$. Enfin, une reproduction du champ de réflectivité utilisant le PVR opérationnel mais avec une spatialisation de l'altitude de l'isotherme 0°C a également été réalisée ($Z_{reconst}(PVR_{spat})$). Ces trois champs de réflectivité reconstruits ont ensuite été comparés à celui réellement observé par le radar. Une telle approche présente l'avantage de fournir une évaluation directe des profils de précipitations utilisés pour l'estimation du taux de précipitations au niveau du sol sur l'ensemble du domaine et au pas de temps du radar (5 minutes).

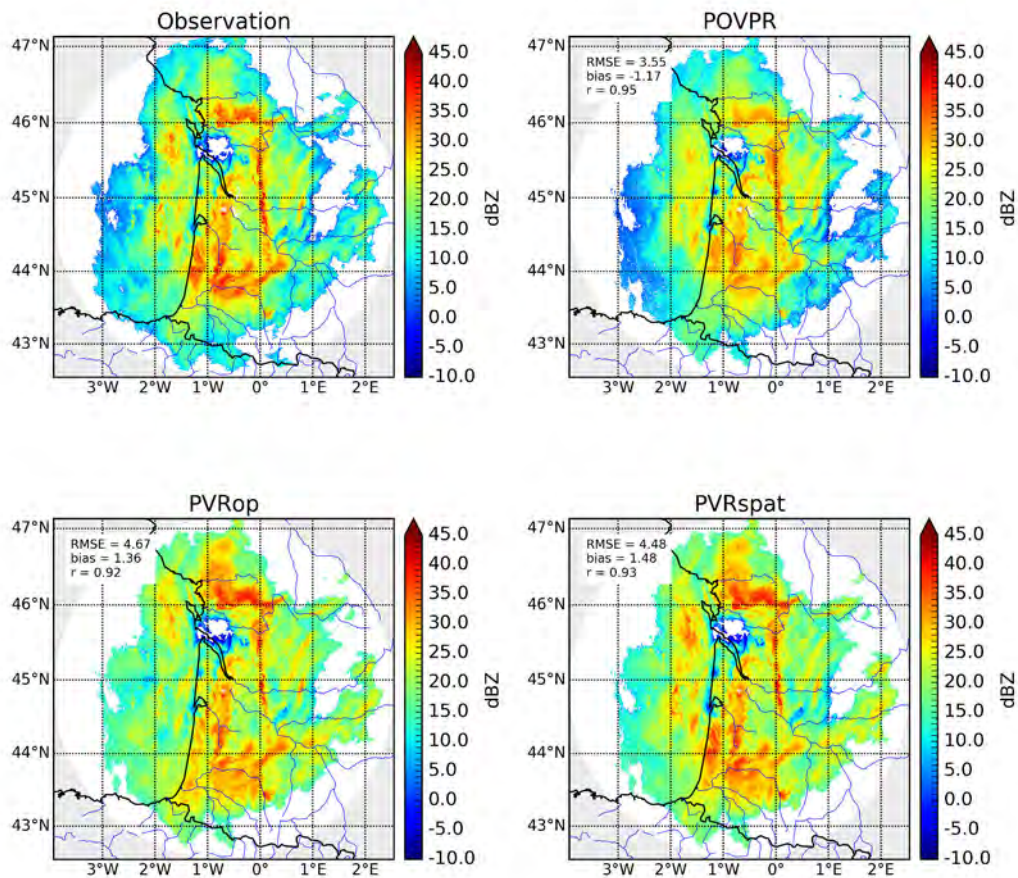


FIGURE 5.2 – Réflectivités observées par le radar de Bordeaux à l’élévation $0,4^\circ$ le 03/03/2017 à 20h00 UTC et réflectivités reconstruites à partir de l’élévation à $0,8^\circ$ par l’utilisation des profils restitués par la méthode POVPR ($Z_{\text{reconst}}(\text{POVPR})$) et le PVR opérationnel avec et sans spatialisation de l’altitude de l’isotherme 0°C ($Z_{\text{reconst}}(\text{PVRspat})$ et $Z_{\text{reconst}}(\text{POVPR})$). Le domaine radar s’étend jusqu’à 255 km de distance.

La Figure 5.2 présente la réflectivité observée par le radar de Bordeaux le 03/03/2017 à 20h00 UTC à l’élévation $0,4^\circ$ ainsi que les réflectivités reconstruites $Z_{\text{reconst}}(\text{POVPR})$, $Z_{\text{reconst}}(\text{POVPR})$ et $Z_{\text{reconst}}(\text{PVRspat})$ suite au masquage de cette même élévation. La structure globale du champ de précipitations est préservée quelle que soit la méthode de reconstruction employée. Les intensités restituées par chacune des méthodes sont d’autant plus proches de l’observation qu’on se situe près du radar. En effet, près du radar, la hauteur de l’élévation à $0,8^\circ$ utilisée comme point de départ pour la reconstruction est à peine plus importante que celle de l’élévation à $0,4^\circ$ et la phase des hydrométéores échantillonnés est la même (pluie). Les réflectivités observées sont donc très proches pour ces deux élévations et l’incrément apporté à l’élévation à $0,8^\circ$ pour estimer l’élévation à $0,4^\circ$ reste faible dans les différentes méthodes de reconstruction. Plus loin du radar, et notamment lorsque l’élévation à $0,8^\circ$ se situe dans la phase glacée, les différences avec l’observation sont plus marquées. On note par exemple une nette surestimation de la réflectivité pour les deux méthodes s’appuyant sur le PVR opérationnel ($Z_{\text{reconst}}(\text{POVPR})$)

et $Z_{\text{reconst}}(\text{PVRspat})$). On en déduit que le taux de décroissance de la réflectivité dans la phase solide du PVR opérationnel est trop important, ce qui génère une sur-correction des réflectivités dans cette région de l'atmosphère. Cet effet se retrouve sur le biais moyen qui approche +1,4 dB. *A contrario*, la méthode POVPR tend plutôt à sous-estimer la réflectivité, ce qui est confirmé par le biais moyen qui avoisine -1,2 dB. Les autres scores présentés (RMSE et corrélation) suggèrent un léger gain apporté par l'utilisation d'un PVR avec spatialisation de l'altitude de l'isotherme 0 °C par rapport à la version opérationnelle utilisant un PVR unique, et un gain significatif de la méthode POVPR par rapport à celles dérivées du PVR opérationnel.

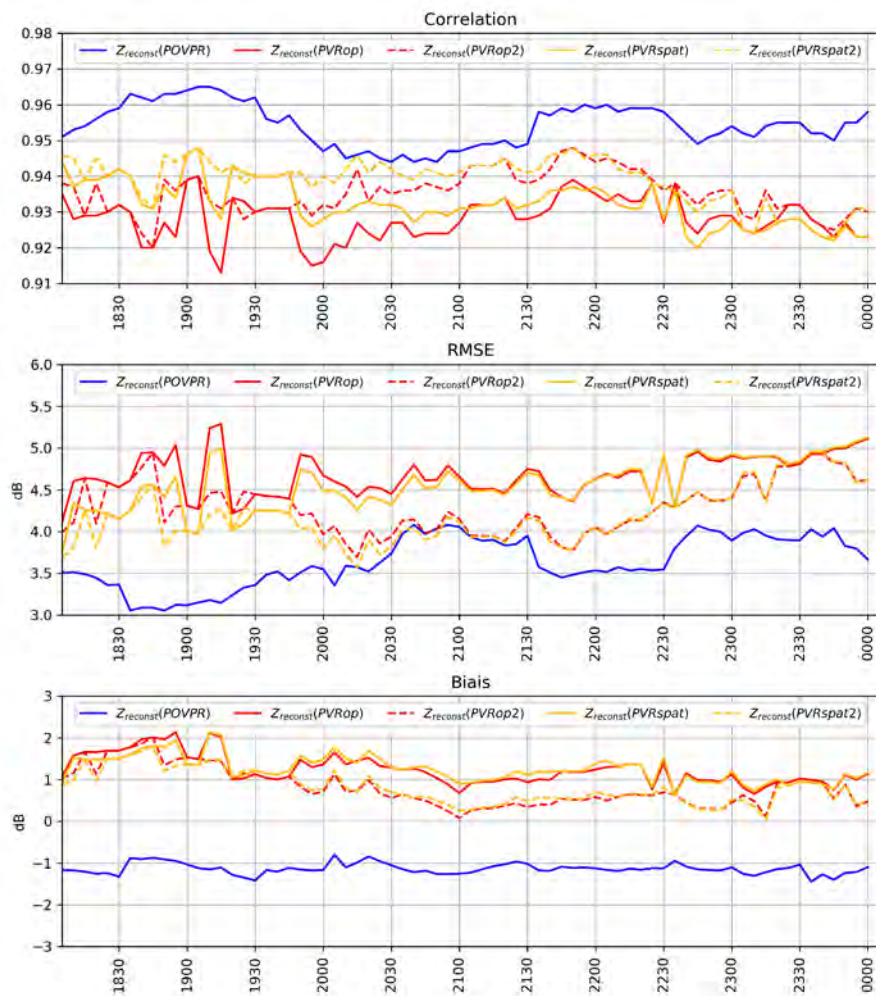


FIGURE 5.3 – Évolution temporelle de la corrélation, du RMSE et du biais des champs de $Z_{\text{reconst}}(\text{POVPR})$, $Z_{\text{reconst}}(\text{PVRop})$, $Z_{\text{reconst}}(\text{PVRop2})$, $Z_{\text{reconst}}(\text{PVRspat})$ et $Z_{\text{reconst}}(\text{PVRspat2})$ par rapport à l'observation, au cours de l'épisode du 03/03/2017.

L'évolution temporelle de ces mêmes scores (Figure 5.3) confirme que le champ de $Z_{\text{reconst}}(\text{POVPR})$ est bien mieux corrélé avec l'observation tout au long de l'épisode et a un RMSE beaucoup plus faible par rapport à $Z_{\text{reconst}}(\text{POVPR})$ et $Z_{\text{reconst}}(\text{PVRspat})$. Le biais est inversé et est globalement un peu moins élevé en valeur absolue, particulièrement en première partie d'épisode. Par ailleurs, on note que la spatialisation de l'altitude

de l'isotherme $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ dans le PVR opérationnel permet une meilleure reconstruction de l'élévation à $0,4^{\circ}$ au cours de la première moitié de l'évènement. Durant cette période, la variabilité de l'altitude de l'isotherme $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ sur le domaine radar est particulièrement importante (Figure 3.3), ce qu'un PVR unique comme utilisé en opérationnel ne peut pas retranscrire.

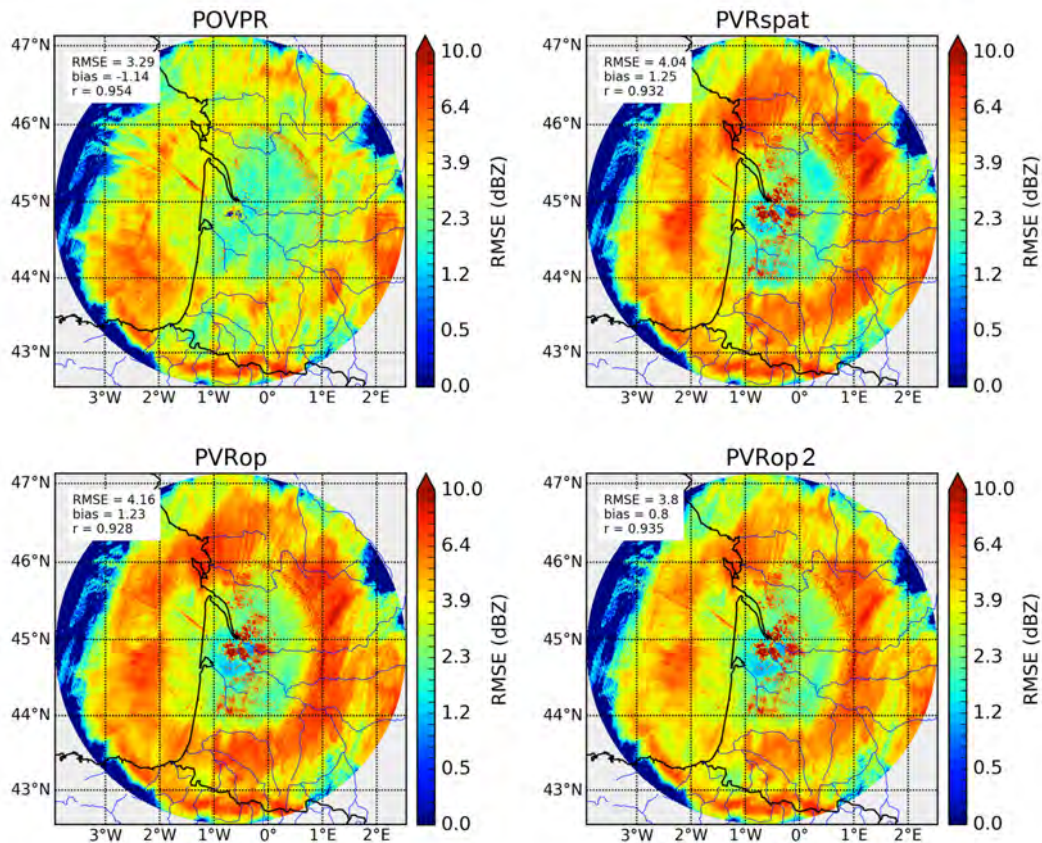


FIGURE 5.4 – RMSE des réflectivités de l'élévation à $0,4^{\circ}$ reconstruites à partir de l'élévation à $0,8^{\circ}$ par rapport aux réflectivités réellement observées en s'appuyant sur les profils de la méthode POVPR, PVRspat, PVRop ou PVRop2. La période de calcul s'étend du 03/03/2017 à 18h00 UTC au 04/03/2017 à 00h00 UTC. La corrélation, le biais et le RMSE moyens sur toute la période sont également indiqués.

Il convient de souligner que le PVR opérationnel utilisé ici pour la reconstruction de l'élévation la plus basse a préalablement été calculé à partir de l'ensemble des données radar disponibles, y compris celles de l'élévation à $0,4^{\circ}$. Cela permet d'évaluer la robustesse du PVR déterminé en opérationnel mais pas l'influence complète du masque qui intervient également sur le calcul de ce même PVR. En toute rigueur, pour que l'expérience se conforme au mieux aux conditions réelles, il faut donc également masquer l'élévation la plus basse dans les données servant au calcul du PVR, comme cela a été fait précédemment dans l'expérience testant la validité de la correction de PVR opérationnelle dans la phase glacée (cf. sous-sous-section 3.3.2.2). Ce PVR dégradé, appelé PVRop2, a aussi été calculé ici et utilisé pour reconstruire l'élévation à $0,4^{\circ}$ à partir de l'élévation à $0,8^{\circ}$. Le résultat sur le RMSE moyenné sur l'épisode et présenté par la Fi-

gure 5.4 va à l'encontre de ce que l'on pouvait initialement attendre. En effet, l'utilisation de PVRop2 fournit une meilleure reconstruction de l'élévation basse, principalement lorsque l'on se situe dans la phase glacée. Les performances restent toutefois moindres qu'avec la méthode POVPR. Les évolutions temporelles des différents scores présentés par la Figure 5.3 et pour lesquelles on a également ajouté les estimations avec PVRspat2 (version de PVRop2 avec spatialisation de l'altitude de l'isotherme 0 °C) montrent que le gain apporté par ces nouveaux PVR est significatif sur une grande partie de l'épisode.

La répartition spatiale du RMSE calculé sur l'ensemble de l'épisode confirme que le gain apporté par la méthode POVPR se fait essentiellement lorsque le faisceau se situe dans la phase glacée. La réduction du RMSE est par endroit significative, passant de 8 à 4 dB. Ce résultat offre des perspectives intéressantes pour l'application de la méthode POVPR sur les zones montagneuses où les radars sont implantés à haute altitude (entre 1900 et 2600 m), avec un faisceau qui est souvent bien au-dessus de l'isotherme 0 °C, notamment en période hivernale. Sur cet exemple, l'apport de la spatialisation de l'altitude de l'isotherme 0 °C dans le PVR opérationnel apparaît également mais de façon beaucoup plus limitée qu'avec la nouvelle méthode proposée.

5.3 Études de cas en zone montagneuse

Dans le but d'évaluer la méthode POVPR en zone de montagne, deux cas d'études sur le domaine du radar du Moucherotte ont été choisis et sont présentés successivement : un cas de précipitations stratiformes et une situation convective.

5.3.1 Domaine d'étude et données

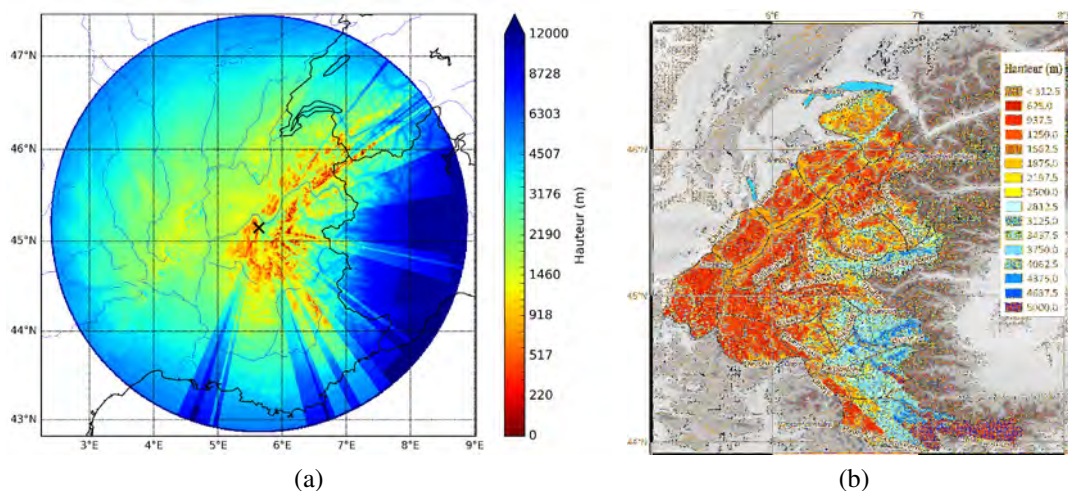


FIGURE 5.5 – Hauteur (en m) des données valides les plus basses du radar du Moucherotte sur la totalité du domaine (a) et restreinte aux massifs de SAFRAN (b) le 04/01/2018.

Théoriquement, avec sa portée de 255 km, le radar en bande X du Moucherotte est en mesure de couvrir une vaste portion du sud-est de la France, comprenant l'ensemble des

Alpes françaises, le rivage de la Méditerranée entre la Côte d'Azur et le Montpelliérain, la vallée du Rhône et l'ouest du Massif Central et les abords du Dijonnais. En pratique, son rayon d'exploitation est largement conditionné par la hauteur du faisceau le plus bas disponible (Figure 5.5). Le radar est installé à 1913 m d'altitude et son angle de tir le plus bas est à $0,0^\circ$ (Figure 1.3). D'importants masques orographiques sont présents à l'est de Grenoble, rendant l'estimation des précipitations en aval difficile. Aussi, sa bande de fréquence le rend particulièrement sensible à l'atténuation par les précipitations liquides, réduisant sa portée effective en situation pluvieuse à parfois moins de 100 km.

Un autre radar en bande X (Xport) est installé sur le campus universitaire de Grenoble (226 m d'altitude) et est exploité par l'Institut des Géosciences de l'Environnement (IGE) à des fins de recherche. Un partenariat a été engagé entre Météo-France et l'IGE pour exploiter le jeu de données que fournit cette configuration instrumentale exceptionnelle constituée par Xport et le radar du Moucherotte située à peine à une dizaine de kilomètres, mais 1700 m plus haut (Figure 5.6). Le cycle d'exploration du radar Xport est composé de 5 élévations ($3,5, 7,5, 15, 25$ et 45°). Sa résolution est de $0,5^\circ \times 30$ m. Les variables mesurées sont les réflectivités horizontale, verticale et différentielle (Z_{hh}, Z_{vv} , et Z_{dr}), le déphasage différentiel (ϕ_{dp}) et le coefficient de corrélation copolaire ρ_{hv} . Les données issues des élévations les plus élevées s'avèrent particulièrement intéressantes pour produire des profils quasi-verticaux de réflectivités et les confronter aux profils restitués par la méthode POVPR.

