



Contribution à la définition des caractéristiques d'un radar hydrologique urbain. Prév́ision de la pluie à très courte échéance

Brice Boudevillain

► To cite this version:

Brice Boudevillain. Contribution à la définition des caractéristiques d'un radar hydrologique urbain. Prév́ision de la pluie à très courte échéance. Physique [physics]. Université Blaise Pascal - Clermont-Ferrand II, 2003. Français. NNT: . tel-00003248

HAL Id: tel-00003248

<https://theses.hal.science/tel-00003248>

Submitted on 5 Oct 2003

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.

Numéro d'ordre : 1415

UNIVERSITÉ BLAISE PASCAL

(U.F.R. de Recherche Scientifique et Technique)

ECOLE DOCTORALE DES SCIENCES FONDAMENTALES

N° : 378

THÈSE

présentée pour obtenir le grade de

DOCTEUR D'UNIVERSITÉ

Spécialité : Physique de l'atmosphère

par

Brice BOUDEVILLAIN

Diplômé d'Etudes Approfondies

**Contribution à la définition des caractéristiques d'un
radar hydrologique urbain**

Prévision de la pluie à très courte échéance

soutenue publiquement le 21 mars 2003 devant la commission d'examen :

Mme Evelyne RICHARD	Rapporteur
M. Guy DELRIEU	Rapporteur
Mme Andrea FLOSSMANN	Président
Mme Véronique DUCROCQ	Examineur
Mme Jutta THIELEN	Examineur
M. Jacques TESTUD	Examineur
Mme Nadine CHAUMERLIAC	Directeur de thèse
M. Hervé ANDRIEU	Directeur de thèse

THÈSE PRÉPARÉE À LA DIVISION EAU DU
LABORATOIRE CENTRAL DES PONTS-ET-CHAUSSÉES DE NANTES

Remerciements

Mes premiers remerciements s'adressent à Jutta Thielen qui m'a initié à ce sujet passionnant au début de la formation doctorale. Je suis particulièrement reconnaissant envers Hervé Andrieu pour son soutien, sa patience et sa disponibilité tout au long de ces trois années. Je remercie Georges Rimbault pour son accueil à la division Eau du LCPC où j'ai pu préparer ma thèse dans les meilleures conditions. Je souhaite également remercier, au sein du LaMP, Nadine Chaumerliac pour ses conseils et l'aide qu'elle m'a apportée dans les différentes phases de mon travail ainsi que Yves Pointin et Christophe Duroure.

Je tiens à exprimer ma reconnaissance envers Evelyne Richard et Guy Delrieu qui m'ont fait l'honneur de rapporter ce travail et envers les membres du jury qui ont accepté de le juger.

L'évaluation du modèle présentée dans cette thèse n'aurait pu avoir eu lieu sans l'aide de Véronique Ducrocq, Wolfram Wobrock, Georges Scialom et Pierre Tabary. Je remercie toutes ces personnes ainsi qu'Yvon Lemaitre, Jacques Testud et Philippe Bougeault pour leur accueil dans leurs différents laboratoires.

Merci à tout ceux qui m'ont apporté leur aide et leur soutien au cours de ces trois années : je pense notamment à Marc, Christophe, Floriane, les permanents, stagiaires et doctorants du LCPC. Un grand merci à Fabrice, Marie-Laure et Emmanuel pour leur soutien et leur contribution à la qualité et la clarté du document ainsi qu'à Jean-Marc pour la finalisation de ce dernier. Je remercie enfin tout particulièrement Elise pour son soutien tout au long de ces trois années et ma famille pour leurs encouragements et leur aide tout au long de mes études.

Table des matières

Introduction	1
1 Prévision de la pluie à tr� courte échéance	5
1.1 Les systèmes précipitants	5
1.1.1 Processus de microphysique des nuages	6
1.1.2 Formation et développement des systèmes précipitants	9
1.2 Etude expérimentale des systèmes précipitants	11
1.2.1 Pourquoi choisir le radar ?	11
1.2.2 Correction des données radar	13
1.2.3 Conclusion	15
1.3 Méthodes de prévision de la pluie	16
1.3.1 Echelles et méthodes de prévision	16
1.3.2 Modèles numériques de prévision météorologique	18
1.3.3 Méthodes d'extrapolation fondées sur l'imagerie radar	20
1.3.4 Modèles conceptuels	23
1.3.5 Méthodes statistiques et probabilistes	24
1.4 Conclusion	25
2 Mesure du VIL par radar	27
2.1 Introduction	27
2.2 Démarche de l'étude	29
2.3 Modélisation des profils verticaux du facteur de réflectivité et du contenu en eau précipitante	30
2.3.1 Hypothèses du modèle	30