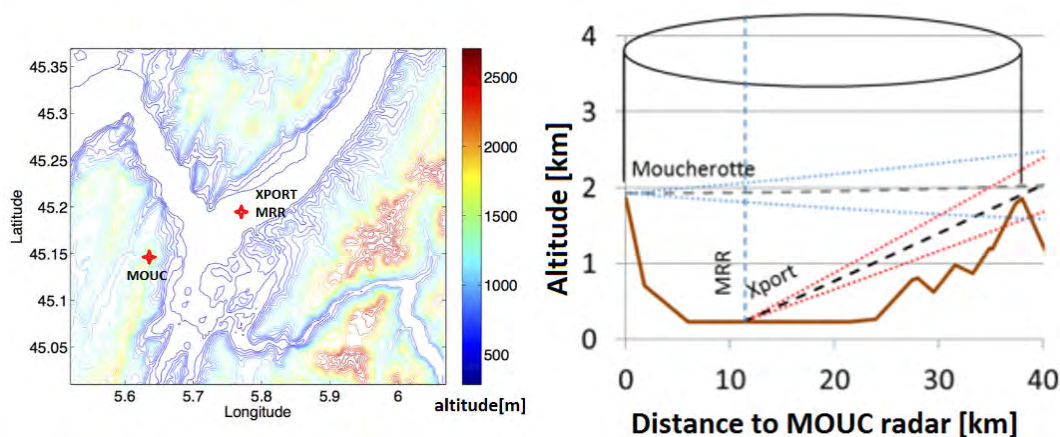


FIGURE 5.6 – Configuration d'installation des radars bande X de Météo-France (Moucherotte) et de l'IGE de Grenoble (Xport). Source : [Khanal et al. \(2019\)](#)

Le réseau de stations météorologiques mesurant les précipitations et dont les mesures sont disponibles dans la base de données de Météo-France (BDCLIM) couvre l'ensemble du domaine radar du Moucherotte. Il peut être complété par des stations issues des réseaux amateurs des associations Infoclimat (statIC) et ROMMA (Figure 5.7) présentés en section 2.1.

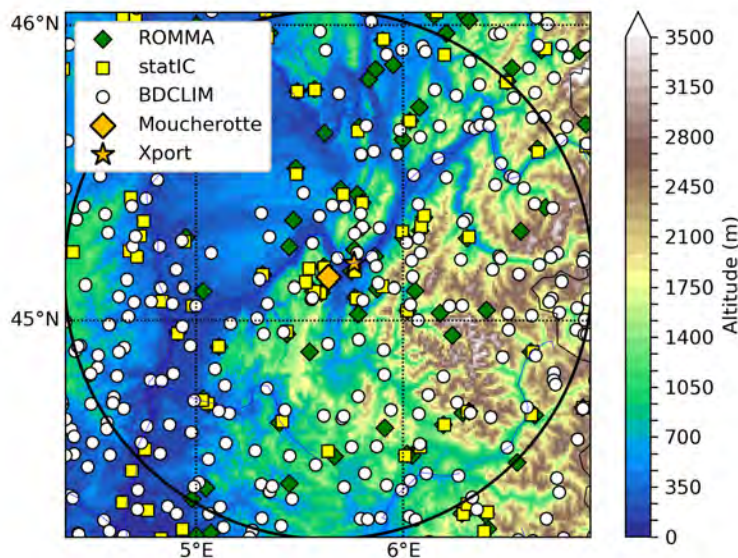


FIGURE 5.7 – Réseaux de stations météorologiques professionnelles et amateurs mesurant les précipitations disponibles sur le nord des Alpes le 04/01/2018. Sont également indiquées les positions des radars de Météo-France (Moucherotte) et de l'IGE de Grenoble (Xport).

5.3.2 Le système d'analyse SAFRAN

Dans les années 1990, la chaîne de prévision SAFRAN-Crocus-MEPRA (Durand *et al.*, 1999) a été mise en opérationnel à Météo-France, d'abord sur les Alpes, puis sur les Pyrénées et la Corse. Dans ce système constitué de trois modules, SAFRAN (Système d'Analyse Fournissant des Renseignements Atmosphériques à la Neige; Durand *et al.* (1993)) fournit l'analyse et l'évolution des paramètres météorologiques, Crocus (Brun *et al.*, 1989) simule l'évolution du manteau neigeux via une stratigraphie verticale et MEPRA (Modèle Expert pour la Prévision du Risque d'Avalanche; Giraud *et al.*, 1992) analyse la stabilité mécanique du manteau neigeux simulé et en déduit risque de départ (spontané ou provoqué) d'avalanche. SAFRAN repose sur un découpage géographique par massif de 500 à 1000 km² en moyenne et par tranche d'altitude de 300 m. On fait donc l'hypothèse d'homogénéité des paramètres météorologiques au sein de chacune de ces entités. 23 massifs sont définis sur les Alpes (Figure 5.8), 23 sur les Pyrénées (Andorre et Espagne compris) et 2 en Corse. SAFRAN est en mesure de fournir des analyses et ré-analyses, ainsi que des prévisions, pour différents paramètres météorologiques, le tout au pas de temps horaire (24 h pour les précipitations) et par tranches d'altitude de 300 m. Il s'appuie sur une ébauche de profils verticaux produits par le modèle numérique ARPEGE combinée par interpolation optimale avec un ensemble d'observations (stations météorologiques automatiques, observations manuelles du réseau climatologique et des stations de ski, masque nuageux détecté par satellite, sondages atmosphériques). Une analyse quotidienne des précipitations reposant sur une ébauche climatologique du gradient vertical

de précipitations par type de temps et des observations de pluviomètres est réalisée par SAFRAN.

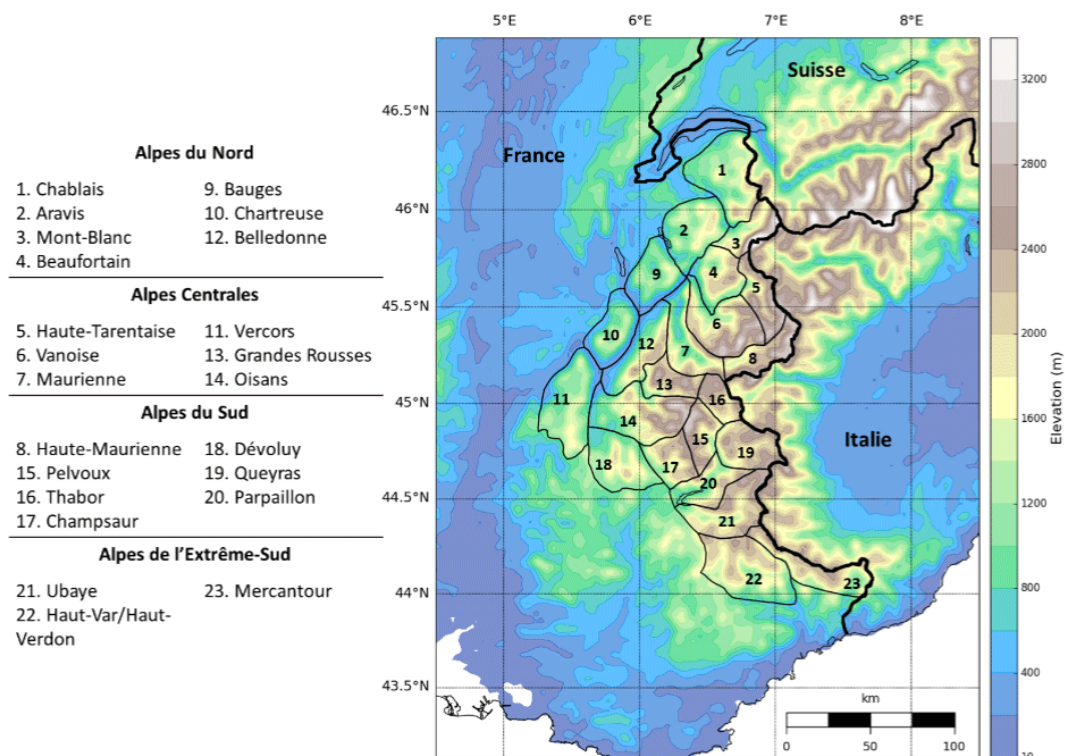


FIGURE 5.8 – Découpage des massifs SAFRAN dans les Alpes françaises. Le relief représenté est issu du modèle AROME à une résolution de 2,5 km. Source : Quéno (2017)

SAFRAN est à l'heure actuelle considéré comme la meilleure analyse spatialisée disponible sur les massifs montagneux. Elle a été utilisée ici pour comparer les performances des méthodes Panther et POVPR sur deux cas d'étude concernant les Alpes.

5.3.3 Application au cas stratiforme du 03/01/2018

5.3.3.1 Aperçu de la situation météorologique

L'hiver 2017-2018 a été particulièrement pluvieux en France, neigeux en montagne. L'épisode de précipitations des 3 et 4 janvier 2018 fait partie de ces nombreux événements qui ont conduit à faire de ce début d'année le plus arrosé depuis près de 60 ans sur de nombreuses régions comme l'ancienne région Rhône-Alpes. La situation synoptique de ce début janvier 2018 est caractérisée en altitude (Figure 5.9c) par un courant d'ouest à nord-ouest rapide au sein duquel circulent différentes ondulations matérialisées en surface (Figure 5.9d) par un défilé de perturbations actives sur l'Europe de l'Ouest. Le 3 janvier, c'est la tempête « Eleanor » qui affecte le pays, dirigeant un front froid situé sur les Alpes à la mi-journée. A son passage, les vents sont particulièrement soutenus sur le pays et la région Rhône-Alpes où les rafales atteignent 70 à 100 km h⁻¹ en vallée et 100 à 160 km h⁻¹ sur les sommets (158 km h⁻¹ au lac du Mont Cenis en Savoie). La limite pluie-neige se situe vers 1000 m d'altitude en journée. La nuit suivante, c'est l'onde « B

» pilotée par une dépression présente sur les Îles Britanniques qui affecte la région. Le 4 janvier à 12h00 UTC, le front chaud a déjà quitté la France pour rejoindre l'Allemagne. Ce front chaud apporte des précipitations significatives sur les Alpes (jusqu'à 60 mm), avec une brusque hausse de la limite pluie-neige lors de son passage, variant de 600 / 800 m à près de 2200 m en à peine une heure. Cette montée brutale de l'isotherme 0 °C a été très bien capturée par le radar Xport situé dans la plaine grenobloise. En effet, l'évolution temporelle des profils quasi-verticaux de ρ_{hv} permet de suivre très distinctement l'évolution de la bande brillante au cours de la deuxième partie de l'épisode (Figure 5.10). L'intensité des précipitations observées et le passage successif de précipitations solides puis liquides à hauteur du radar bande X du Moucherotte (1913 m d'altitude), font de cet épisode un évènement particulièrement intéressant pour l'application de la méthode POVPR sur ce radar.

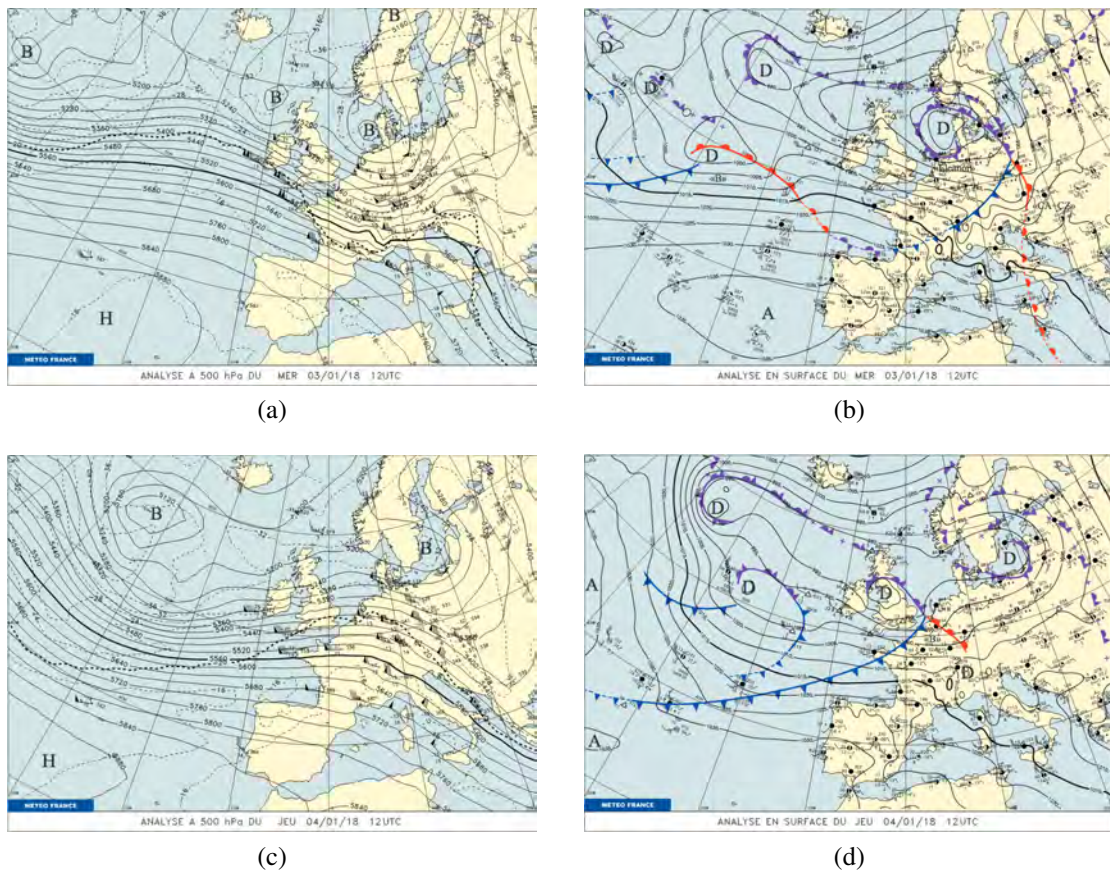


FIGURE 5.9 – Analyses du géopotential et de la température à 500 hPa (a; c), ainsi que de la pression atmosphérique au sol (b; d) par le modèle ARPEGE les 03 et 04/01/2018 à 12h00 UTC. Sont également représentées les observations issues des radiosondages (a; c), les observations des stations au sol et l'analyse des fronts (b; d).

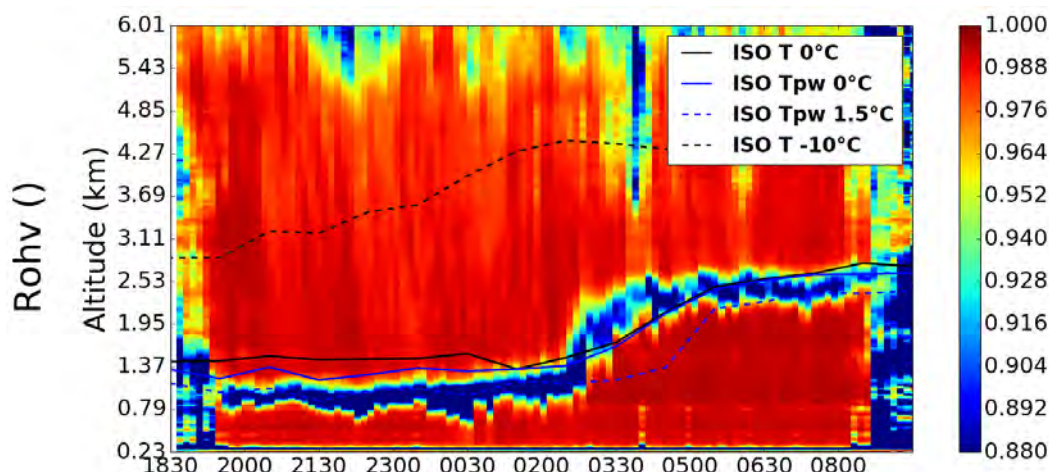


FIGURE 5.10 – Évolution temporelle du profil quasi-vertical de ρ_{hv} (Ryzhkov *et al.*, 2016) du radar Xport (IGE - Grenoble) réalisée à partir de l'élévation 25° au cours de l'épisode de précipitations des 3 et 4 janvier 2018. Les différents isothermes présentés sont issus du modèle AROME. Réalisation : Clotilde Augros.

5.3.3.2 Résultats

Analyse des profils verticaux de réflectivités restitués par la méthode POVPR

Avant de restituer une intensité de précipitations, la méthode POVPR sélectionne la combinaison de PVR simulés la plus ressemblante à l'observation pour chacun des pixels du domaine radar. L'ensemble des profils créés offre une représentation des réflectivités sur l'ensemble du volume dans lequel le modèle est défini. La présence du radar Xport dans la vallée grenobloise effectuant des observations avec des angles de site élevés permet de produire des profils quasi-verticaux de réflectivités.

La Figure 5.11 présente une comparaison entre ces profils quasi-verticaux obtenus par le radar Xport à partir de la synthèse de l'ensemble des réflectivités mesurées à l'élévation 25° et les profils restitués par la méthode POVPR appliquée au radar du Moucherotte (situé 1700 m plus haut) moyennés sur un domaine de $10 \times 10 \text{ km}^2$ autour de Xport. Par commodité, on s'est affranchi de la projection des données issues de POVPR dans la géométrie du faisceau Xport. Cette approximation se justifie d'une part par la faible largeur de faisceau de Xport à courte distance ainsi qu'à sa faible largeur de porte (30 m) qui assure une excellente résolution verticale du profil produit, et d'autre part par la relativement faible résolution horizontale du champ de profils produits par POVPR ($1 \times 1 \text{ km}^2$) qui n'aurait permis d'obtenir une résolution verticale des profils que de 500 m environ. Le domaine choisi pour moyenner les profils de POVPR est un compromis visant à avoir une représentativité des données comparable pour les deux jeux de profils dans les basses couches ($\leq 2000 \text{ m}$), le faisceau à 25° de Xport se situant entre 2500 et 3300 m d'altitude aux bords du domaine en question (entre 5 et 7 km de Xport).

Les profils exposés dans la Figure 5.11 couvrent les périodes du 03/01/2018 entre 22h00 et 23h00 UTC et du 04/01/2018 entre 04h00 et 05h00 UTC, à savoir avant et après le passage du front chaud. On a un bon accord global concernant l'allure des profils

issus de POVPR et les observations fournies par Xport. En terme d'intensité, les profils POVPR ont des réflectivités plus marquées. L'absence de correction d'atténuation des réflectivités de Xport peut expliquer une bonne part de l'écart observé. Ceci est d'autant plus vrai pour les altitudes les plus élevées qui cumulent les effets de l'atténuation des couches inférieures qui sont sur le trajet du faisceau. La bande brillante est quant à elle bien positionnée, ce qui atteste de la bonne prévision de l'altitude de l'isotherme 0 °C du modèle AROME-PI. Il semblerait que l'intensité relative du pic soit plutôt bien estimée également, ce qui vient confirmer les impacts positifs de la nouvelle paramétrisation de la bande brillante dans l'opérateur d'observation (cf. [section 4.1](#)).

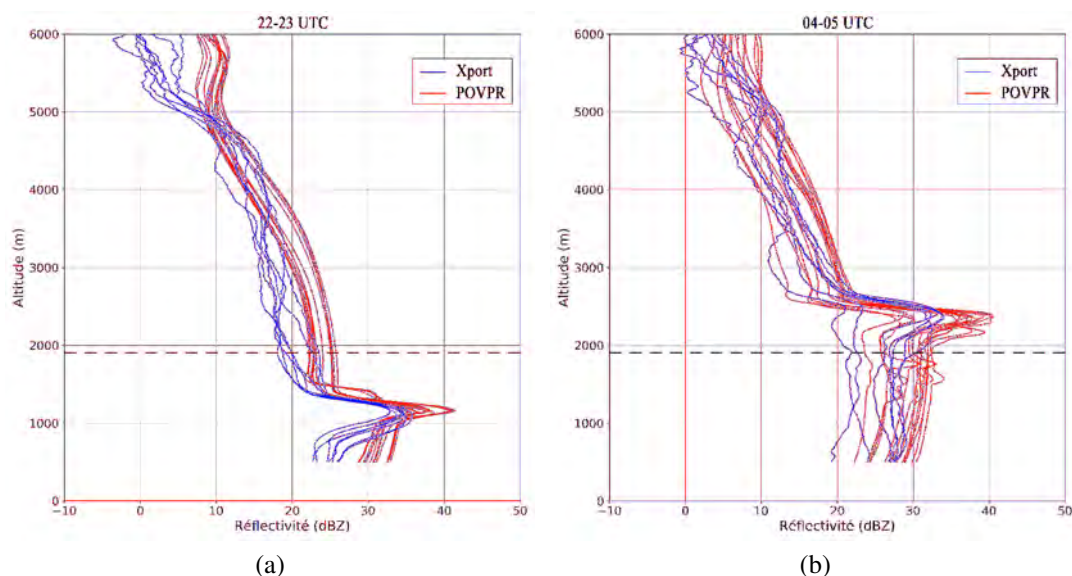


FIGURE 5.11 – Profils quasi-verticaux de réflectivité observés par le radar Xport (226 m d'altitude) à l'élévation 25° (bleu) et profils verticaux de réflectivité restitués par la méthode POVPR et moyennés sur un domaine de $10 \times 10 \text{ km}^2$ autour de Xport (rouge) le 03/01/2018 entre 22h00 et 23h00 UTC (a) et le 04/01/2018 entre 04h00 et 05h00 UTC (b). L'altitude du radar du Moucherotte (1913 m) est indiquée par le trait pointillé.

Analyse globale des lames d'eau restituées

La [Figure 5.12](#) présente les cumuls estimés par le radar du Moucherotte avec Panthere et la méthode POVPR sur la journée climatologique (de 06h00 UTC le jour J à 06h00 UTC le jour J+1) du 03/01/2018, ainsi que les cumuls relevés par les pluviomètres du réseau professionnel de Météo-France et des réseaux amateurs d'Infoclimat et de ROMMA (cf. [section 2.1](#)) sur la même période. Ces données intègrent également les cumuls mesurés par les postes du réseau nivologique de Météo-France. Un filtrage préalable s'appuyant sur les températures relevées et l'altitude de l'isotherme 0 °C prévue par AROME-PI a été effectué pour supprimer les postes automatiques munis de pluviomètres non chauffés et pour lesquels une forte suspicion de présence de précipitations neigeuse au cours de l'épisode a été identifiée.

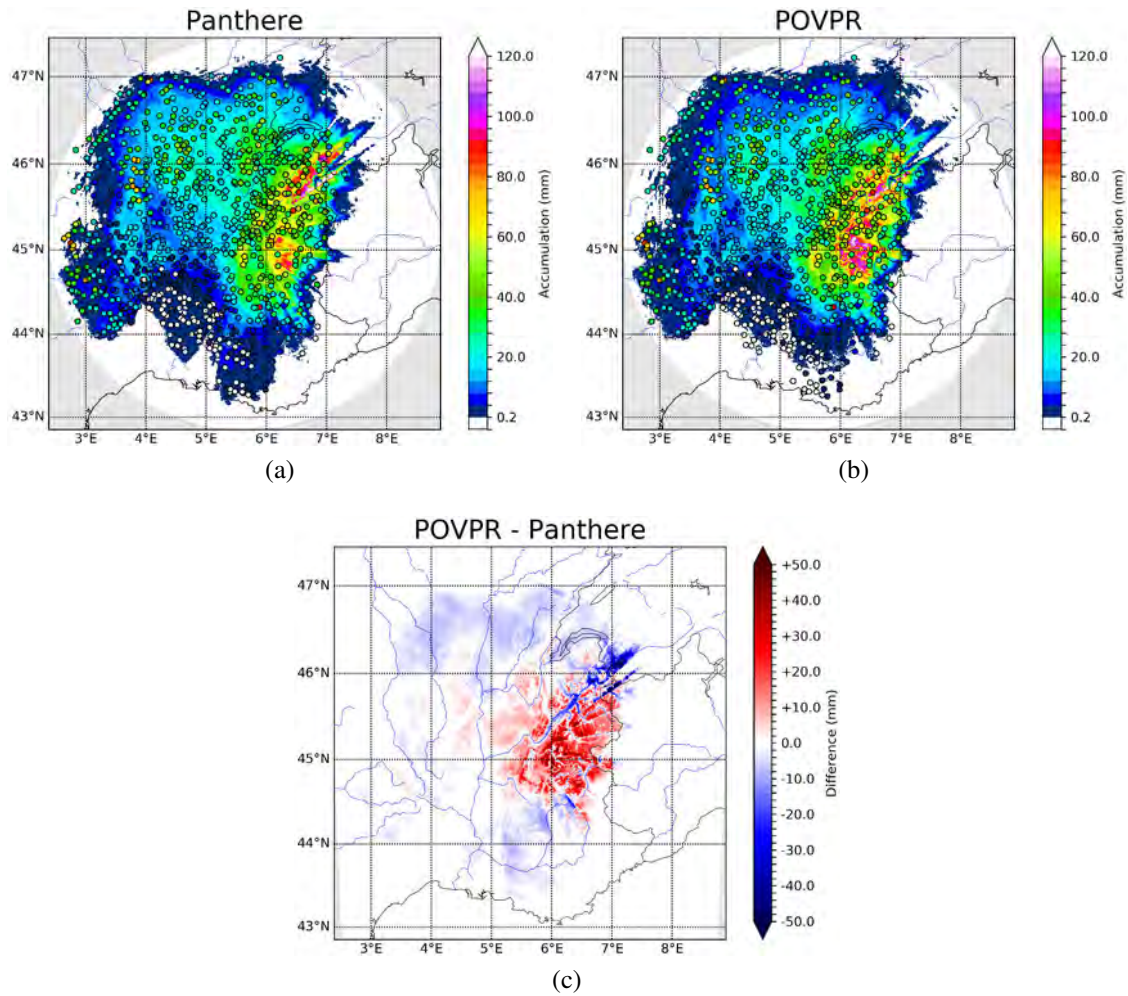
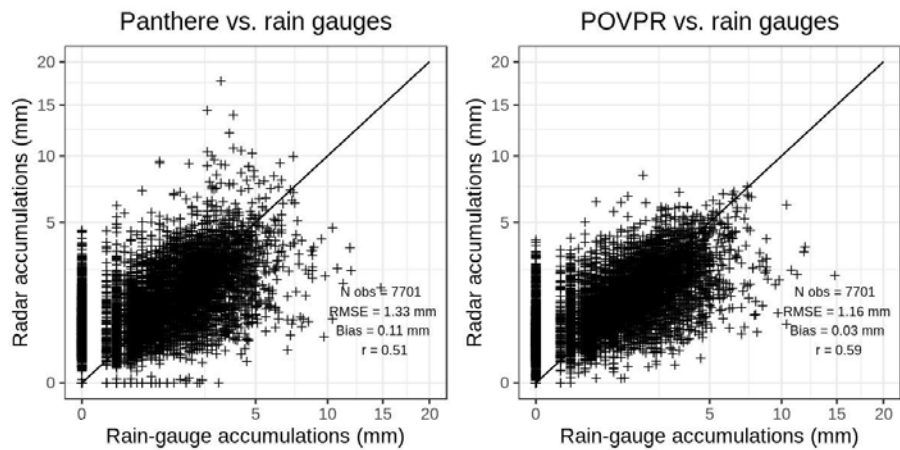


FIGURE 5.12 – Lames d’eau 24 h estimées par Panthere (a) et la méthode POVPR (b) entre le 03/01/2018 06h00 UTC et le 04/01/2018 06h00 UTC, et champ de différence entre les deux lames d’eau (POVPR – Panthere) (c) sur l’ensemble du domaine couvert par le radar du Moucherotte (255 km). Les cumuls des pluviomètres du réseau de Météo-France et de ses partenaires sont indiqués par les cercles, ceux des stations des réseaux d’Infoclimat et de ROMMA sont représentés par des carrés et des losanges respectivement.

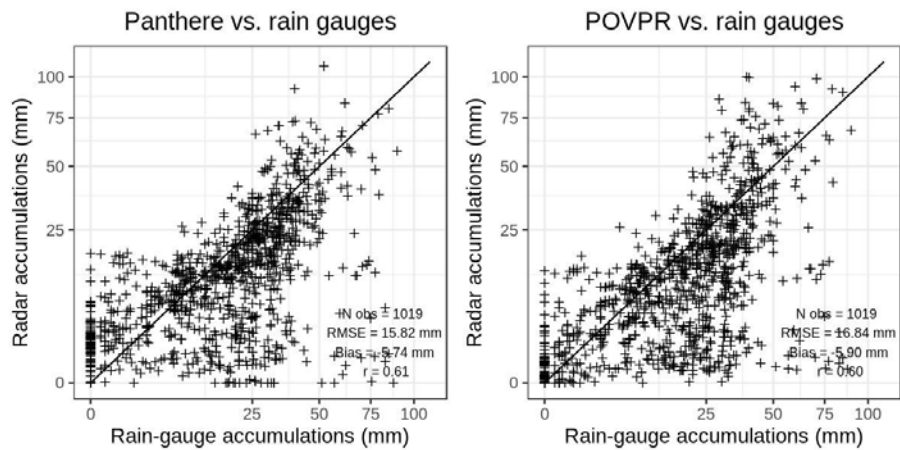
Les cumuls observés par les pluviomètres sur le domaine s'échelonnent de 0 à 90 mm environ, alors que les lames d'eau estimées par radar grimpent légèrement au-dessus de 120 mm. Globalement, on constate une sous-estimation des cumuls radar par rapport aux pluviomètres à longue distance. Cela peut facilement s'expliquer par la hauteur du faisceau ainsi que la présence d'une forte atténuation en fin d'épisode alors que le radar s'est retrouvé au cœur des précipitations liquides après le passage du front chaud. La carte des différences entre les deux lames d'eau produites (Figure 5.12c) souligne le net renforcement de la lame d'eau POVPR sur le relief par rapport à la version opérationnelle. On note par ailleurs que les vallées alpines se démarquent par un renforcement plus limité de la lame d'eau. Ainsi, la lame d'eau POVPR semble-t-elle corrélée à la topographie. Enfin, on remarque qu'un secteur de quelques degrés et orienté en direction du nord-est subit une forte correction à la baisse dans la lame d'eau POVPR. Une analyse plus détaillée des réflectivités et du déphasage différentiel ϕ_{dp} sur cette région, montre que l'algorithme opérationnel a opéré une correction de l'atténuation de l'élévation la plus basse ($0,0^\circ$) bien trop forte sur ce secteur. Ici, la combinaison du faible angle de tir et de la mauvaise estimation de l'altitude de l'isotherme 0°C fait que l'algorithme opérationnel estime à tort que le faisceau est dans la bande brillante sur une longue distance, entraînant une forte sur-correction. La lame d'eau POVPR n'a probablement pas été trop affectée par ces erreurs sur les réflectivités, car l'algorithme n'a pas trouvé de profils de précipitations correspondant à ces valeurs extrêmes. De plus, le poids plus important des élévations supérieures donné dans la méthode POVPR a certainement contribué à réduire l'impact de cette erreur de correction des réflectivités.

L'examen des nuages de points confrontant les lames d'eau horaires Panthere et POVPR avec les observations des pluviomètres (Figure 5.13a) souligne l'apport de la nouvelle méthode. La dispersion est moindre avec cette dernière, le RMSE et le biais sont réduits alors que la corrélation est nettement augmentée. L'évolution du RMSE moyen horaire entre les deux méthodes en fonction de la distance au radar (Figure 5.13c) montre que le gain se fait indépendamment de l'éloignement au radar. Au final, le RMSE moyen horaire est amélioré sur plus des deux tiers des postes pluviométriques. Concernant les cumuls quotidiens (Figure 5.13b), le gain semble inexistant. Il faut toutefois noter que le jeu de pluviomètres est plus important sur ces statistiques car il intègre tous les postes fournissant des données uniquement au pas de temps quotidien. C'est le cas par exemple des postes nivologiques situés principalement dans les stations de ski. Compte tenu de la situation météorologique très mouvementée, il convient de considérer avec précaution les résultats sur l'ensemble de ces postes quotidiens, souvent de fiabilité limitée au regard de la classification OMM des stations météorologiques.

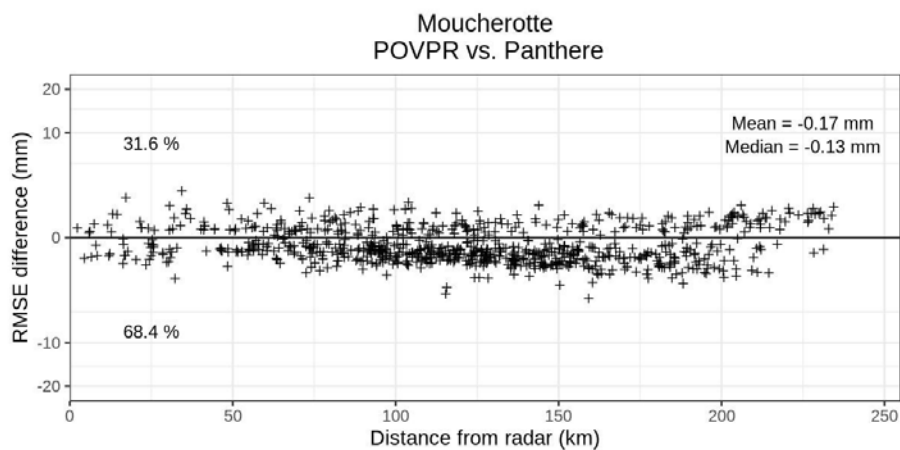
La configuration particulière de cet épisode avec le passage d'un front chaud prononcé plaçant successivement le radar du Moucherotte dans la neige et dans la pluie, invite à segmenter la lame d'eau sur deux périodes bien distinctes illustrant ces conditions changeantes. Le passage du front au-dessus du radar se fait entre 02h00 et 03h00 UTC. Ainsi, la Figure 5.14 expose les cumuls 6 h observés par les pluviomètres et estimés par le radar du Moucherotte selon les deux méthodes (Panthère et POVPR), pour une première période s'étendant du 03/01/2018 à 20h00 UTC au 04/01/2018 à 02h00 UTC (i.e. lorsque le radar est dans la neige), et une seconde période s'étalant entre 02h00 et 08h00 UTC le 04/01/2018 (i.e. lorsque le radar est dans la pluie).



(a)



(b)



(c)

FIGURE 5.13 – Comparaisons entre les lames d'eau horaires et 24 h (a et b) restituées par les méthodes Panthere et POVPR, et les cumuls mesurés par les pluviomètres sur la période du 03/01/2018 à 06h00 UTC au 04/01/2018 à 06h00 UTC. L'évolution du RMSE moyen horaire entre les deux méthodes en fonction de la distance au radar est présentée par la figure (c). Sur l'ensemble des graphiques, seuls les cumuls où le radar a détecté des précipitations sur l'élévation la plus basse disponible sont présentés.

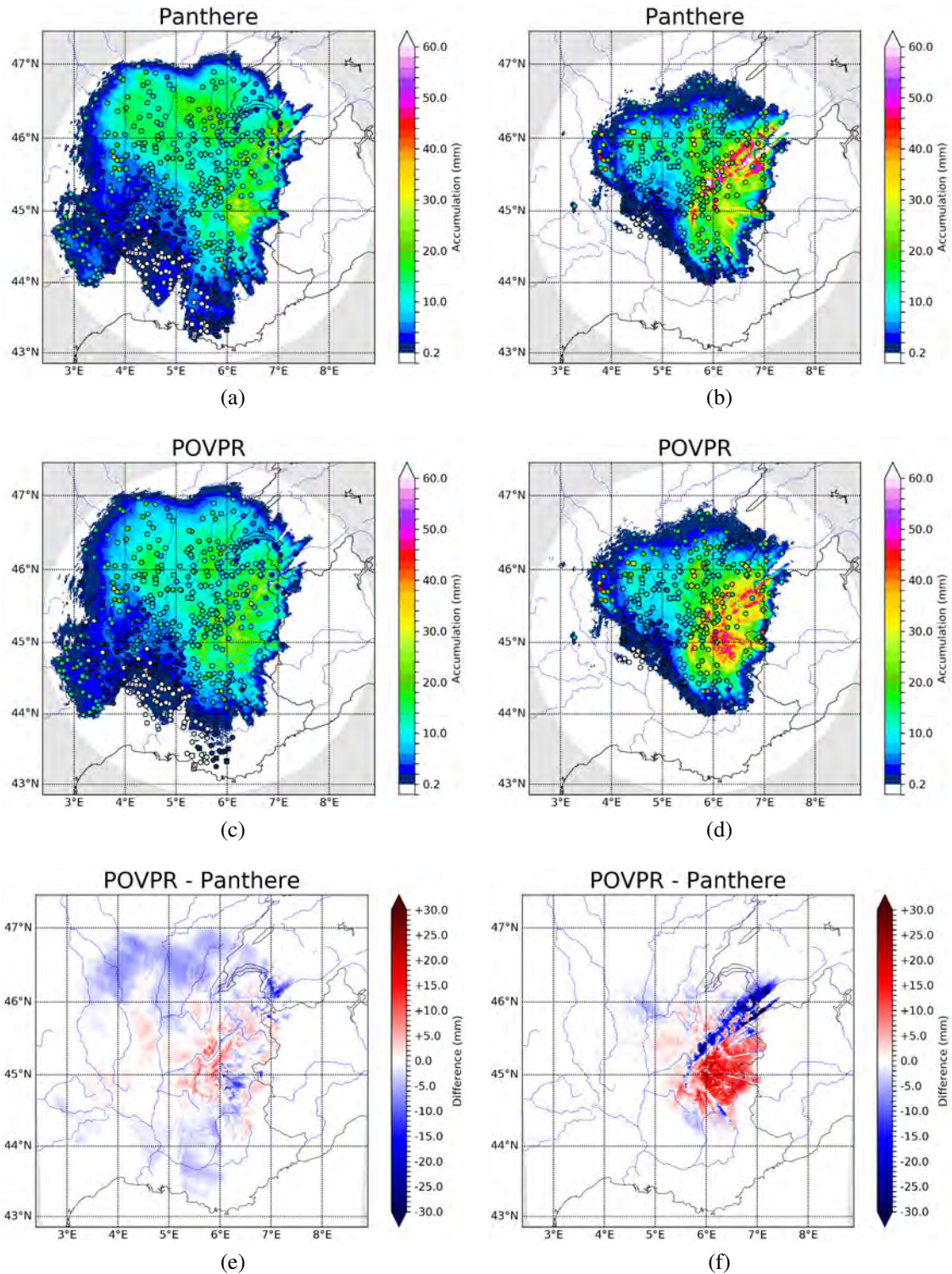
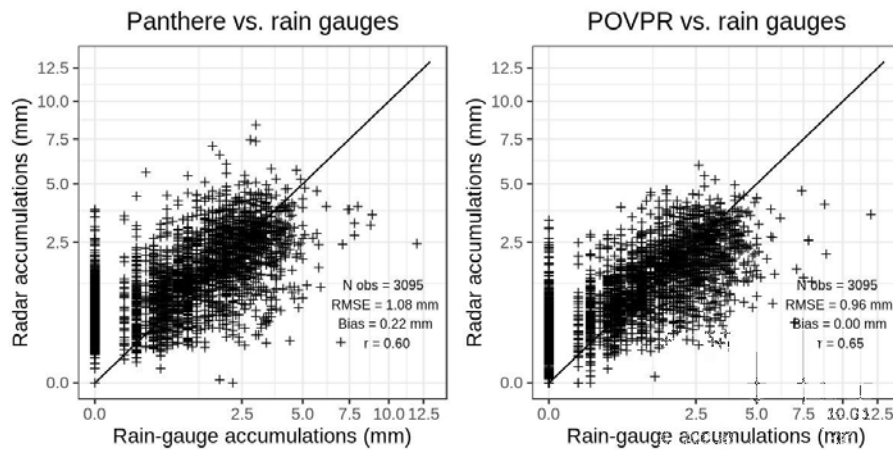
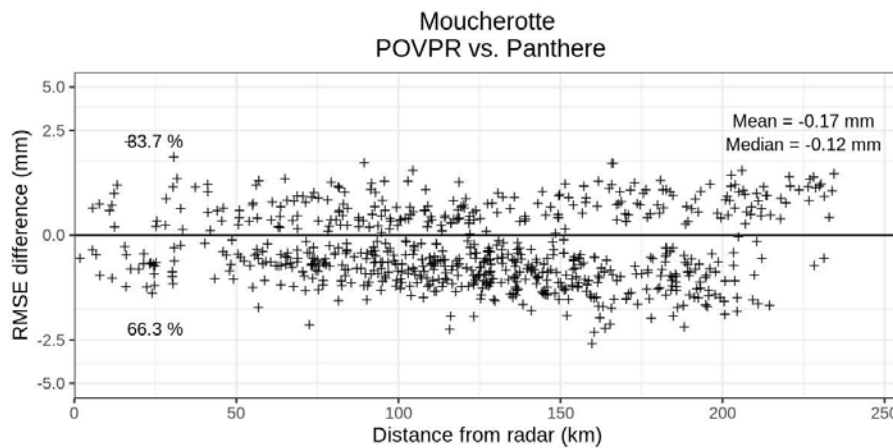


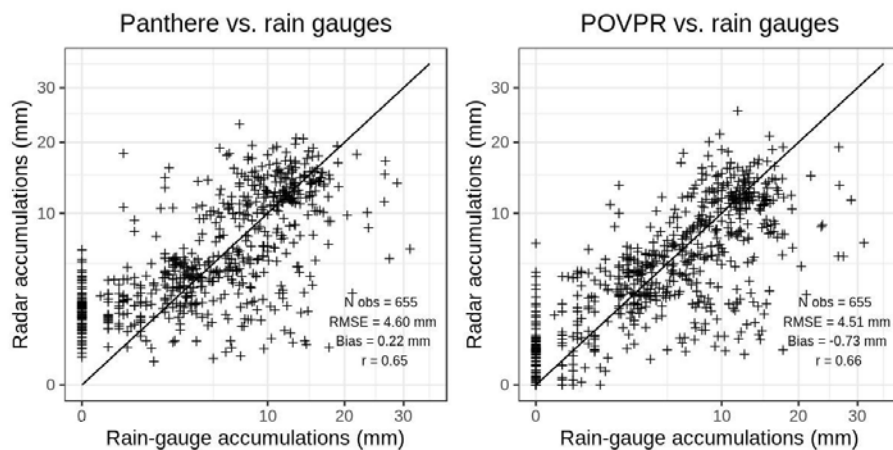
FIGURE 5.14 – Identique à Figure 5.12 pour les cumuls 6 h des périodes comprises entre le 03/01/2018 20h00 UTC et le 04/01/2018 02h00 UTC (a, c et e), et le 04/01/2018 entre 02h00 UTC et 08h00 UTC (b, d et f).