2.3.2	Facteur de réflectivité radar et contenu en eau précipitante	32
2.3.3	Profil vertical de la masse volumique des précipitations	33
2.3.4	Profil vertical de l'indice complexe de réfraction	34
2.3.5	Profil vertical des paramètres de la distribution des particules	35
2.3.6	Mesure du VIL par radar	36
2.3.7	Résumé du modèle	36
2.4	Estimation des erreurs de mesure sur les profils de référence	37
2.4.1	Influence des conditions d'exploitation du radar	40
2.4.2	Influence des conditions météorologiques	40
2.5	Proposition d'une méthode de mesure alternative	43
2.6	Évaluation des méthodes de mesure du VIL sur des PVR réels	45
2.6.1	Présentation des profils verticaux réels	45
2.6.2	Évaluation des méthodes de mesure du VIL	47
2.7	Conclusion	51
3	Restitution du champ des vitesses horizontales à partir des données d'un radar Doppler	53
3.1	Introduction	53
3.2	Méthodes de restitution de la vitesse par radar Doppler	54
3.2.1	Approches mono-Doppler	54
3.2.2	Approches multi-Doppler	56
3.2.3	Quelle méthode pour RadVil ?	57
3.3	Méthode proposée pour la restitution du champ des vitesses horizontales .	57
3.3.1	Principe	57
3.3.2	Le filtre de Kalman	58
3.3.3	Application du filtre pour la restitution du champ des vitesses ho- rizontales	64
3.3.4	Optimisation de la méthode de restitution	68
3.4	Évaluation de la méthode de restitution proposée	69
3.4.1	Démarche de l'évaluation	69
3.4.2	Simulation des données radar	69
3.4.3	Résultats de l'évaluation	72

3.5	Conclusion	75
4	Le modèle de prévision RadVil	77
4.1	Formulation de la méthode de prévision	78
4.1.1	Équation de bilan et loi de comportement	78
4.1.2	Variables et processus décrits	80
4.1.3	Le terme de puits	82
4.1.4	Le terme source	82
4.1.5	Le temps de réponse	84
4.1.6	La vitesse d'advection	86
4.2	Principe de fonctionnement	88
4.2.1	Phase d'initialisation	88
4.2.2	Phase de prévision	89
4.3	Conditions d'application de RadVil	91
4.4	Conclusion	92
5	Évaluation de RadVil avec des données radar simulées	93
5.1	Introduction	93
5.2	Démarche de l'étude	95
5.3	Présentation des modèles météorologiques méso-échelle	97
5.3.1	Généralités	97
5.3.2	Équations générales d'évolution de l'atmosphère	98
5.3.3	Initialisation et conditions aux limites	99
5.3.4	Paramétrisations	99
5.4	Situations météorologiques étudiées	100
5.4.1	L'évènement convectif du 4 août 1994 sur le bassin parisien par le modèle Meso-NH	100
5.4.2	L'évènement convectif dans le sud-est de la France du 6 octobre 2001 par le modèle de Clark	101
5.5	Simulation des données radar	103
5.5.1	Simulation du facteur de réflectivité radar vrai	104
5.5.2	Simulation du facteur de réflectivité radar apparent	106

5.5.3	Mesure du taux précipitant et du VIL	106
5.6	Étude statistique des variables de RadVil	107
5.6.1	Caractéristiques et répartition des valeurs	108
5.6.2	Auto-corrélation spatiale	110
5.6.3	Auto-corrélation temporelle	112
5.7	Application de RadVil aux données radar simulées	113
5.8	Résultats	114
5.8.1	Évaluation de RadVil par rapport au modèle d'advection	117
5.8.2	Évaluation des versions de RadVil entre elles	117
5.9	Conclusion	118
6	Évaluation de RadVil avec des données radar réelles	119
6.1	Le programme MAP	120
6.2	Les mesures et les évènements choisis	121
6.2.1	L'évènement de type convectif du 17 septembre 1999	121
6.2.2	L'évènement de type stratiforme du 24 octobre 1999	123
6.3	Qualité des images radar et traitement des données	125
6.3.1	Difficultés liées au relief des Alpes	125
6.3.2	Application de la méthode alternative de mesure du VIL	127
6.4	Étude statistique des variables de RadVil	128
6.4.1	Caractéristiques et répartition des valeurs	128
6.4.2	Auto-corrélation spatiale	129
6.4.3	Auto-corrélation temporelle	131
6.5	Résultats de l'évaluation	132
	Conclusion	137
	Bibliographie	140