(a)

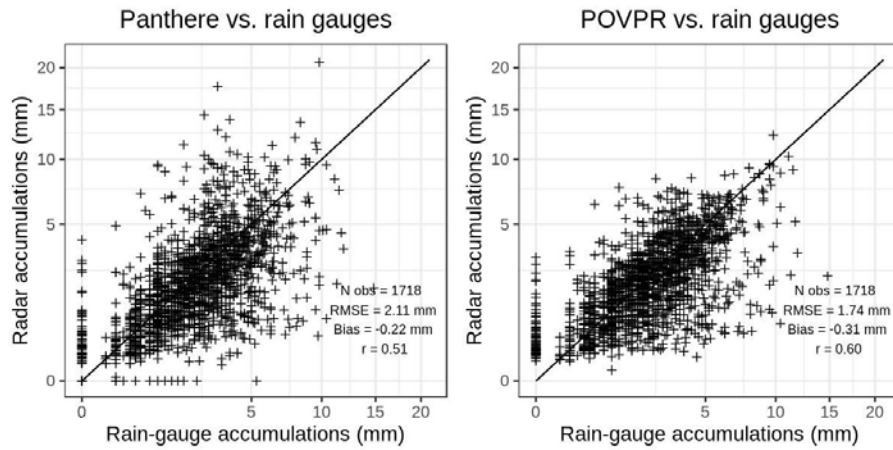


(b)

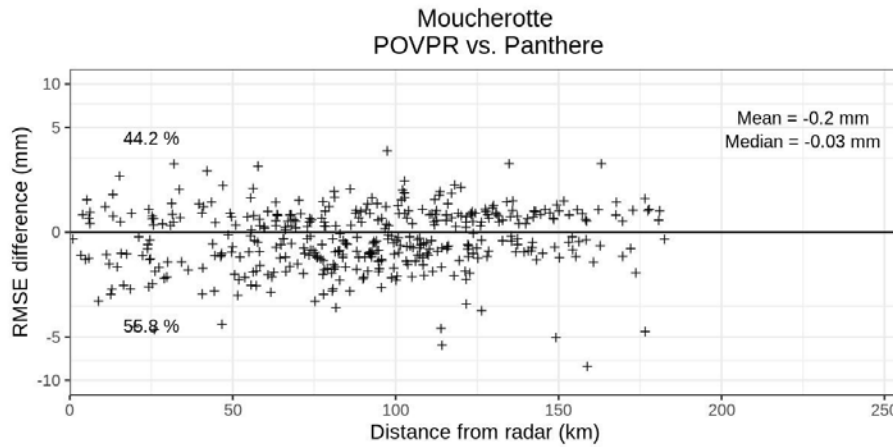


(c)

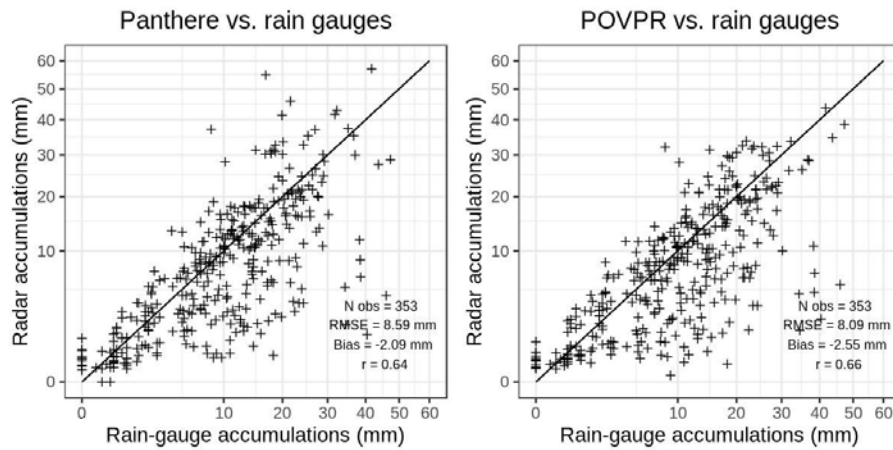
FIGURE 5.15 – Identique à la Figure 5.12 pour les cumuls 6 h calculés sur la période du 03/01/2018 à 20h00 UTC au 04/01/2018 à 02h00 UTC.



(a)



(b)



(c)

FIGURE 5.16 – Identique à la Figure 5.12 pour les cumuls 6 h calculés sur la période du 04/01/2018 à 02h00 UTC au 04/01/2018 à 08h00 UTC.

On remarque qu'après le passage du front chaud sur le radar, la portée est sensiblement réduite par l'atténuation de la pluie, et que les cumuls estimés par le radar et mesurés par les pluviomètres sont généralement plus importants. Par ailleurs, les différences observées dans les deux lames d'eau sont bien plus prononcées une fois le radar dans la pluie que lorsqu'il est dans la neige. Durant cette deuxième partie d'épisode, on retrouve ainsi un net renforcement de la lame d'eau POVPR dans les secteurs subissant les masques topographiques alors qu'elle est fortement diminuée dans le secteur où une erreur de correction d'atténuation s'est produite.

Les nuages de points des cumuls horaires et 6 h, ainsi que l'évolution des RMSE moyens horaires (Figure 5.15 et Figure 5.16), mènent globalement aux mêmes conclusions que sur la période de 24 h décrite précédemment. Les scores obtenus montrent un net apport de la méthode POVPR sur les cumuls horaires, qui devient moins évident si l'on considère les cumuls sur 6 h. On note toutefois une amélioration plus franche des performances *a priori* sur la deuxième partie de l'épisode, lorsque le radar est dans la pluie. Mais cette remarque doit être tempérée par le fait que les cumuls sont bien plus importants sur cette période, et donc que le potentiel d'amélioration des scores comme le RMSE par exemple est bien plus élevé.

Évaluation des lames d'eau à partir des réanalyses SAFRAN

L'analyse des résultats à partir des pluviomètres est plus délicate lorsque l'on s'attaque au relief. Tout d'abord, ces régions sont soumises, durant cette épisode notamment, aux conditions les plus extrêmes (neige et vent très fort) qui entâchent les mesures d'importantes incertitudes. Par ailleurs les données obtenues sur ces régions proviennent pour un certain nombre d'entre elles de postes n'effectuant des mesures qu'au pas de temps quotidien. On comprend bien que s'il tombe 1 m de neige en 24 h, qui plus est par vent très fort pouvant chasser ou accumuler cette neige dans le pluviomètre, l'estimation d'un équivalent en pluie sera particulièrement difficile. Enfin, la forte topographie pose des questions quant à la représentativité des données pluviométriques au regard de la lame d'eau radar qui n'a qu'une résolution de $1 \times 1 \text{ km}^2$. C'est alors qu'un outil comme SAFRAN présente tout son intérêt. Il présente une analyse synthétique et élaborée des précipitations en fonction de l'altitude et par massif (cf. sous-section 5.3.2).

Si on se concentre donc désormais sur la partie alpine du domaine et notamment l'ensemble des massifs analysés par SAFRAN, on constate que les cumuls de précipitations sur 24 h restitués par la méthode opérationnelle Panthere s'échelonnent 0 et 120 mm environ (Figure 5.17). Les cumuls les plus faibles sont mesurés sur les massifs les plus orientaux, à savoir les plus éloignés du radar du Moucherotte (situé au Sud-Ouest de Grenoble). En réalité, des précipitations ont bien été observées sur ces massifs ; 32 mm ont par exemple été relevés par un observateur à La Fou d'Allos dans le massif de l'Ubaye. Mais l'importance des masques à l'est du radar et l'éloignement de ces massifs font que le faisceau radar le plus bas disponible sur ces régions est particulièrement haut, passant partiellement ou entièrement au-dessus des précipitations. De plus, l'atténuation du signal par les précipitations liquides après le passage du front chaud (entre 02h00 et 06h00 UTC) est importante et réduit la portée effective à seulement une centaine de kilomètres.

Les cumuls restitués par la méthode POVPR sont globalement plus importants sur

l'ensemble de la région, tout particulièrement dans les secteurs fortement soumis aux masques. Sur certaines zones, la différence avec Panthere approche la cinquantaine de millimètres (massifs des Grandes Rousses, de l'Oisans ou de la Vanoise par exemple). Un élément particulièrement remarquable est l'apparente corrélation entre les cumuls et l'altitude du relief. Par ailleurs, les raies formées par la présence des masques sur la lame d'eau Panthere sont nettement atténuées. De manière globale, le champ de précipitations POVPR semble mieux correspondre à ce que l'on pourrait attendre d'un tel évènement, à savoir de fortes précipitations généralisées sur le relief et des quantités moindre dans les vallées.

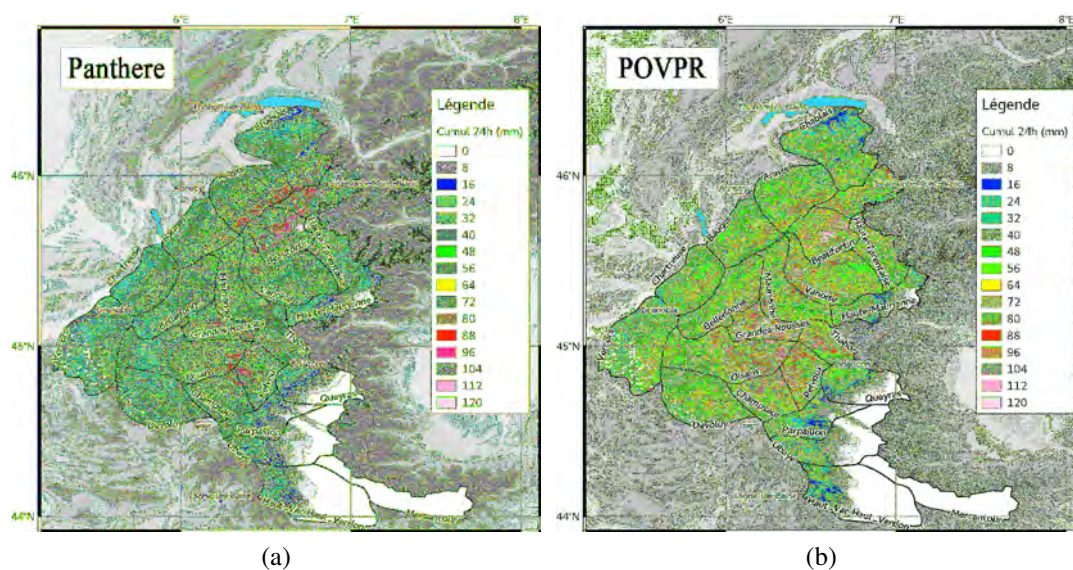


FIGURE 5.17 – Lames d'eau 24 h issues de Panthere (a) et de la méthode POVPR (b) sur le radar du Moucherotte pour la période du 03/01/2018 06h00 UTC au 04/01/2018 06h00 UTC. Les contours et noms des massifs de SAFRAN sont indiqués en noir.

Pour vérifier cette assertion, les profils de précipitations réanalysés par SAFRAN par tranches de 300 m sont comparés aux cumuls produits par les deux méthodes sur une sélection de 12 massifs parmi les plus proches du radar du Moucherotte (Figure 5.18).

Les résultats sont très hétérogènes d'un massif à l'autre. On peut toutefois noter quelques tendances assez claires :

- Les profils des massifs les plus proches du radar (Vercors, Chartreuse et Belledonne) sont en bien meilleure adéquation avec SAFRAN pour la méthode POVPR que pour Panthere. Cela est vrai autant en terme d'intensité des précipitations que de gradient vertical. Ce meilleur accord est conforté par la différence de RMSE entre les deux méthodes qui dépasse même -20 mm pour le massif de Belledonne.
- Les profils POVPR d'un certain nombre de massifs situés dans les secteurs les plus masqués du radar (Grandes Rousses, Oisans, Dévoluy, Pelvoux, Champsaur ou Bauges) ont des cumuls plus marqués que SAFRAN, avec qui Panthere semble plus en accord. L'évolution du RMSE ne fait que confirmer cette analyse. On peut toute-

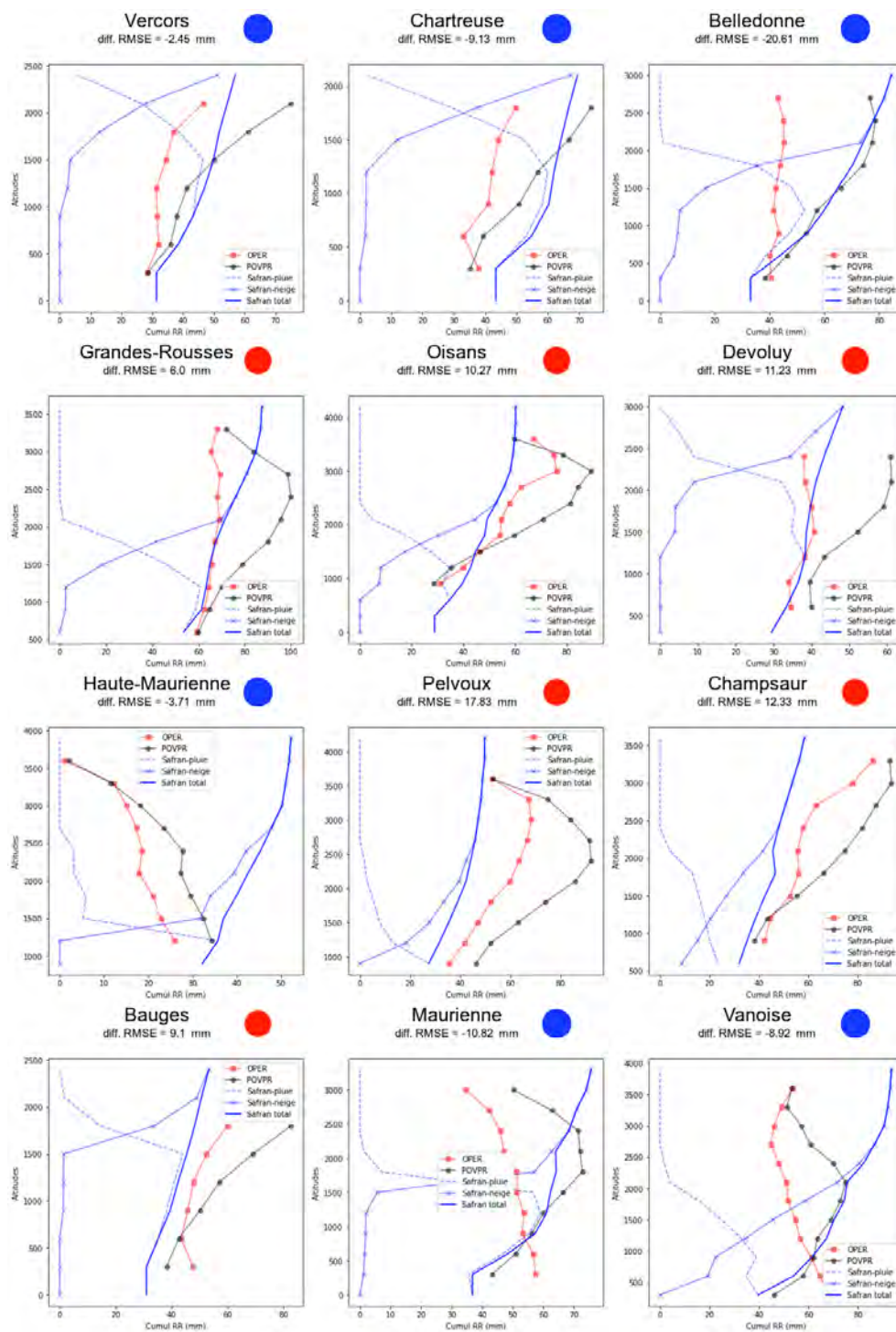


FIGURE 5.18 – Profils de précipitations en 24 h en fonction de l’altitude (tranches de 300 m) réanalysés par SAFRAN et estimés par les méthodes Panthere (OPER) et POVPR pour une sélection de 12 massifs entre le 01/03/2018 06h00 UTC et le 04/01/2018 06h00 UTC. Les contributions de la pluie et de la neige sont également précisés pour les profils issus de SAFRAN. La différence de RMSE entre les deux méthodes par rapport à SAFRAN ($RMSE(POVPR) - RMSE(Panthere)$) est précisée en haut de chaque graphique et son signe (positif ou négatif) est souligné par une pastille de couleur (rouge ou bleue).

fois noter que l'allure des profils POVPR respecte grossièrement celle de SAFRAN (croissance des précipitations avec l'altitude).

- Enfin, certains massifs situés à relativement longue distance (Maurienne ou Vanoise) profitent également d'une amélioration significative des profils par la méthode POVPR. L'évolution sur ces massifs est d'autant plus remarquable que le gradient vertical est complètement inversé par rapport à la méthode Panthere, ce qui correspond à la tendance réanalysée par SAFRAN.

En résumé, le point le plus remarquable de la méthode POVPR sur ce cas d'étude est très certainement la bonne représentation de la tendance du gradient de précipitations en fonction de l'altitude. Les améliorations sensibles observées sur les massifs les plus proches sont également très encourageantes. La surestimation observée sur un certain nombre de massifs et plus particulièrement ceux situés dans les zones fortement masquées peut avoir plusieurs origines :

- des profils restitués par la méthode POVPR inappropriés. Cela peut être notamment dû aux contraintes sur la recherche de profils trop peu restrictives. En effet, sur le relief, tous les profils du voisinage dont l'altitude du sol est inférieure à celle du pixel étudié sont utilisés. Les effets propres au relief (renforcement et atténuation des précipitations au vent et sous le vent par exemple) et potentiellement bien simulés par le modèle sont donc dilués par les profils situés au-dessus des zones de plaine.
- des incertitudes des prévisions du modèle. Même si la méthode s'appuie sur un grand nombre de profils dans un voisinage étendu (100 km) pour s'affranchir des erreurs de positionnement des précipitations prévues, une simulation trop peu réaliste conduira inévitablement à l'utilisation de profils trop éloignés de l'observation.
- un facteur de calibration horaire par les pluviomètres inadapté. La calibration horaire utilisée se fait de manière indifférenciée sur tout le domaine radar, sans prise en compte de l'altitude. On fait donc l'hypothèse que le biais d'estimation de la lame d'eau est identique en tous points. Cette limitation a déjà été mise en lumière par [Faure et al. \(2019\)](#).
- une sous-estimation des cumuls par la réanalyse SAFRAN. On ne peut en effet exclure cette hypothèse. Les conditions de cet épisode étaient particulièrement difficiles, avec de fortes précipitations souvent neigeuses et un vent tempétueux ($\geq 100 \text{ km h}^{-1}$), ce qui laisse planer des incertitudes sur les cumuls de précipitations mesurés ce jour-là. Il n'est pas rare dans ce genre de situation d'avoir des valeurs sous-estimées d'un facteur 2 par rapport à la réalité.

Par ailleurs, il faut garder à l'esprit que plus la hauteur de la mesure radar la plus basse disponible est élevée, moins la partie inférieure (i.e. sous le faisceau radar) des profils restitués par la méthode POVPR est contrainte par l'observation. En d'autres termes, la contribution du modèle numérique de prévision sur une région du domaine radar donnée est d'autant plus importante que les masques y sont significatifs.

5.3.4 Application au cas convectif du 21/07/2017

5.3.4.1 Aperçu de la situation météorologique

La journée du 21/07/2017 est caractérisée par la présence d'un minimum sur les Îles Britanniques générant un flux de sud à sud-ouest en altitude sur la France (Figure 5.19a) et pilotant une perturbation pluvio-instable qui aborde la Bretagne (Figure 5.19b). Plus à l'avant, sur un grand tiers sud-est du pays, un pseudo-front délimite la présence d'air chaud et humide. Les températures maximales atteignent encore 25 à 30 °C à l'Est avec un isotherme 0 °C à plus de 3500 m. En milieu de journée, l'instabilité se traduit par le développement des premiers orages le long du pseudo-front. Se déclarant à la mi-journée du Massif Central au Jura, les développements instables se propagent ensuite à l'ensemble des Alpes françaises en fin d'après-midi, apportant de fortes précipitations en peu de temps et localement un peu de grêle. La station de La Mure en Isère a par exemple relevé 44,9 mm sur 1 h glissante. L'activité orageuse s'évacue par l'est en première partie de nuit. Cet épisode convectif est classique des situations estivales rencontrées dans les Alpes. Il permet d'évaluer la pertinence de la méthode POVPR sur des précipitations très variables en termes d'intensité et d'extension géographique.

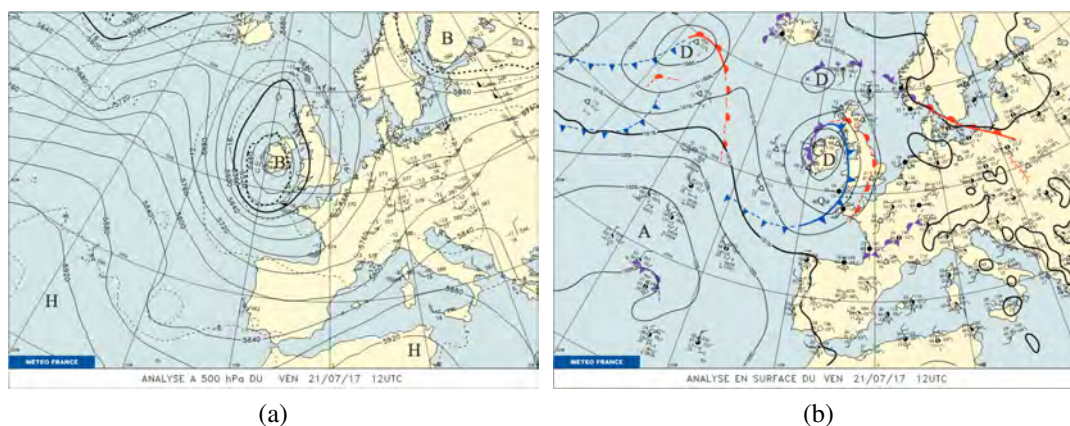


FIGURE 5.19 – Analyses du géopotentiel et de la température à 500 hPa (a), ainsi que de la pression atmosphérique au sol (b) par le modèle ARPEGE le 21/07/2017 à 12h00 UTC. Sont également représentées les observations issues des radiosondages (a), les observations des stations au sol et l'analyse des fronts (b).

5.3.4.2 Résultats

Analyse des profils verticaux de réflectivités restitués par la méthode POVPR

Le radar Xport a également fait des mesures au cours de cet épisode convectif. De la même manière que pour le cas du 03/01/2018, il peut être intéressant de comparer les profils restitués par la méthode POVPR appliquée aux données de réflectivités du radar du Moucherotte, et ceux observés par le radar de l'IGE dans la vallée grenobloise.

Un échantillon est présenté par la Figure 5.20 pour la période comprise entre 18h00 et 19h00UTC. A nouveau, on retrouve une bonne correspondance entre les profils observés

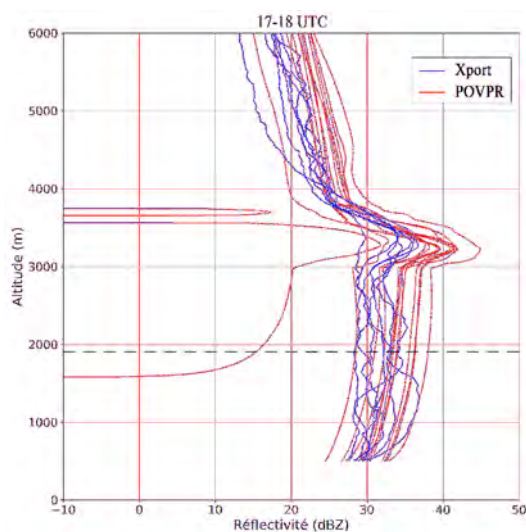


FIGURE 5.20 – Profils quasi-verticaux de réflectivité observés par le radar Xport (226 m d'altitude) à l'élévation 25° (bleu) et profils verticaux de réflectivité restitués par la méthode POVPR et moyennés sur un domaine de $10 \times 10 \text{ km}^2$ autour de Xport (rouge) le 21/07/2017 entre 18h00 et 19h00 UTC. L'altitude du radar du Moucherotte (1913 m) est indiquée par le trait pointillé.

et simulés. Une bande brillante est présente et elle apparaît bien positionnée par les profils issus de POVPR. La différence principale semble une nouvelle fois résider dans le fait que l'intensité des réflectivités est légèrement plus faible du côté des observations, mais cela peut s'expliquer par l'absence de correction d'atténuation des données issues de Xport. Une part des disparités constatées entre les profils observés et restitués par la méthode POVPR peut aussi s'expliquer par la différence de méthodologie pour produire les profils. Le jeu de données observées est constitué de profils quasi-verticaux produits à partir de l'élévation à 25° et donc dans la géométrie du faisceau radar, alors que les profils simulés sont construits à partir d'une moyenne de profils verticaux dans la géométrie du modèle numérique AROME-PI.

Analyse globale des lames d'eau restituées

La Figure 5.21 expose les cumuls restitués par les méthodes Panther et POVPR entre le 21/07/2017 à 06h00 UTC et le 22/07/2017 à 06h00 UTC sur le radar du Moucherotte. Les cumuls des pluviomètres des réseaux Météo-France, Infoclimat et ROMMA sont également superposés. L'altitude de l'isotherme 0°C élevée exclue tout risque de neige sur les différents postes de mesure utilisés.

Les cumuls observés au sol par les pluviomètres sont compris entre 0 et 60 mm. Ceux estimés par les deux lames d'eau radar affichent des valeurs jusqu'à 80 mm. La structure globale du champ de précipitations estimé est identique avec les deux méthodes, avec grossièrement deux lignes de fortes précipitations : une première située à l'ouest, aux abords du Massif Central, et une seconde plus étendue et plus intense affectant les Alpes. Ailleurs, les précipitations sont beaucoup plus faibles. Cette structure est aussi, dans les

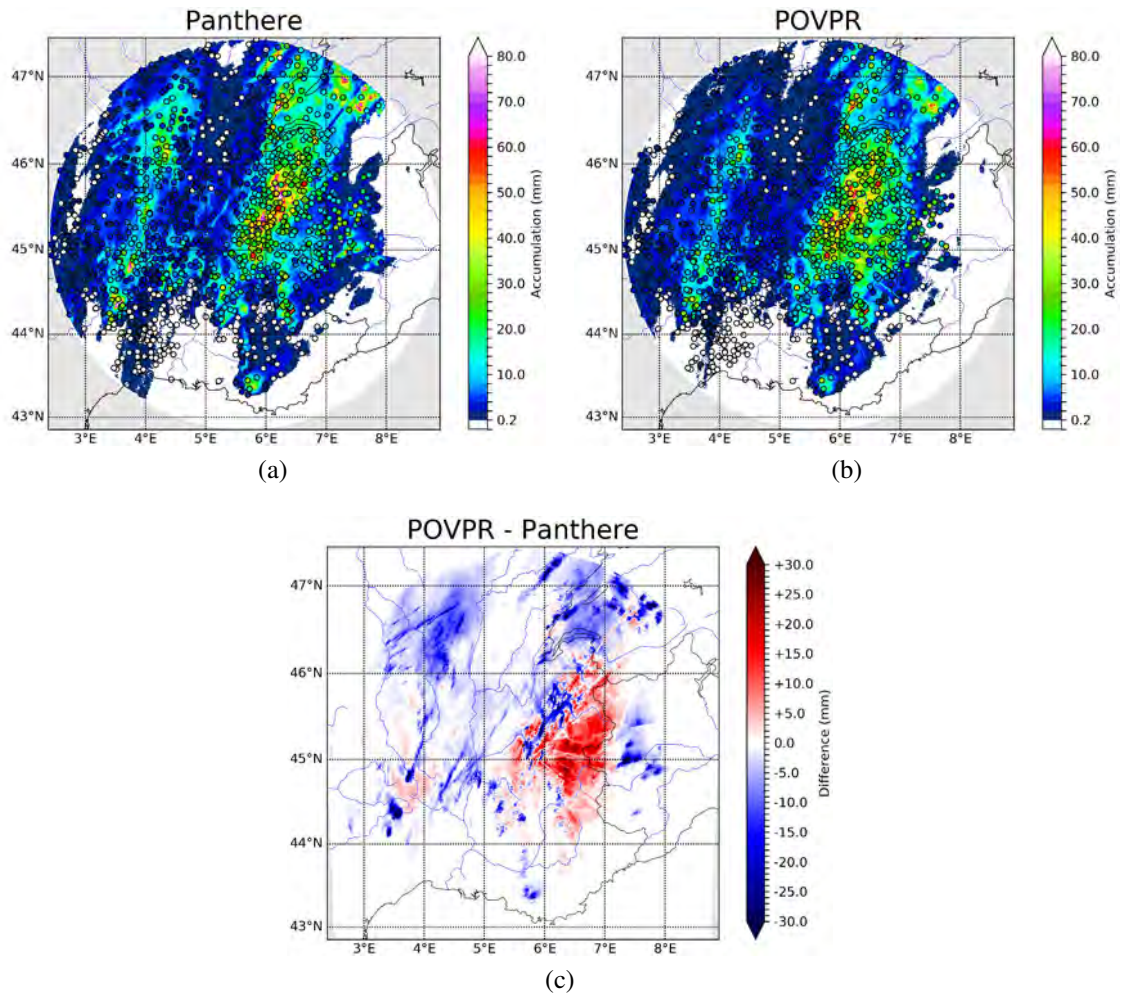


FIGURE 5.21 – Lames d’eau 24 h estimées par Panthere (a) et la méthode POVPR (b) entre le 21/07/2017 06h00 UTC et le 21/07/2017 06h00 UTC, et champ de différence entre les deux lames d’eau (POVPR – Panthere) (c) sur l’ensemble du domaine couvert par le radar du Moucherotte (255 km). Les cumuls des pluviomètres du réseau de Météo-France et de ses partenaires sont indiqués par les cercles, ceux des stations des réseaux d’Infoclimat et de ROMMA sont représentés par des carrés et des losanges respectivement.

grandes lignes, capturée par le réseau de pluviomètres. Toutefois, quelques cellules situées par exemple à l'extrême nord ou l'extrême sud du domaine semblent passer au travers des mailles du filet. Ceci illustre bien tout l'intérêt que peut représenter l'utilisation de données radar sur ce type de situation.

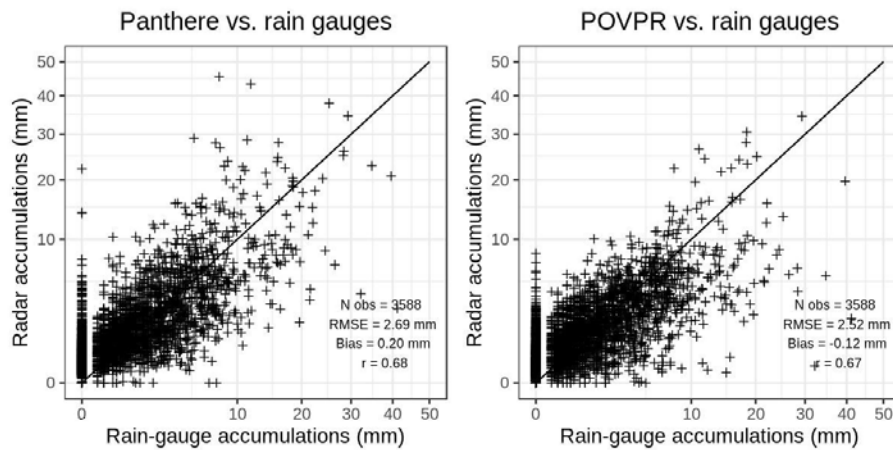
La carte des différences entre les lames d'eau Panthere et POVPR (Figure 5.21c) montre de fortes disparités entre les résultats produits par les deux méthodes. On constate notamment que cumuls générés par les cellules orageuses les plus intenses et situées à longue distance (au-delà de 100 km) sont sensiblement atténués dans la méthode POVPR. Il est toutefois difficile d'estimer avec un bon degré de confiance si cette correction apportée est pertinente ou non. La densité trop faible du réseau de pluviomètres ne permet pas en effet de suffisamment bien capturer les plus forts cumuls observés au cœur des cellules orageuses. La tendance semble toutefois aller dans le bon sens, notamment sur la ligne de fortes précipitations observées à l'ouest où les cumuls issus de POVPR sont sensiblement réduits par rapport à Panthere et en meilleur accord avec les observations au sol. Tout comme pour la situation du 03/01/2018, les plus fortes différences entre les deux lames d'eau sont constatées sur les Alpes. Les précipitations sont nettement renforcées (+10 à +25 mm) par la méthode POVPR dans les zones fortement masquées, mais aussi sur les massifs situés à proximité du radar. *A contrario*, les cumuls sont sensiblement atténués (-5 à -20 mm) dans les vallées autour du radar et celles présentent en direction du nord-est.

Les résultats présentés par les nuages de points confrontant les données estimées par les lames d'eau Panthere et POVPR avec celles observées par les pluviomètres (Figure 5.22c) ne permettent de trancher avec certitude quant aux performances des corrections apportées par la nouvelle lame d'eau. Le biais est inversé, avec une tendance à la sous-estimation des cumuls. Il est plus faible sur les cumuls horaires, mais plus fort sur les cumuls quotidiens. On constate tout de même une dispersion du nuage moindre avec la méthode POVPR ainsi qu'une légère diminution du RMSE, quelle que soit la période de cumul considérée. De plus, la variation du RMSE moyen horaire en fonction de la distance semble montrer que l'apport est plus marqué pour les pluviomètres loin du radar.

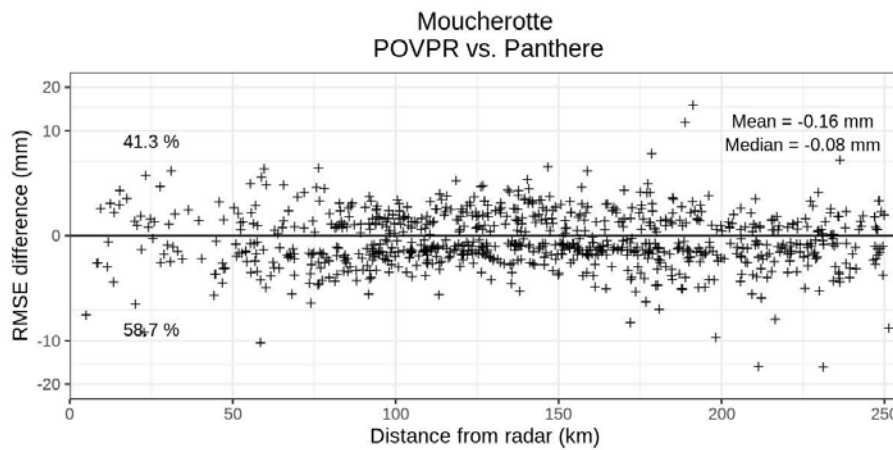
Les scores présentés ici sont fortement influencés par les stations présentes sur le relief des Alpes. En effet, comme on l'a vu précédemment, c'est sur cette région que les cumuls les plus importants sont observés. Mais la forte variabilité des lames d'eau sur cette région et les problèmes de représentativité des pluviomètres rendent l'analyse difficile. C'est pourquoi il semble à nouveau plus judicieux de s'intéresser aux réanalyses produites par SAFRAN pour évaluer l'apport de la nouvelle méthode sur cette situation.

Comparaison des lames d'eau aux réanalyses produites par SAFRAN

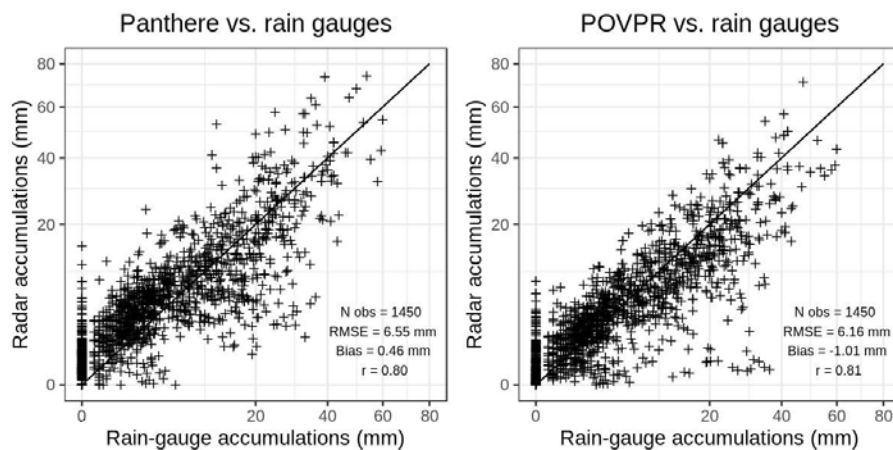
Sur le domaine couvert par SAFRAN, les amplitudes des cumuls 24 h estimés par Panthere et la méthode POVPR (Figure 5.23) sont comparables et s'échelonnent de 0 à 80 mm environ. En revanche d'importantes différences à grande et petite échelles sont présentes entre les deux lames d'eau. Si les cumuls estimés sur les massifs de l'ouest et du nord sont peu ou prou du même ordre, il en est tout autrement dans les zones fortement affectées par les masques. Les cumuls estimés par POVPR y sont bien plus importants, et ce jusqu'aux massifs frontaliers. En effet, par endroit la méthode POVPR parvient à



(a)



(b)



(c)

FIGURE 5.22 – Comparaisons entre les lames d'eau horaires et 24 h (a et c) restituées par les méthodes Panthere et POVPR, et les cumuls mesurés par les pluviomètres sur la période du 21/07/2017 à 06h00 UTC au 22/07/2017 à 06h00 UTC. L'évolution du RMSE moyen horaire entre les deux méthodes en fonction de la distance au radar est présentée par la figure (b). Sur l'ensemble des graphiques, seuls les cumuls où le radar a détecté des précipitations sur l'élévation la plus basse disponible sont présentés.

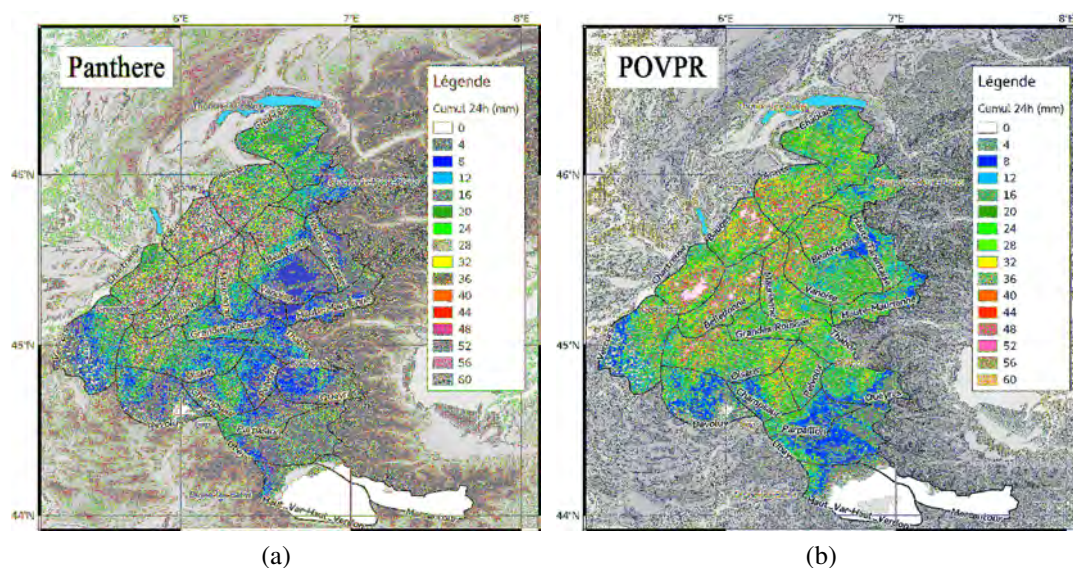


FIGURE 5.23 – Lames d’eau 24 h issues de Panthere (a) et de la méthode POVPR (b) sur le radar du Moucherotte pour la période du 21/07/2017 06h00 UTC au 22/07/2017 06h00 UTC. Les contours et noms des massifs de SAFRAN sont indiqués en noir.

produire des cumuls de 20 à 30 mm alors que Panthere voit très peu de précipitations (dans les massifs de la Vanoise, de la Haute-Maurienne ou du Pelvoux par exemple). A l’échelle infra-massif, on devine une plus forte dépendance à l’altitude des cumuls issus de POVPR.

La comparaison des profils de précipitations en fonction de l’altitude pour chacune des lames d’eau produites avec la réanalyse fournie par SAFRAN est quasi-unanime (Figure 5.24). Sur une grande majorité des massifs, la méthode POVPR fournit une meilleure estimation, que ce soit en terme d’intensité ou de tendance du gradient de précipitations en fonction de l’altitude. Même certains massifs très éloignés du radar comme la Haute-Maurienne ou le Queyras (non montré) profite de cette amélioration. On peut penser que dans cette situation, la forte extension verticale des nuages d’orages permet au radar d’obtenir plus facilement de l’information sur les précipitations à longue distance. La méthode POVPR, grâce à l’utilisation du modèle numérique, permet indirectement d’identifier le fait que ces précipitations sont d’origine convective, et donc de restituer des intensités plus proches de la réalité que la correction non différenciée faite par Panthere. Tout comme dans la situation du 03/01/2018, les performances dans les zones masquées sont d’autant plus dépendantes des performances de AROME-PI que l’épaisseur de la couche inférieure de l’atmosphère non sondée par le radar est importante. Par ailleurs, la détermination d’un unique PVR idéalisé par l’algorithme opérationnel qui soit représentatif du champ de précipitations est particulièrement compliquée par la très forte variabilité des intensités observées.