Table des figures

1.1	Schéma des principaux processus de microphysique des nuages	7
1.2	Précision des prévisions de la pluie selon l'échelle spatiale et temporelle et le type de modèle utilisé	17
2.1	Méthode adoptée pour l'estimation des erreurs de mesure du VIL par radar	29
2.2	Profils verticaux de référence	38
2.3	Erreurs de mesure du VIL pour les profils théoriques des cas stratiforme et convectif en fonction des conditions météorologiques et de mesure radar. .	41
2.4	Profils verticaux du contenu en eau de référence dans les cas stratiforme et convectif	42
2.5	Erreur de mesure du VIL pour le profil théorique des cas stratiforme et convectif lorsque les méthodes classique et alternative sont utilisées	46
2.6	Erreurs de mesure du VIL pour les profils réels de type convectif à 30, 60 et 90 km	48
2.7	Erreurs de mesure du VIL pour les profils réels de type stratiforme à 30, 60 et 90 km	49
3.1	Principe de fonctionnement du filtre de Kalman utilisé	61
3.2	Démarche de l'évaluation de la méthode de restitution	70
3.3	Simulation des données radar à partir des variables issues d'un modèle numérique de prévision météorologique	71
3.4	Évaluation qualitative de la méthode de restitution	76
4.1	Schéma du modèle conceptuel RadVil	79
5.1	Démarche de l'évaluation de RadVil avec données radar simulées	95

5.2	Topographie du domaine sur lequel le modèle Mésos-NH a été utilisé	101
5.3	Champs de précipitation au sol calculés à partir des données radar simulées	
	- Situation du 4 août 1994	102
5.4	Topographie du domaine sur lequel le modèle de Clark a été utilisé	103
5.5	Radio-sondage de Nîmes du 6 octobre 2001 à 12h	104
5.6	Champs de précipitation au sol calculés à partir des données radar simulées	
	- Situation du 6 octobre 2001	105
5.7	Répartition des valeurs du temps de réponse en fonction de la méthode de	
	mesure du VIL pour les situations des 04 août 1994 et 06 octobre 2001 . .	109
5.8	Coefficient d'auto-corrélation spatiale de la pluie, du VIL et du temps de	
	réponse pour les situations du 04 août 1994 et du 06 octobre 2001	111
5.9	Coefficient d'auto-corrélation temporelle de la pluie, du VIL, du temps de	
	réponse et du terme source pour les situations du 04 août 1994 et du 06	
	octobre 2001	113
5.10	Comparaison des performances de RadVil et du modèle d'advection en	
	prévision instantanée pour la situation du 4 août 1994	115
5.11	Comparaison des performances de RadVil et du modèle d'advection en	
	prévision instantanée pour la situation du 6 octobre 2001	116
6.1	Topographie du domaine sur lequel RadVil est évalué	121
6.2	Radio-sondage de Milan du 17 septembre 1999 à 12h	123
6.3	Champs de précipitation au sol estimé à partir des images radar du Monte-	
	Lema le 17 septembre 1999	124
6.4	Radiosondage de Milan du 24 octobre 1999 à 00h	125
6.5	Champs de précipitation au sol estimé à partir des images radar du Monte-	
	Lema le 24 octobre 1999	126
6.6	Répartition des valeurs du temps de réponse en fonction de la méthode de	
	mesure du VIL pour les situations des 17 septembre et 24 octobre 1999 . .	129
6.7	Coefficient d'auto-corrélation spatiale de la pluie, du VIL et du temps de	
	réponse pour les situations des 17 septembre et 24 octobre 1999	131

6.8	Coefficient d'auto-corrélation temporelle de la pluie, du VIL, du temps de réponse et du terme source pour les situations des 17 septembre et 24 octobre 1999	132
6.9	Comparaison qualitative des performances de RadVil et du modèle d'advection en prévision instantanée pour la situation du 17 septembre 1999 de 22h15 pour 22h45	133
6.10	Comparaison des performances de RadVil et du modèle d'advection en prévision instantanée pour la situation du 17 septembre 1999	134
6.11	Comparaison des performances de RadVil et du modèle d'advection en prévision instantanée pour la situation du 24 octobre 1999	135

Liste des tableaux

2.1	Valeurs des paramètres définissant les deux profils verticaux de référence de DGG et leurs valeurs de VIL correspondantes	39
2.2	Valeur du pic du facteur de réflectivité en fonction du facteur de densité pour le profil de référence de type stratiforme	43
2.3	Erreur relative moyenne de mesure du VIL obtenue avec les méthodes classique et alternative pour les profils de type convectif et stratiforme	50
2.4	Ecart-type des erreurs de mesure du VIL obtenues avec les méthodes classique et alternative pour les profils de type convectif et stratiforme	50
3.1	Performance de la méthode de restitution en fonction des valeurs des écarts-types de la distribution des erreurs de mesure et de modélisation (non définis physiquement)	72
3.2	Idem au tableau 3.1 si la mesure de la vitesse radiale est bruitée	73
3.3	Idem au tableau 3.1 si la mesure de la vitesse radiale est bruitée et le modèle d'advection est désactivé.	74
3.4	Performance de la méthode de restitution lorsque les écarts-types de la distribution des erreurs sont caractérisés ou non physiquement	74
3.5	Performance de la méthode de restitution lorsqu'elle est optimisée	75
5.1	Méthodes de mesure du VIL	94
5.2	Caractéristiques du radar virtuel	106
5.3	Caractéristiques des variables de RadVil pour la situation du 04 août 1994	108
5.4	Idem au tableau 5.3 pour la situation du 06 octobre 2001	109
6.1	Caractéristiques du radar du Monte-Lema	122