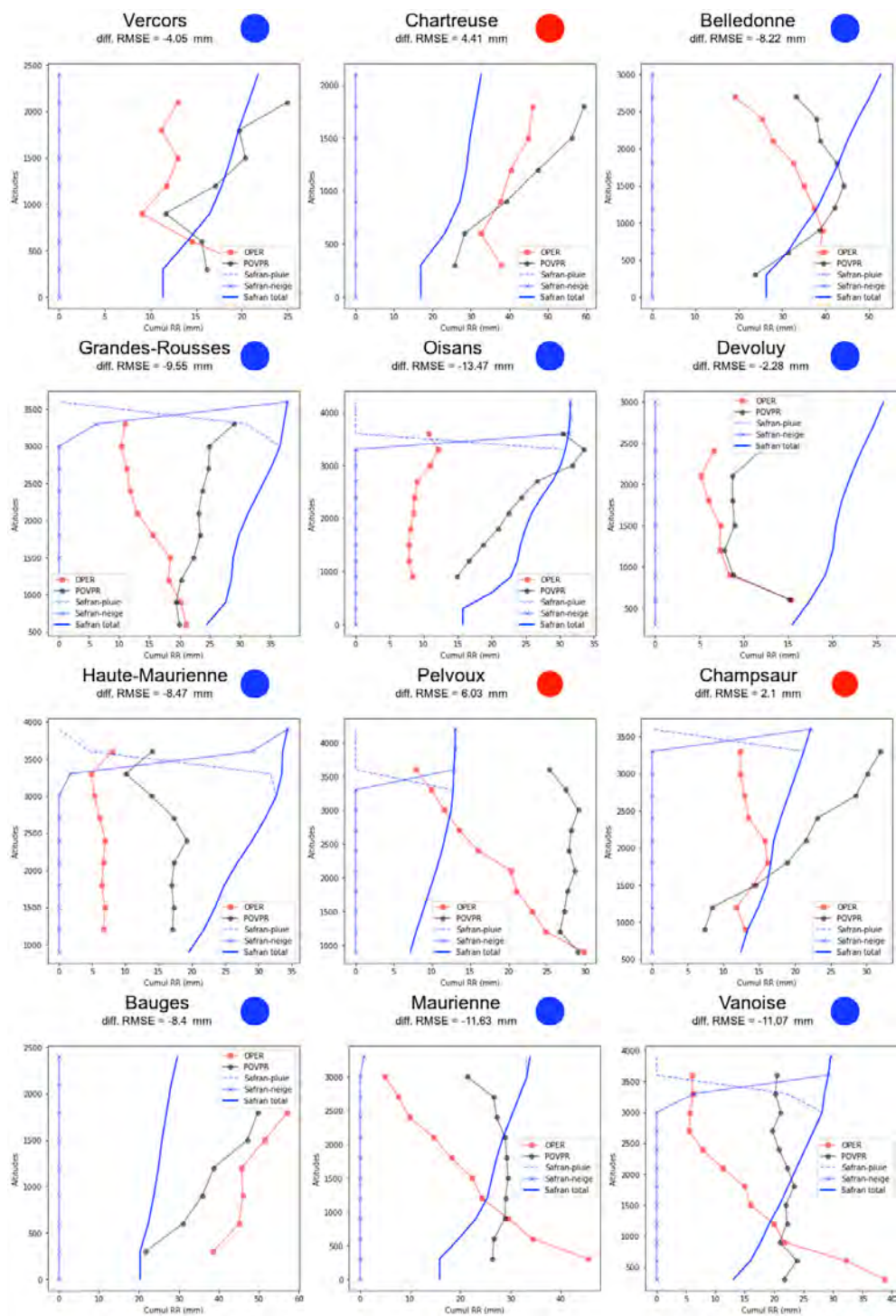


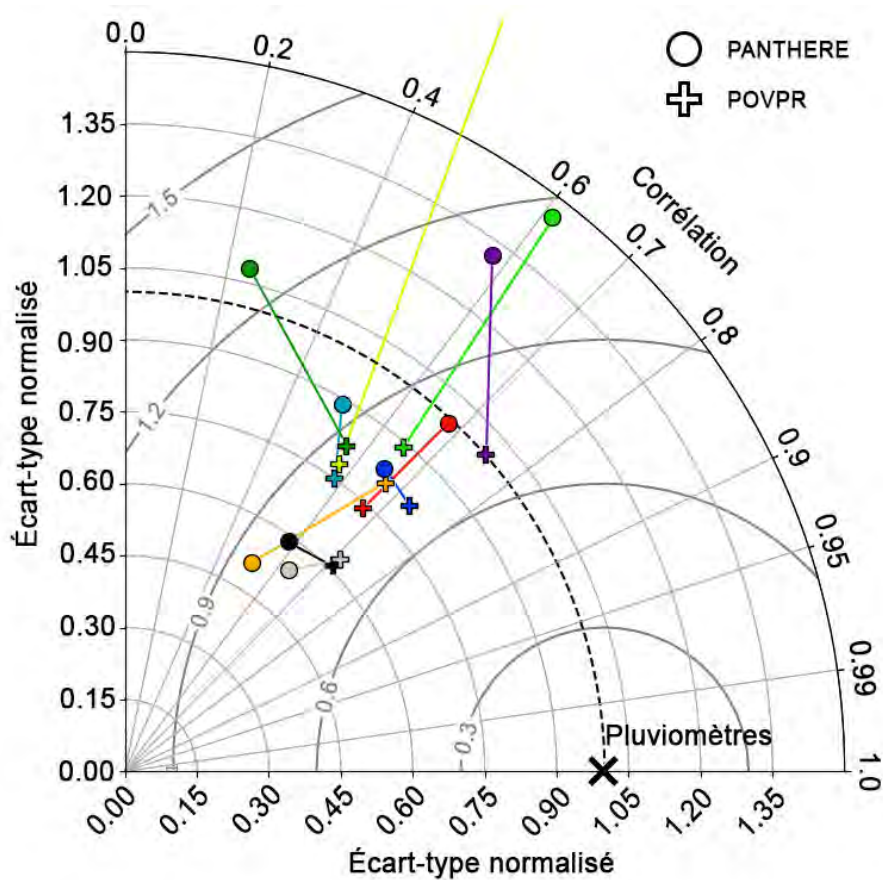
FIGURE 5.24 – Profils de précipitations en 24 h en fonction de l’altitude (tranches de 300 m) réanalysés par SAFRAN et estimés par les méthodes Panthere (OPER) et POVPR pour une sélection de 12 massifs entre le 21/07/2017 06h00 UTC et le 22/07/2017 06h00 UTC. Les contributions de la pluie et de la neige sont également précisés pour les profils issus de SAFRAN. La différence de RMSE entre les deux méthodes par rapport à SAFRAN ($RMSE(POVPR) - RMSE(Panthere)$) est précisée en haut de chaque graphique et son signe (positif ou négatif) est souligné par une pastille de couleur (rouge ou bleue).

5.4 Conclusion

La reconstruction de l'élévation la plus basse préalablement masquée d'un radar de plaine sur une situation stratiforme a permis de mettre en évidence la capacité de la nouvelle méthode développée dans le cadre de cette thèse à restituer des profils de précipitations plus réalistes que la méthode de détermination du PVR actuellement utilisée en opérationnel. La méthode POVPR s'avère particulièrement adaptée pour estimer l'allure du PVR dans la phase glacée, là où le PVR opérationnel est très simplifié et sa détermination rendue compliquée par l'influence de la bande brillante sur les élévations les plus basses. La nouvelle méthode paraît ainsi tout à fait pertinente pour une application en zone montagneuse où les masques sont souvent très importants.

L'analyse détaillée des résultats sur deux cas d'études a mis en lumière tout l'intérêt de l'utilisation de la méthode POVPR en zones montagneuses. La comparaison des profils de réflectivité produits par la méthode appliquée au radar situé sur la montagne du Moucherotte avec ceux observés par le radar Xport situé dans la plaine souligne la capacité de la nouvelle approche à estimer les profils de précipitations de façon très réaliste. De plus, les lames d'eau horaires ou quotidiennes estimées sur les deux épisodes sont en bien meilleur accord avec celles observées par les pluviomètres que celles issues de Panthere, quelle que soit la distance par rapport au radar. Par ailleurs, la comparaison des différentes lames d'eau aux réanalyses issues de SAFRAN montre que la méthode POVPR est en mesure de mieux représenter sur la plupart des massifs alpins, d'une part les cumuls de précipitations, mais surtout le gradient de précipitations en fonction de l'altitude qui s'avère particulièrement complexe à capturer habituellement.

Les résultats très prometteurs obtenus en montagne rejoignent ceux obtenus précédemment en plaine et ont été confirmés par l'examen d'autres situations ([Figure 5.25](#)). Ils feront l'objet d'un article, qui à l'heure d'écriture de ce manuscrit, est en cours de réalisation.



Épisodes				
	Date	Radar	Durée	Type
■	03-03-2017	Bordeaux	6h	Strat.
■	30-04-2018	Abbeville	6h	Strat.
■	21-12-2016	Trappes	12h	Strat.
■	15-10-2018	Toulouse	19h	Conv.
■	03-01-2018	Moucherotte	24h	Strat.
■	10-12-2017	Moucherotte	48h	Strat.
■	07-01-2018	Moucherotte	48h	Strat.
■	21-01-2018	Moucherotte	48h	Strat.
■	03-05-2018	Moucherotte	24h	Strat.
■	21-07-2017	Moucherotte	24h	Conv.

FIGURE 5.25 – Diagramme de Taylor réalisé à partir des cumuls horaires Panthere et POVPR de 10 épisodes stratiformes et convectifs de plaine et de montagne sur l'ensemble du domaine radar (255 km), avec pour référence les cumuls mesurés par les pluviomètres.

Conclusion

Les radars météorologiques ont depuis longtemps montré leur capacité non seulement à détecter les précipitations et ainsi permettre leur suivi, mais aussi à les quantifier pour en estimer l'intensité. La haute résolution spatiale et temporelle des mesures produites permet de compléter efficacement les informations sur les cumuls de précipitations fournies par les réseaux de pluviomètres au sol. Toutefois, la hauteur de la mesure imposée par l'altitude d'installation des radars et la courbure du faisceau nécessite la connaissance, ou du moins l'estimation, de la structure verticale des précipitations pour pouvoir en déduire l'intensité à la surface. Généralement, cette extrapolation se fait au travers d'un Profil Vertical de Réflectivité (PVR) déterminé à partir de la synthèse des observations radar volumiques. Actuellement à Météo-France comme dans beaucoup d'autres services météorologiques, cette correction dite PVR, se fait de manière indifférenciée sur tout le domaine radar, ne tenant pas compte de la variabilité spatiale des profils verticaux de précipitations. L'utilisation d'un profil unique de correction se montre par exemple peu appropriée lors du passage d'un front où la différence d'altitude de l'isotherme 0 °C au sein du corps pluvieux atteint parfois 1000 à 2000 m. Par construction, le PVR idéalisé utilisé actuellement en opérationnel ne considère pas l'évaporation ou le renforcement des précipitations dans la phase liquide.

J'ai exploré durant cette thèse une nouvelle méthode d'estimation des précipitations par radar tirant parti des progrès des modèles de prévision numérique du temps (PNT) et notamment de leur capacité à produire des profils verticaux de précipitations réalistes à la résolution spatiale kilométrique. Cette méthode a été développée pour pallier certaines limitations de la méthode PVR classique et notamment la non prise en compte de la variabilité spatiale du PVR. Le travail s'est articulé en trois temps. Le premier a consisté à produire et à évaluer les simulations de réflectivités en sortie d'un opérateur d'observation radar s'appuyant sur le modèle de prévision immédiate à haute résolution AROME-PI, ainsi qu'à mettre en place une nouvelle paramétrisation de la bande brillante. Puis, la nouvelle méthode de calcul de la lame d'eau a été testée et évaluée sur des cas de précipitations en plaine. Dans un dernier temps, le potentiel de la méthode a été étudié en zone montagneuse.

Partie opérateur d'observation

Synthèse

L'opérateur d'observation radar développé par [Caumont *et al.* \(2006\)](#) et [Augros *et al.* \(2016\)](#) vise à produire des simulations de variables radar polarimétriques en s'appuyant sur les variables pronostiquées par un modèle de PNT (ici AROME-PI) telles que les contenus en hydrométéores, et en accord avec son schéma microphysique, à savoir le schéma à un moment ICE3 dans le cas présent. Les hydrométéores sont représentés par des sphéroïdes aplatis pour lesquels la diffusion est calculée à partir de la méthode de la matrice T. L'opérateur d'observation est en mesure de restituer les variables radar dans la géométrie propre du faisceau à partir de la géométrie native du modèle (90 niveaux pour une résolution horizontale de 1,3 km). Des travaux sur l'opérateur d'observation ont été menés afin de l'optimiser numériquement et permettre le traitement de gros volumes de données dans un temps compatible avec les contraintes de l'opérationnel.

Une autre partie du travail s'est portée sur l'amélioration des paramétrisations existantes. Les espèces fondantes ne sont pas explicitement représentées dans le schéma microphysique ICE3. Pourtant, elles ont une importance cruciale lorsque l'on s'intéresse aux variables radar. Ces hydrométéores mixtes constitués de glace et d'eau liquide agissent de manière significative sur ces variables, et notamment la réflectivité, générant le phénomène de bande brillante. Pour prendre en compte cet effet dans l'opérateur d'observation, une paramétrisation avait initialement été intégrée. La neige étant convertie en grésil, cette paramétrisation, trop simpliste, ne permettait pas de reproduire fidèlement les effets sur la réflectivité. Un nouveau schéma plus complexe a ainsi été proposé pour les hydrométéores glacés précipitants (neige et grésil). Il prend en compte, au fil de l'augmentation de la fraction en eau liquide, l'évolution de différents paramètres les caractérisant et utilisés pour le calcul des variables radar : taille, rapport d'axe, répartition volumique de l'eau liquide, constante diélectrique et vitesse de chute de chacune des particules. L'évolution de la distribution dimensionnelle est également considérée. Une attention particulière a été portée sur la continuité de ces différentes propriétés lors du changement de nature des hydrométéores (solide à mixte, puis mixte à liquide) afin de garantir la continuité des profils de variables radar sur la verticale.

Une évaluation globale de l'opérateur d'observation a pour la première fois été menée sur deux cas de précipitations stratiformes (03/03/2017 et 30/04/2018) ainsi que sur une situation convective (14 et 15/10/2018). Les statistiques sur la verticale ont montré un bon accord global entre observations et simulations. Toutefois, les réflectivités simulées semblent être surestimées aux températures les plus basses (≤ -10 °C). La simulation du cas du 30/04/2018 présente en revanche un biais positif assez marqué des réflectivités (+6 à +7 dB) sous l'isotherme 0 °C par rapport à l'observation. De manière générale, il semble aussi que l'opérateur d'observation ait des difficultés à reproduire les plus fortes réflectivités observées dans la phase liquide. Cela peut s'expliquer par la différence de résolution horizontale entre les données natives du radar et du modèle ($0,5^\circ \times 340$ m vs. $1,3 \times 1,3$ km²) et peut-être par la présence d'un peu de grêle dans les précipitations observées. La comparaison de profils individuels avec des profils quasi-verticaux observés par le radar Xport dans la vallée grenobloise montre que la signature de la bande brillante est bien mieux représentée qu'auparavant. L'intensité et la localisation du pic sont fidèles

à l'observation. En revanche, on constate une nette sous-estimation de la réflectivité juste au-dessus de l'isotherme 0 °C qui peut être attribuée à la trop forte proportion de grésil simulée par AROME. En effet, on a montré que pour un taux de précipitations supérieur à 1 mm h⁻¹, de façon contre-intuitive la réflectivité est plus faible si la précipitation est constituée uniquement de grésil, ou d'un mélange de grésil et de neige, que si elle est totalement liquide. Cet effet est lié d'une part à la vitesse de chute plus importante du grésil qui réduit sensiblement la concentration volumique, et d'autre part à la division du contenu total des espèces glacées en deux contenus de plus faible importance, ce qui a pour conséquence de déplacer les distributions dimensionnelles vers des tailles de particules plus faibles et donc moins réfléchives.

Perspectives

Dans une perspective d'amélioration de l'opérateur d'observation, il conviendrait de poursuivre son évaluation en utilisant un modèle équipé d'un schéma microphysique à deux moments tel que LIMA (Vié *et al.*, 2016). Une première évaluation de ce schéma menée par Taufour *et al.* (2018) sur un cas convectif a montré qu'il permettait de réduire la quantité d'hydrométéores glacés et donc le biais positif observé sur les réflectivités aux températures inférieures à -5 °C. Multiplier les cas d'études avec des régimes de précipitations variés permettrait de valider cette hypothèse et de mieux cerner la capacité de l'opérateur d'observation et du schéma microphysique à reproduire la structure verticale des précipitations.

Par ailleurs, la dissociation des processus de fonte du grésil et de la neige dans le schéma microphysique permettrait de mieux tracer les espèces fondantes et de réaliser une paramétrisation de la bande brillante probablement plus réaliste. Une telle modification requiert toutefois d'avoir une bonne idée sur la capacité du modèle à représenter la neige et le grésil dans les bonnes proportions. L'introduction d'une ou deux espèces fondantes dans le schéma pourrait faciliter la simulation de la bande brillante. Ces nouvelles espèces pourraient aider à la validation des modèles ainsi qu'à l'assimilation des données radar.

Partie nouvelle méthodologie

Synthèse

L'objectif de cette nouvelle méthode est de combiner les observations radar de réflectivité avec les profils de précipitations prévus par un modèle de PNT pour fournir une estimation de la lame d'eau adaptée à chaque pixel radar. Le principe consiste d'abord à produire des simulations de réflectivité dans la même géométrie que les observations. Les réflectivités produites par le modèle sont ensuite corrigées par un ajustement quantile-quantile afin de corriger les éventuels biais de simulation et d'obtenir une dynamique de la réflectivité proche de celle observée. Puis, le jeu de données simulées corrigé est comparé à celui des observations pour restituer les profils prévus les plus en adéquation avec l'observation. Enfin, les taux de précipitations simulés à hauteur du sol du pixel considéré sont combinés linéairement en fonction de la distance entre les profils de réflectivités prévus

et observés. Cette méthode est inspirée de l'approche bayésienne utilisée par [Kummerow et al. \(1996\)](#).

L'application de la nouvelle méthode (POVPR) sur deux cas de précipitations stratiformes en plaine a fourni de très bons résultats. La lame d'eau produite sur le premier cas (30/04/2018 sur le radar d'Abbeville) offre une bien meilleure estimation que la lame d'eau opérationnelle Panthere grâce notamment à la prise en compte de la forte variabilité spatiale de l'isotherme 0 °C, mais aussi à une meilleure description des profils de précipitations produits par le modèle. L'utilisation de la méthode sur un second cas (03/03/2017 sur le radar de Bordeaux) a également permis de montrer le bénéfice apporté lors de la présence de précipitations s'évaporant sous le faisceau radar le plus bas (virgas). Dans une telle situation, par construction, la méthode opérationnelle et sa méthode de correction avec un unique profil PVR idéalisé excluant toute évaporation, se révèle peu efficace. Les différents scores établis sur les deux lames d'eau (Panthere et POVPR) par rapport aux observations des pluviomètres au sol révèlent un bénéfice sur l'ensemble de la portée radar, mais plus particulièrement à longue distance, lorsque le faisceau de l'élévation la plus basse est situé dans la phase glacée.

On a également montré la nécessité de filtrer les données simulées par le niveau minimum de réflectivité détectable avant l'application de la méthode d'ajustement quantile-quantile. Cela permet de se rapprocher le plus possible des conditions réelles d'observation pour lesquelles les masques, les phénomènes d'atténuation par les précipitations, les gaz ou le radôme, peuvent avoir un impact sur la capacité de détection des précipitations du radar et donc sur la distribution statistique des réflectivités.

Ces travaux exposant la méthodologie et sa validation sur deux cas d'études ont fait l'objet d'un article publié dans la revue *Atmospheric Measurement Techniques* ([Le Bastard et al., 2019](#)).

Par ailleurs, on a pu mettre en évidence quelques limitations spécifiques à la correction de PVR actuellement opérationnelle.

L'utilisation d'une unique altitude d'isotherme 0 °C dans le PVR idéalisé conduit à des sur- ou sous-corrrections de la réflectivité dans la neige qui peuvent facilement atteindre plusieurs dB. C'est surtout le cas lorsque la variabilité de l'isotherme 0 °C est importante sur le domaine et que la valeur déterminée par l'algorithme opérationnel est peu représentative de celle de la zone de précipitations. En revanche, la spatialisation de l'altitude de l'isotherme 0 °C dans le PVR faite grâce au champ de température prévu par le modèle sur les cas du 03/03/2017 et du 30/04/2018, permet de restituer des lames d'eau bien plus en accord avec celles mesurées par les pluviomètres, notamment loin du radar, lorsque le faisceau radar de l'élévation la plus basse se trouve dans la neige.

Outre l'altitude de l'isotherme 0 °C, la correction opérationnelle des réflectivités dans la neige est fortement dépendante de la pertinence du taux de décroissance (DR) déterminé par l'algorithme de recherche du PVR idéalisé le plus approprié. L'analyse menée ici montre que l'évaluation de DR peut être impactée fortement par les réflectivités des faibles élévations soumises aux effets de la bande brillante jusqu'à de longues distances. Ainsi, la suppression de l'élévation la plus basse (et donc ici la plus impactée par la bande brillante) dans l'algorithme de détermination du PVR utilisé pour la correction opérationnelle, permet d'obtenir de meilleurs résultats sur les lames d'eau du 03/03/2017.

Enfin, une étude de sensibilité a permis de souligner l'importance d'utiliser le maxi-

num de profils simulés disponibles dans la méthode POVPR. D'autres tests ont mis en évidence la pertinence de l'introduction d'un facteur donnant plus de poids aux élévations basses dans la combinaison linéaire des profils simulés.

Perspectives

La méthode de correction des distributions de réflectivités appliquée ici (ajustement par quantile-quantile) pourrait être affinée en fonction de la nature des espèces et éventuellement de la distance au radar pour prendre en compte l'élargissement du faisceau. Cela exige toutefois d'avoir une connaissance précise de la nature des précipitations observées. Pour cela, on pourrait s'appuyer sur des méthodes avancées de classification des hydrométéores comme celle proposée par [Besic *et al.* \(2016\)](#). Cette technique de classification semi-supervisée s'appuie sur la détermination au préalable de centroïdes définissant la distribution statistique des variables polarimétriques en fonction de la nature des hydrométéores et du radar choisi. La distance séparant ces centroïdes des variables observées permet d'établir le type d'hydrométéore le plus probable. Malgré tout, de la même manière que la méthode basée sur la logique floue utilisée à Météo-France, cet algorithme reste dépendant de la définition de l'altitude de l'isotherme 0 °C et donc de la qualité du modèle de prévision numérique utilisé. En effet, l'utilisation d'observations radar seules ne permet pas d'accéder à cette altitude sur l'ensemble du domaine couvert.

De plus, dans la méthode d'ajustement des quantiles proposée, seules les réflectivités ont été corrigées alors que ce sont les taux de précipitations prédits par le modèle qui sont utilisés en bout de chaîne pour estimer la lame d'eau. L'ajustement des quantiles de ces taux de précipitations n'étant pas trivial, il a été choisi de se reposer sur le facteur de correction horaire par les pluviomètres pour réduire les biais éventuels. Cela revient dans les faits à appliquer un facteur de correction unique aux taux de précipitations de chacune des échéances du modèle utilisées. Cette solution n'est pas entièrement satisfaisante et il conviendrait de trouver une méthode appropriée pour corriger les taux de précipitations prévus en fonction de leur intensité, de la même manière que la correction appliquée aux réflectivités est dépendante de leurs valeurs. Plusieurs pistes (non présentées) s'appuyant sur la transposition de la correction faite aux réflectivités ont été testées mais sans succès. Une correction s'appuyant sur les cumuls mesurés par les pluviomètres mériterait d'être explorée.

D'autre part, dans la méthode déployée, la recherche des profils simulés les plus ressemblants est limitée aux profils ayant une altitude d'isotherme 0 °C proche de celle de l'observation (± 300 m). Cette contrainte permet de s'assurer que les réflectivités simulées et observées que l'on compare sont issues de précipitations de même nature (liquide, solide ou mixte). Toutefois, l'altitude de l'isotherme 0 °C estimée pour les données observées est issue de la simulation et est donc soumise à une incertitude plus ou moins marquée. Le risque est que, en cas d'erreur d'estimation importante, des données observées dans la bande brillante soient par exemple comparées à des données simulées dans la neige. Dès lors, on va probablement sélectionner des profils simulés produisant des précipitations trop fortes par rapport à la réalité et donc finalement restituer une lame d'eau trop importante. La question de l'utilisation d'une résolution dégradée pour la détermination de l'altitude de l'isotherme 0 °C des données observées mérite d'être explorée.

En effet, cela permettrait d'estomper les abaissements très localisés de l'altitude de l'isotherme $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ sous les cellules convectives que peut simuler un modèle non-hydrostatique à haute résolution comme AROME.

En complément, plutôt que de considérer les profils en fonction de l'altitude vraie, il pourrait être judicieux de les traiter en fonction de la hauteur relative à l'isotherme $0\text{ }^{\circ}\text{C}$. De cette manière, même les profils simulés dont l'altitude de l'isotherme $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ serait différente de celle estimée pour le profil observé, pourraient être confrontés sans risquer de comparer des réflectivités provenant de précipitations de natures différentes.

Partie application à la montagne

Synthèse

Un des points faibles de la méthode actuellement opérationnelle pour le calcul de la lame est sa capacité à fournir des estimations de qualité comparable à celles produites avec les radars de plaine. La raison se trouve principalement dans la hauteur importante du faisceau qui est conditionnée par l'altitude d'installation des radars de montagne et l'importance des masques topographiques.

Pour illustrer l'applicabilité de la méthode aux régions montagneuses, une étude préliminaire a été menée sur un cas de plaine idéalisé pour lequel on a simulé un masque par la suppression de l'élévation la plus basse ($0,4^{\circ}$). On a ensuite cherché à reconstituer les réflectivités masquées à partir des profils de réflectivité restitués par la méthode POVPR d'une part, et du PVR idéalisé de la méthode opérationnelle d'autre part.

La méthode POVPR est parvenue à reproduire les réflectivités plus fidèlement à l'observation que la méthode utilisant le PVR opérationnel. Les performances sont particulièrement meilleures lorsque l'élévation utilisée pour la reconstruction des réflectivités ($0,8^{\circ}$) se situe dans la neige, c'est-à-dire grossièrement au-delà de 100 km du radar dans le cas présenté. Le PVR opérationnel amélioré utilisant une spatialisation de l'altitude l'isotherme $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ se montre par ailleurs plus performant que sa version à altitude d'isotherme $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ unique, tout particulièrement lorsque la variabilité de celui-ci sur le domaine est importante.

Dans un dernier temps, la méthode POVPR a été appliquée à la région des Alpes par l'intermédiaire du radar bande X du Moucherotte. Un cas de précipitations stratiformes (03/01/2018) et un cas convectif (21/07/2017) ont été étudiés. La comparaison des profils de réflectivités restitués par la méthode POVPR avec des profils quasi-verticaux observés par le radar Xport situé 1700 m plus bas que Moucherotte dans la vallée grenobloise, a mis en évidence la capacité de la nouvelle méthode à reproduire la structure verticale des précipitations avec un bon degré de satisfaction.

Les différences observées sur les lames d'eau horaires et quotidiennes avec POVPR et Panthere sont significatives, mais les conditions météorologiques particulièrement difficiles rencontrées sur le cas du 03/01/2018 rendent leur interprétation délicate. Toutefois, l'utilisation des réanalyses SAFRAN pour l'évaluation permet de dégager des tendances assez robustes quand aux performances de la méthode. Ainsi, d'une manière générale, le plus grand bénéfice de la méthode POVPR se situe dans sa capacité à reproduire la tendance des gradients de précipitations en fonction de l'altitude. Elle parvient même parfois

à prendre le contre-pied de la méthode opérationnelle en inversant le signe de ce gradient, et à juste raison selon les réanalyses issues de SAFRAN. Les quantités estimées par la méthode POVPR semblent également se rapprocher assez nettement de la réanalyse SAFRAN, notamment sur le cas convectif du 21/07/2017.

Perspectives

Les bons résultats obtenus par la méthode POVPR sur la montagne offrent la perspective de la soumission d'un article dans un futur proche.

Pour améliorer les performances de la méthode POVPR sur ces régions, il pourrait être judicieux d'adapter la recherche de profils aux contraintes topographiques. Ainsi, les profils simulés pourraient être choisis en fonction de l'orientation de la pente au niveau du pixel radar étudié en utilisant un modèle numérique de terrain (MNT) suffisamment fin (250 m de résolution par exemple). Cela permettrait probablement de prendre en compte les effets de renforcement ou d'atténuation des précipitations liés à la dynamique atmosphérique.

Aussi, la pertinence de l'utilisation d'un rayon de recherche des profils à 100 km pourrait être réévaluée. En effet, la forte variabilité inter-massifs du champ de précipitations pose question quant à l'utilisation de profils simulés dans un rayon aussi large. Cela est particulièrement important pour les massifs qui sont mal vus par le radar. Par exemple, un massif tel que le Pelvoux peut être sous l'influence d'un effet de Foëhn très marqué sans que le radar soit en mesure de le détecter du fait de la hauteur du faisceau sur cette région. L'algorithme POVPR va donc utiliser indifféremment des profils simulés en provenance des régions soumises à cette forte évaporation dans les couches inférieures de l'atmosphère et des régions qui ne le sont pas.

A ce titre, il serait intéressant d'évaluer plus précisément la dépendance de l'estimation des précipitations par la nouvelle méthode aux performances du modèle numérique utilisé dans les régions fortement masquées. Effectivement, une information radar limitée aux couches les plus élevées de l'atmosphère laissera beaucoup de place à la donnée fournie par le modèle. Il conviendrait donc de vérifier que les données radar, même réduites, permettent de conditionner raisonnablement la précipitation restituée par la méthode.

Une évaluation de la méthode POVPR sur un jeu de situations plus étoffé et différents radars serait également souhaitable pour mieux cerner les avantages et limitations d'une telle approche. Enfin, l'utilisation des radars voisins par le biais d'un mosaïquage a montré tout son intérêt en opérationnel. On peut raisonnablement penser qu'il en sera de même dans le cadre de l'application de la méthode POVPR.

Vers une application opérationnelle ?

Les résultats très positifs obtenus au cours de cette thèse pose la question de la mise en opérationnel de la méthode. Outre les différents points évoqués précédemment qui pourraient aider à consolider la méthode, une stratégie doit être réfléchiée pour respecter les contraintes imposées par l'opérationnel.

Un des points particulièrement sensibles est le temps disponible pour l'exécution de l'algorithme. En effet, dans le système opérationnel SERVAL, les données des 30 radars

métropolitains doivent être analysées et traitées à une cadence de 5 minutes. Sur ce point, la méthode POVPR peut se montrer trop gourmande et une simplification devrait probablement être envisagée. Cela pourrait passer par exemple par l'utilisation d'un champ de réflectivités observées calculé sur une grille régulière en trois dimensions. Ce type de produit est déjà réalisé en routine et permettrait de se conformer à la géométrie du modèle numérique de prévision, et ainsi de s'affranchir de l'étape coûteuse de projection des données simulées dans la géométrie du radar. Un autre allègement de la méthode pourrait se faire en effectuant une analyse préalable des données simulées pour identifier un certain nombre de profils de précipitations caractéristiques de la situation météorologique et de la position géographique. L'utilisation de ce jeu de profils plus réduit permettrait d'éviter l'analyse de profils redondants présents dans le modèle.

Pour faire face au risque de mauvaise prévision du modèle numérique (présence de précipitations non prévues par exemple), un terme de rappel vers la méthode actuellement opérationnelle pourrait être introduit. Cela permettrait de revenir, le cas échéant, vers une estimation proche de celle fournie par la méthode Panthere.

La base de recherche de profils simulés pourrait également être étendue en utilisant d'autres échéances de prévisions, d'autres runs, voire d'autres versions du modèle (AROME-France ou sa version ensembliste à 16 membres AROME-PE). L'augmentation du jeu de données simulées à analyser peut être limitant pour un cadre purement opérationnel et temps réel. Mais c'est beaucoup moins le cas pour des réanalyses comme on peut déjà le faire avec COMEPHORE ou ANTILOPE, produits fusionnant de manière optimisée les lames d'eau radar et les cumuls observés par les pluviomètres en temps plus ou moins différé. Ce type de produits est très apprécié des hydrologues et des météorologues pour étalonner leurs modèles de prévision.

Enfin, pour ouvrir des perspectives plus larges sur l'évolution de la méthode dans un cadre temps réel, on pourrait évoquer l'idée de l'utilisation d'un modèle de substitution (Forrester *et al.*, 2008) qui mimerait au mieux les profils de précipitations produits par AROME. La méthode POVPR servirait à produire le jeu de données utilisé pour l'apprentissage statistique nécessaire au paramétrage du modèle.

Références

- Andrieu, H. et J. D. Creutin, 1995 : Identification of vertical profiles of radar reflectivity for hydrological applications using an inverse method. part i : Formulation. *Journal of Applied Meteorology*, **34**(1), 225–239. Cité page [15](#).
- Auger, L., O. Dupont, S. Hagelin, P. Brousseau et P. Brovelli, 2015 : Arome–nwc : a new nowcasting tool based on an operational mesoscale forecasting system. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **141**(690), 1603–1611. Cité page [38](#).
- Augros, C., O. Caumont, V. Ducrocq, N. Gaussiat et P. Tabary, 2016 : Comparisons between s-, c- and x-band polarimetric radar observations and convective-scale simulations of the hymex first special observing period. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **142**, 347–362. Cité pages [20](#), [21](#), [25](#), [43](#), [78](#), [85](#), [87](#) et [126](#).
- , ———, ——— et ———, 2018 : Assimilation of radar dual-polarization observations in the arome model. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **144**(714), 1352–1368. Cité pages [20](#), [38](#), [43](#) et [72](#).
- Austin, P. M. et A. C. Bemis, 1950 : A quantitative study of the “bright band” in radar precipitation echoes. *Journal of Meteorology*, **7**(2), 145–151. Cité page [78](#).
- Aydin, K. et Y. Zhao, 1990 : A computational study of polarimetric radar observables in hail. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **28**(4), 412–422. Cité page [24](#).
- Bauer, P., A. Thorpe et G. Brunet, 2015 : The quiet revolution of numerical weather prediction. *Nature*, **525**(7567), 47–55. Cité page [3](#).
- Bechini, R., V. Chandrasekar, R. Cremonini et S. Lim, 2010 : Radome attenuation at x-band radar operations. *Proc. Sixth European Conf. on Radar in Meteorology and Hydrology*. Cité page [32](#).
- Benichou, P. et O. Le Breton, 1986 : Prise en compte de la topographie pour la cartographie des champs pluviométriques statistiques : la méthode aurelhy. *Agrométéorologie des régions de moyenne montagne*, Toulouse, 16–17. Cité page [94](#).
- Berne, A. et W. F. Krajewski, 2013 : Radar for hydrology : Unfulfilled promise or unrecognized potential? *Advances in Water Resources*, **51**, 357–366. Cité page [2](#).

- Besic, N., J. Grazioli, M. Gabella, U. Germann, A. Berne *et al.*, 2016 : Hydrometeor classification through statistical clustering of polarimetric radar measurements : a semi-supervised approach. *Atmospheric Measurement Techniques*, **9**(9). Cité page [129](#).
- Birman, C., F. Karbou, J.-F. Mahfouf, M. Lafaysse, Y. Durand, G. Giraud, L. Mérindol et L. Hermozo, 2017 : Precipitation analysis over the french alps using a variational approach and study of potential added value of ground-based radar observations. *Journal of Hydrometeorology*, **18**(5), 1425–1451. Cité page [95](#).
- Bohren, C. F. et D. R. Huffman, 2008 : *Absorption and scattering of light by small particles*. John Wiley & Sons. Cité page [23](#).
- Borderies, M., O. Caumont, C. Augros, É. Bresson, J. Delanoë, V. Ducrocq, N. Fourrié, T. Le Bastard et M. Nuret, 2018 : Simulation of w-band radar reflectivity for model validation and data assimilation. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **144**(711), 391–403. Cité pages [20](#), [25](#), [72](#), [73](#) et [85](#).
- , ———, J. Delanoë, V. Ducrocq et N. Fourrié, apr 2019a : Assimilation of wind data from airborne doppler cloud-profiling radar in a kilometre-scale nwp system. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, **19**(4), 821–835. Cité pages [20](#) et [43](#).
- , ———, J. Delanoë, V. Ducrocq, N. Fourrié et P. Marquet, apr 2019b : Impact of airborne cloud radar reflectivity data assimilation on kilometre-scale nwp analyses and forecasts of heavy precipitation events. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, **19**(4), 907–926. Cité pages [20](#) et [43](#).
- Borga, M., E. N. Anagnostou et E. Frank, 2000 : On the use of real-time radar rainfall estimates for flood prediction in mountainous basins. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, **105**(D2), 2269–2280. Cité page [15](#).
- Boucher, R. J. et J. G. Wieler, 1985 : Radar determination of snowfall rate and accumulation. *Journal of climate and applied meteorology*, **24**(1), 68–73. Cité page [11](#).
- Bouttier, F., L. Raynaud, O. Nuissier et B. Ménétrier, 2016 : Sensitivity of the arome ensemble to initial and surface perturbations during hymex. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **142**, 390–403. Cité page [38](#).
- Brandes, E. A., G. Zhang et J. Vivekanandan, 2002 : Experiments in rainfall estimation with a polarimetric radar in a subtropical environment. *Journal of Applied Meteorology*, **41**(6), 674–685. Cité page [80](#).
- et K. Ikeda, 2004 : Freezing-level estimation with polarimetric radar. *Journal of Applied Meteorology*, **43**(11), 1541–1553. Cité page [78](#).
- Brewster, K. A., 2002 : Recent advances in diabatic initialization of a non-hydrostatic numerical model. *CONFERENCE ON WEATHER ANALYSIS AND FORECASTING*, volume 19. AMS, J51–J54. Cité page [20](#).

- Bringi, V. N., V. Chandrasekar et R. Xiao, 1998 : Raindrop axis ratios and size distributions in florida rainshafts : An assessment of multiparameter radar algorithms. *IEEE transactions on geoscience and remote sensing*, **36**(3), 703–715. Cité page 16.
- Bringi, V. et V. Chandrasekar, 2001 : *Polarimetric Doppler weather radar : principles and applications*. Cambridge University Press. Cité page 17.
- Brousseau, P., Y. Seity, D. Ricard et J. Léger, 2016 : Improvement of the forecast of convective activity from the arome-france system. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **142**(699), 2231–2243. Cité page 35.
- Bruggeman, V. D., 1935 : Berechnung verschiedener physikalischer konstanten von heterogenen substanzen. i. dielektrizitätskonstanten und leitfähigkeiten der mischkörper aus isotropen substanzen. *Annalen der physik*, **416**(7), 636–664. Cité page 23.
- Brun, E., E. Martin, V. Simon, C. Gendre et C. Coleou, 1989 : An energy and mass model of snow cover suitable for operational avalanche forecasting. *Journal of Glaciology*, **35** (121), 333–342. Cité page 101.
- Carlin, J. T., A. V. Ryzhkov, J. C. Snyder et A. Khain, 2016 : Hydrometeor mixing ratio retrievals for storm-scale radar data assimilation : Utility of current relations and potential benefits of polarimetry. *Monthly Weather Review*, **144**(8), 2981–3001. Cité page 20.
- Caumont, O., 2007 : *Simulation et assimilation de données radar pour la prévision de la convection profonde à fine échelle*. PhD thesis, fr. Cité page 38.
- , V. Ducrocq, G. Delrieu, M. Gosset, J.-P. Pinty, J. Parent du Châtelet, H. Andrieu, Y. Lemaître et G. Scialom, 2006 : A radar simulator for high-resolution nonhydrostatic models. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **23**(8), 1049–1067. Cité pages 43 et 126.
- , ———, É. Wattrelot, G. Jaubert et S. Pradier-Vabre, 2010 : 1d+ 3dvar assimilation of radar reflectivity data : A proof of concept. *Tellus A : Dynamic Meteorology and Oceanography*, **62**(2), 173–187. Cité pages 20, 43 et 72.
- Chandrasekar, V. et V. Bringi, 1987 : Simulation of radar reflectivity and surface measurements of rainfall. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **4**(3), 464–478. Cité page 20.
- Crum, T. D., R. E. Saffle et J. W. Wilson, 1998 : An update on the nexrad program and future wsr-88d support to operations. *Weather and Forecasting*, **13**(2), 253–262. Cité page 6.
- Delprato, J., 2016 : *Analyse de la stabilité d'impulsion à impulsion des amplificateurs de puissance HEMT GaN pour applications radar en bande S*. PhD thesis, Limoges. Cité page 8.

- Delrieu, G., J. D. Creutin et H. Andrieu, 1995 : Simulation of radar mountain returns using a digitized terrain model. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **12** (5), 1038–1049. Cité page 32.
- , B. Boudevillain, J. Nicol, B. Chapon, P.-E. Kirstetter, H. Andrieu et D. Faure, 2009 : Bollène-2002 experiment : Radar quantitative precipitation estimation in the cévennes–vivaraïs region, france. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **48**(7), 1422–1447. Cité page 95.
- Doviak, R. J. *et al.*, 2006 : *Doppler radar and weather observations*. Courier Corporation. Cité pages 16 et 33.
- Draine, B. T. et P. J. Flatau, 1994 : Discrete-dipole approximation for scattering calculations. *JOSA A*, **11**(4), 1491–1499. Cité page 21.
- Ducrocq, V., I. Braud, S. Davolio, R. Ferretti, C. Flamant, A. Jansa, N. Kalthoff, E. Richard, I. Taupier-Letage, P.-A. Ayral *et al.*, 2014 : Hymex-sop1 : The field campaign dedicated to heavy precipitation and flash flooding in the northwestern mediterranean. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **95**(7), 1083–1100. Cité page 85.
- Durand, Y., E. Brun, L. Merindol, G. Guyomarc’h, B. Lesaffre et E. Martin, 1993 : A meteorological estimation of relevant parameters for snow models. *Annals of glaciology*, **18**, 65–71. Cité page 101.
- , G. Giraud, E. Brun, L. Méridol et E. Martin, 1999 : A computer-based system simulating snowpack structures as a tool for regional avalanche forecasting. *Journal of Glaciology*, **45**(151), 469–484. Cité page 101.
- , M. Laternser, G. Giraud, P. Etchevers, B. Lesaffre et L. Méridol, 2009 : Reanalysis of 44 yr of climate in the french alps (1958–2002) : methodology, model validation, climatology, and trends for air temperature and precipitation. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **48**(3), 429–449. Cité page 94.
- Fabry, F. et I. Zawadzki, 1995 : Long-term radar observations of the melting layer of precipitation and their interpretation. *Journal of the atmospheric sciences*, **52**(7), 838–851. Cité pages 24 et 68.
- et W. Szyrmer, 1999 : Modeling of the melting layer. part ii : Electromagnetic. *Journal of the atmospheric sciences*, **56**(20), 3593–3600. Cité pages 24 et 84.
- Faure, D., G. Delrieu et N. Gaussiat, 2019 : Impact of the altitudinal gradients of precipitation on the radar qpe bias in the french alps. *Atmosphere*, **10**(6), 306. Cité pages 94 et 115.
- Figueras i Ventura, J. et P. Tabary, 2013 : The new french operational polarimetric radar rainfall rate product. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **52**(8), 1817. Cité page 17.
- Foote, G. B. et P. Du Toit, 1969 : Terminal velocity of raindrops aloft. *Journal of Applied Meteorology*, **8**(2), 249–253. Cité page 39.

- Forrester, A., A. Sobester et A. Keane, 2008 : *Engineering design via surrogate modeling : a practical guide*. John Wiley & Sons. Cité page 132.
- Fourrié, N., É. Bresson, M. Nuret, C. Jany, P. Brousseau, A. Doerenbecher, M. Kreitz, O. Nuissier, E. Sevault, H. Bénichou *et al.*, 2015 : Arome-wmed, a real-time mesoscale model designed for the hymex special observation periods. *Geoscientific Model Development Discussions*, **8**(2). Cité page 85.
- Frei, C. et C. Schär, 1998 : A precipitation climatology of the alps from high-resolution rain-gauge observations. *International Journal of Climatology : A Journal of the Royal Meteorological Society*, **18**(8), 873–900. Cité page 94.
- Fujiki, N., D. Geldart et P. Chyylek, 1994 : Effect of air bubbles on radar backscattering by hailstones. *Journal of Applied Meteorology*, **33**(2), 304–308. Cité page 24.
- Fujiyoshi, Y., T. Endoh, T. Yamada, K. Tsuboki, Y. Tachibana et G. Wakahama, 1990 : Determination of a z-r relationship for snowfall using a radar and high sensitivity snow gauges. *Journal of Applied Meteorology*, **29**(2), 147–152. Cité page 11.
- Gans, R., 1912 : Über die form ultramikroskopischer goldteilchen. *Annalen der Physik*, **342**(5), 881–900. Cité page 17.
- Garnett, J. M., 1904 : Colours in metal glasses and in metallic films. *Proceedings of the Royal Society of London*, **73**(488-496), 443–445. Cité page 23.
- Gaussiat, N., H. Sauvageot et A. J. Illingworth, 2003 : Cloud liquid water and ice content retrieval by multiwavelength radar. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **20**(9), 1264–1275. Cité page 20.
- Germann, U. et J. Joss, 2002 : Mesobeta profiles to extrapolate radar precipitation measurements above the alps to the ground level. *Journal of Applied Meteorology*, **41**(5), 542–557. Cité pages 15 et 95.
- , G. Galli, M. Boscacci et M. Bolliger, 2006 : Radar precipitation measurement in a mountainous region. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society : A journal of the atmospheric sciences, applied meteorology and physical oceanography*, **132**(618), 1669–1692. Cité pages 32 et 95.
- Giraud, G. *et al.*, 1992 : Mepra : an expert system for avalanche risk forecasting. *ISSW Proc., Breckenridge, CO, Breckenridge, Colorado, USA*, 4–8. Cité page 101.
- Haase, G. et S. Crewell, 2000 : Simulation of radar reflectivities using a mesoscale weather forecast model. *Water Resources Research*, **36**(8), 2221–2231. Cité page 20.
- Herzogh, P. H. et A. R. Jameson, 1992 : Observing precipitation through dual-polarization radar measurements. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **73**(9), 1365–1376. Cité page 17.
- Hevesi, J. A., A. L. Flint et J. D. Istok, 1992a : Precipitation estimation in mountainous terrain using multivariate geostatistics. part ii : Isohyetal maps. *Journal of applied meteorology*, **31**(7), 677–688. Cité page 94.

- , J. D. Istok et A. L. Flint, 1992b : Precipitation estimation in mountainous terrain using multivariate geostatistics. part i : structural analysis. *Journal of applied meteorology*, **31**(7), 661–676. Cité page [94](#).
- Heymsfield, A. J., S. Y. Matrosov et N. B. Wood, 2016 : Toward improving ice water content and snow-rate retrievals from radars. part i : X and w bands, emphasizing cloudsat. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **55**(9), 2063–2090. Cité page [20](#).
- Hou, A. Y., R. K. Kakar, S. Neeck, A. A. Azarbarzin, C. D. Kummerow, M. Kojima, R. Oki, K. Nakamura et T. Iguchi, 2014 : The global precipitation measurement mission. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **95**(5), 701–722. Cité page [1](#).
- Hufford, G., 1991 : A model for the complex permittivity of ice at frequencies below 1 thz. *International Journal of Infrared and Millimeter Waves*, **12**(7), 677–682. Cité page [22](#).
- Huuskonen, A., E. Saltikoff et I. Holleman, 2014 : The operational weather radar network in europe. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **95**(6), 897–907. Cité page [6](#).
- Illingworth, A., R. Hogan, E. O’connor, D. Bouniol, M. Brooks, J. Delanoë, D. Donovan, J. Eastment, N. Gaussiat, J. Goddard *et al.*, 2007 : Cloudnet : Continuous evaluation of cloud profiles in seven operational models using ground-based observations. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **88**(6), 883–898. Cité page [20](#).
- Johnson, B. T., G. W. Petty et G. Skofronick-Jackson, 2012 : Microwave properties of ice-phase hydrometeors for radar and radiometers : Sensitivity to model assumptions. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **51**(12), 2152–2171. Cité page [23](#).
- Joss, J. et R. Lee, 1995 : The application of radar–gauge comparisons to operational precipitation profile corrections. *Journal of Applied Meteorology*, **34**(12), 2612–2630. Cité page [15](#).
- , A. Waldvogel et C. Collier. Precipitation measurement and hydrology. In *Radar in meteorology*, 577–606. Springer, 1990. Cité pages [15](#) et [95](#).
- Jung, Y., G. Zhang et M. Xue, 2008 : Assimilation of simulated polarimetric radar data for a convective storm using the ensemble kalman filter. part i : Observation operators for reflectivity and polarimetric variables. *Monthly Weather Review*, **136**(6), 2228–2245. Cité pages [20](#) et [78](#).
- , M. Xue et G. Zhang, 2010 : Simulations of polarimetric radar signatures of a supercell storm using a two-moment bulk microphysics scheme. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **49**(1), 146–163. Cité page [21](#).
- Kessler, E., 1969 : *On the distribution and continuity of water substance in atmospheric circulation*. American Meteorological Society. Cité page [40](#).

- Khanal, A. K., G. Delrieu, F. Cazenave et B. Boudevillain, 2019 : Radar remote sensing of precipitation in high mountains : Detection and characterization of melting layer in the grenoble valley, french alps. *Atmosphere*, **10**(12), 784. Cité page 100.
- Kirstetter, P.-E., H. Andrieu, G. Delrieu et B. Boudevillain, 2010 : Identification of vertical profiles of reflectivity for correction of volumetric radar data using rainfall classification. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **49**(10), 2167–2180. Cité page 15.
- Kitchen, M., R. Brown et A. Davies, 1994 : Real-time correction of weather radar data for the effects of bright band, range and orographic growth in widespread precipitation. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **120**(519), 1231–1254. Cité pages 15 et 68.
- Klaassen, W., 1988 : Radar observations and simulation of the melting layer of precipitation. *Journal of the atmospheric sciences*, **45**(24), 3741–3753. Cité page 24.
- Kumjian, M. R., 2013a : Principles and applications of dual-polarization weather radar. part i : Description of the polarimetric radar variables. *Journal of Operational Meteorology*, **1**. Cité page 16.
- , 2013b : Principles and applications of dual-polarization weather radar. part ii : Warm-and cold-season applications. *Journal of Operational Meteorology*, **1**. Cité page 16.
- , 2013c : Principles and applications of dual-polarization weather radar. part iii : Artifacts. *Journal of Operational Meteorology*, **1**. Cité page 16.
- et A. V. Ryzhkov, 2008 : Polarimetric signatures in supercell thunderstorms. *Journal of applied meteorology and climatology*, **47**(7), 1940–1961. Cité page 20.
- , A. P. Khain, N. Benmoshe, E. Ilotoviz, A. V. Ryzhkov et V. T. Phillips, 2014 : The anatomy and physics of z dr columns : Investigating a polarimetric radar signature with a spectral bin microphysical model. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **53**(7), 1820–1843. Cité page 20.
- Kummerow, C., W. S. Olson et L. Giglio, 1996 : A simplified scheme for obtaining precipitation and vertical hydrometeor profiles from passive microwave sensors. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **34**(5), 1213–1232. Cité pages 20, 43, 72, 74 et 128.
- , W. Barnes, T. Kozu, J. Shiue et J. Simpson, 1998 : The tropical rainfall measuring mission (trmm) sensor package. *Journal of atmospheric and oceanic technology*, **15**(3), 809–817. Cité page 1.
- Le Bastard, T., O. Caumont, N. Gaussiat et F. Karbou, 2019 : Combined use of volume radar observations and high-resolution numerical weather predictions to estimate precipitation at the ground : methodology and proof of concept. *Atmospheric Measurement Techniques Discussions*, **2019**, 1–28. Cité pages 43, 64, 72, 74, 85 et 128.

- Liebe, H. J., G. A. Hufford et T. Manabe, 1991 : A model for the complex permittivity of water at frequencies below 1 thz. *International Journal of Infrared and Millimeter Waves*, **12**(7), 659–675. Cité page [22](#).
- Lorenc, A. C., 1986 : Analysis methods for numerical weather prediction. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **112**(474), 1177–1194. Cité page [43](#).
- Maris, M., G. Giraud, Y. Durand, J.-P. Navarre et L. Mérindol, 2009 : Results of 50 years of climate reanalysis in the french pyrenees (1958-2008) using the safran and crocus models. *Proceedings of the International Snow Science Workshop, Davos, Switzerland*, volume 219223. Cité page [94](#).
- Marshall, J. S. et W. M. K. Palmer, 1948 : The distribution of raindrops with size. *Journal of meteorology*, **5**(4), 165–166. Cité page [11](#).
- Marshall, J. et K. Gunn, 1952 : Measurement of snow parameters by radar. *Journal of Meteorology*, **9**(5), 322–327. Cité page [11](#).
- , R. Langille et W. M. K. Palmer, 1947 : Measurement of rainfall by radar. *Journal of Meteorology*, **4**(6), 186–192. Cité pages [1](#) et [6](#).
- , W. Hitschfeld et K. Gunn. Advances in radar weather. In *Advances in geophysics*, volume 2, 1–56. Elsevier, 1955. Cité page [11](#).
- Matrosov, S., Apr 2008 : Assessment of radar signal attenuation caused by the melting hydrometeor layer. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **46**(4), 1039–1047. Cité pages [25](#) et [80](#).
- Matson, R. J. et A. W. Huggins, 1980 : The direct measurement of the sizes, shapes and kinematics of falling hailstones. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **37**(5), 1107–1125. Cité page [81](#).
- Meneghini, R. et L. Liao, 1996 : Comparisons of cross sections for melting hydrometeors as derived from dielectric mixing formulas and a numerical method. *Journal of Applied Meteorology*, **35**(10), 1658–1670. Cité page [24](#).
- Mie, G., 1908 : Beiträge zur optik trüber medien, speziell kolloidaler metallösungen. *Annalen der physik*, **330**(3), 377–445. Cité page [21](#).
- Mishchenko, M. I., L. D. Travis et D. W. Mackowski, 1996 : T-matrix computations of light scattering by nonspherical particles : a review. *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*, **55**(5), 535–575. Cité page [21](#).
- Mitra, S., O. Vohl, M. Ahr et H. Pruppacher, 1990 : A wind tunnel and theoretical study of the melting behavior of atmospheric ice particles. iv : Experiment and theory for snow flakes. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **47**(5), 584–591. Cité pages [81](#) et [84](#).
- Petković, V., C. D. Kummerow, D. L. Randel, J. R. Pierce et J. K. Kodros, 2018 : Improving the quality of heavy precipitation estimates from satellite passive microwave rainfall retrievals. *Journal of Hydrometeorology*, **19**(1), 69–85. Cité page [43](#).

- Pfeifer, M., G. Craig, M. Hagen et C. Keil, 2008 : A polarimetric radar forward operator for model evaluation. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **47**(12), 3202–3220. Cité pages 20 et 21.
- Phillips, V. T., A. Pokrovsky et A. Khain, 2007 : The influence of time-dependent melting on the dynamics and precipitation production in maritime and continental storm clouds. *Journal of the atmospheric sciences*, **64**(2), 338–359. Cité page 82.
- Pinty, J.-P. et P. Jabouille, 1998 : A mixed-phased cloud parameterization for use in a mesoscale non-hydrostatic model : simulations of a squall line and of orographic precipitation. *Proc. Conf. on Cloud Physics, Everett, WA, Amer. Meteor. Soc.* Cité page 38.
- Probert-Jones, J., 1962 : The radar equation in meteorology. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **88**(378), 485–495. Cité page 9.
- Quéno, L., November 2017 : *Potential of kilometer-resolution meteorological forecasts for snowpack modelling in mountainous terrain*. Theses, Université Toulouse 3 Paul Sabatier. Cité page 102.
- Rasmussen, R., V. Levizzani et H. Pruppacher, 1984 : A wind tunnel and theoretical study on the melting behavior of atmospheric ice particles : Iii. experiment and theory for spherical ice particles of radius > 500 μm . *Journal of the Atmospheric Sciences*, **41**(3), 381–388. Cité page 80.
- , M. Dixon, S. Vasiloff, F. Hage, S. Knight, J. Vivekanandan et M. Xu, 2003 : Snow nowcasting using a real-time correlation of radar reflectivity with snow gauge accumulation. *Journal of Applied Meteorology*, **42**(1), 20–36. Cité page 11.
- Rasmussen, R. M. et A. J. Heymsfield, 1987 : Melting and shedding of graupel and hail. part i : Model physics. *Journal of the atmospheric sciences*, **44**(19), 2754–2763. Cité pages 79 et 81.
- Rayleigh, L., 1871 : On the light from the sky, its polarization and colour. *Phil Mag*, **41**, 274. Cité page 20.
- , 1897 : V. on the incidence of aerial and electric waves upon small obstacles in the form of ellipsoids or elliptic cylinders, and on the passage of electric waves through a circular aperture in a conducting screen. *The London, Edinburgh, and Dublin Philosophical Magazine and Journal of Science*, **44**(266), 28–52. Cité page 21.
- , 1899 : Xxxiv. on the transmission of light through an atmosphere containing small particles in suspension, and on the origin of the blue of the sky. *The London, Edinburgh, and Dublin Philosophical Magazine and Journal of Science*, **47**(287), 375–384. Cité page 20.
- Raynaud, L. et F. Bouttier, 2016 : Comparison of initial perturbation methods for ensemble prediction at convective scale. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **142**(695), 854–866. Cité page 38.

- Ryzhkov, A., M. Pinsky, A. Pokrovsky et A. Khain, 2011 : Polarimetric radar observation operator for a cloud model with spectral microphysics. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **50**(4), 873–894. Cité pages 20, 21, 25 et 80.
- , P. Zhang, H. Reeves, M. Kumjian, T. Tschallener, S. Trömel et C. Simmer, 2016 : Quasi-vertical profiles—a new way to look at polarimetric radar data. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **33**(3), 551–562. Cité pages 15 et 104.
- Ryzhkov, A. V., T. J. Schuur, D. W. Burgess et D. S. Zrnic, 2005 : Polarimetric tornado detection. *Journal of applied meteorology*, **44**(5), 557–570. Cité page 18.
- Seity, Y., P. Brousseau, S. Malardel, G. Hello, P. Bénard, F. Bouttier, C. Lac et V. Masson, 2011 : The arome-france convective-scale operational model. *Monthly Weather Review*, **139**(3), 976–991. Cité page 35.
- Seliga, T. A. et V. Bringi, 1976 : Potential use of radar differential reflectivity measurements at orthogonal polarizations for measuring precipitation. *Journal of Applied Meteorology*, **15**(1), 69–76. Cité page 16.
- Seo, D.-J., J. Breidenbach, R. Fulton, D. Miller et T. O’Bannon, 2000 : Real-time adjustment of range-dependent biases in wsr-88d rainfall estimates due to nonuniform vertical profile of reflectivity. *Journal of Hydrometeorology*, **1**(3), 222–240. Cité page 15.
- Sevruk, B. Regional dependency of precipitation-altitude relationship in the swiss alps. In *Climatic change at high elevation sites*, 123–137. Springer, 1997. Cité page 94.
- Sugier, J., J. P. du Chatelet, P. Roquain et A. Smith, 2002 : Detection and removal of clutter and anaprop in radar data using a statistical scheme based on echo fluctuation. *Proceedings of ERAD (2002)*, 17–24. Cité page 31.
- Sun, J., M. Xue, J. W. Wilson, I. Zawadzki, S. P. Ballard, J. Onvlee-Hooimeyer, P. Joe, D. M. Barker, P.-W. Li, B. Golding *et al.*, 2014 : Use of nwp for nowcasting convective precipitation : Recent progress and challenges. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **95**(3), 409–426. Cité page 3.
- Szyrmer, W. et I. Zawadzki, 1999 : Modeling of the melting layer. part i : Dynamics and microphysics. *Journal of the atmospheric sciences*, **56**(20), 3573–3592. Cité page 83.
- Tabary, P., 2007 : The new french operational radar rainfall product. part i : Methodology. *Weather and forecasting*, **22**(3), 393–408. Cité pages 15, 32, 33 et 68.
- , F. Guibert, L. Perier et J. Parent-du Chatelet, 2006 : An operational triple-prt doppler scheme for the french radar network. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **23**(12), 1645–1656. Cité pages 7 et 32.
- Taufour, M., B. Vié, C. Augros, B. Boudevillain, J. Delanoë, G. Delautier, V. Ducrocq, C. Lac, J.-P. Pinty et A. Schwarzenböck, 2018 : Evaluation of the two-moment scheme lima based on microphysical observations from the hymex campaign. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **144**(714), 1398–1414. Cité page 127.

- Uijlenhoet, R., A. Overeem et H. Leijnse, 2018 : Opportunistic remote sensing of rainfall using microwave links from cellular communication networks. *Wiley Interdisciplinary Reviews : Water*, **5**(4), e1289. Cité page 1.
- Vié, B., J.-P. Pinty, S. Berthet et M. Leriche, 2016 : Lima (v1. 0) : A quasi two-moment microphysical scheme driven by a multimodal population of cloud condensation and ice freezing nuclei. *Geoscientific Model Development*, **9**(2), 567–586. Cité pages 39 et 127.
- Vignal, B., H. Andrieu et J. D. Creutin, 1999 : Identification of vertical profiles of reflectivity from volume scan radar data. *Journal of Applied Meteorology*, **38**(8), 1214–1228. Cité page 15.
- Villarini, G. et W. F. Krajewski, 2010 : Review of the different sources of uncertainty in single polarization radar-based estimates of rainfall. *Surveys in Geophysics*, **31**(1), 107–129. Cité pages 2 et 14.
- Waterman, P., 1965 : Matrix formulation of electromagnetic scattering. *Proceedings of the IEEE*, **53**(8), 805–812. Cité page 21.
- Wattrelot, E., O. Caumont et J.-F. Mahfouf, 2014 : Operational implementation of the 1d+ 3d-var assimilation method of radar reflectivity data in the arome model. *Monthly Weather Review*, **142**(5), 1852–1873. Cité page 20.
- Westrelin, S., P. Mériaux, P. Tabary et Y. Aubert, 2012 : Hydrometeorological risks in mediterranean mountainous areas-rhythmme project : Risk management based on a radar network. *ERAD 2012 7th European Conference on Radar in Meteorology and Hydrology*, 6–p. Cité pages 30 et 94.
- Whiton, R. C., P. L. Smith, S. G. Bigler, K. E. Wilk et A. C. Harbuck, 1998 : History of operational use of weather radar by us weather services. part i : The pre-nexrad era. *Weather and Forecasting*, **13**(2), 219–243. Cité page 6.
- Wolfe, J. P. et J. R. Snider, 2012 : A relationship between reflectivity and snow rate for a high-altitude s-band radar. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **51**(6), 1111–1128. Cité page 11.
- Wolfensberger, D. et A. Berne, 2018 : From model to radar variables : a new forward polarimetric radar operator for cosmo. *Atmospheric Measurement Techniques*, **11**(7), 3883–3916. Cité pages 20, 21, 25 et 81.
- Young, C. B., B. R. Nelson, A. A. Bradley, J. A. Smith, C. D. Peters-Lidard, A. Kruger et M. L. Baeck, 1999 : An evaluation of nexrad precipitation estimates in complex terrain. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, **104**(D16), 19691–19703. Cité page 95.
- Yu, N., N. Gaussiat et P. Tabary, 2018 : Polarimetric x-band weather radars for quantitative precipitation estimation in mountainous regions. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **144**(717), 2603–2619. Cité page 95.

- Yuter, S. E. et R. A. Houze Jr, 1995 : Three-dimensional kinematic and microphysical evolution of florida cumulonimbus. part ii : Frequency distributions of vertical velocity, reflectivity, and differential reflectivity. *Monthly weather review*, **123**(7), 1941–1963. Cité page [85](#).
- Zawadzki, I., 1984 : Factors affecting the precision of radar measurements of rain. *22nd conference on radar meteorology, Zurich, Switzerland*, 251–256. Cité pages [2](#) et [15](#).
- Zhang, G., J. Sun et E. A. Brandes, 2006 : Improving parameterization of rain microphysics with disdrometer and radar observations. *Journal of the atmospheric sciences*, **63**(4), 1273–1290. Cité page [20](#).
- Zrnic, D. S. et A. V. Ryzhkov, 1999 : Polarimetry for weather surveillance radars. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **80**(3), 389–406. Cité page [16](#).