6.2	Caractéristiques des variables de RadVil pour la situation du 17 septembre 1999	130
6.3	Idem au tableau 6.2 pour la situation du 24 octobre 1999	130

Signification des symboles et des abréviations

a : angle d'azimut

a_n et b_n : coefficient de Mie

CAPE : énergie convective potentielle disponible [J kg^{-1}]

CC : coefficient de corrélation

D : diamètre des gouttes ou diamètre équivalent des particules non sphériques [m]

DGG : distribution granulométrique des gouttes

E : espérance mathématique

e : degré de givrage

$\mathcal{E}^E$ et $\mathcal{E}^P$: erreur d'estimation et erreur de prédiction

ER : erreur relative

$\mathbf{F}$: force de frottement [N]

f_{inc} : fraction volumique des inclusions

f_m : fraction massique d'eau liquide

$\mathbf{H}$: matrice de transition entre les vecteurs d'état et de mesure

h , h_{sol} , h_c et h_t : altitude, altitude au sol, au niveau de condensation et au sommet des nuages [m]

h_{iso0} et h_{min} : altitude de l'isotherme 0°C et de la base de la couche de fusion [m]

inc (indice) : inclusion

K : facteur diélectrique

$\mathbf{K}$ et $\mathbf{k}$: gain du filtre et matrice de pondération

M : contenu en eau [kg m^{-3}]

m : indice complexe de réfraction

mat (indice) : matrice

MAP : Mesoscale Alpine Program

$N(D)$: nombre de gouttes dont le diamètre est compris entre D et $D + dD$ par unité de volume [m^{-4}]

N_0 : ordonnée à l'origine de la droite représentant la DGG lorsqu'elle est de type exponentielle¹ [m^{-4}]

Nash : critère de Nash

P : terme puits [$\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$] ou intensité des précipitations [mm h^{-1}]

p : pression atmosphérique [Pa]

$\mathbf{P}^E$ et $\mathbf{P}^E$: matrice de covariance du vecteur d'état estimé et prédit

POI : période d'observations intensives

PVC / PVS : profil vertical de type convectif / stratiforme

PVCE : profil vertical du contenu en eau

PVR : profil vertical du facteur de réflectivité radar

$\mathbf{Q}$: matrice de covariance des erreurs du modèle

q_l , q_s et q_v : rapport de mélange en eau sous forme liquide, solide et vapeur

$\mathbf{R}$: matrice de covariance des erreurs de mesure

R : intensité des précipitations [mm h^{-1}]

r_{cc} : coefficient de corrélation entre le champ de vitesse radiale mesurée et le champ des vitesses horizontales déterminées par corrélation croisée et projeté sur les axes des radiales

r_p : coefficient de corrélation entre le champ de vitesse radiale mesurée et le champ des vitesses horizontales prédites par le modèle et projeté sur les axes des radiales

RMSE (root mean square error) : erreur quadratique moyenne

S : terme source [$\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$]

s : angle de site

T : température [$^{\circ}\text{C}$]

T (exposant) : transposée (mathématique)

t : temps [s]

$\mathbf{V}$: vecteur vitesse [m s^{-1}]

¹ $N(D)=N_0e^{-\Lambda D}$

$\mathbf{v}$: vecteur des erreurs de mesure

v_{ccr} : composante radiale de la vitesse déterminée par la méthode de corrélation croisée [m s⁻¹]

v_{ccx} et v_{ccy} : composantes horizontales de la vitesse déterminée par la méthode de corrélation croisée [m s⁻¹]

v_{ex} et v_{ey} : composantes horizontales de la vitesse estimée [m s⁻¹]

v_l : vitesse limite de chute des gouttes [m s⁻¹]

v_{pr} : composante radiale de la vitesse prédite [m s⁻¹]

v_{px} et v_{py} : composantes horizontales de la vitesse prédite [m s⁻¹]

v_r : composante radiale de la vitesse [m s⁻¹]

v_{refx} , v_{refy} et v_{refz} : composantes de la vitesse de référence [m s⁻¹]

v_x , v_y et v_z : composantes de la vitesse selon les directions ouest->est, sud->nord et vers le haut [m s⁻¹]

VAD : Velocity Azimuth Display

VIL : contenu en eau (liquide) intégré verticalement [kg m⁻²]

VVP : Volume Velocity Processing

$\mathbf{w}$: vecteur des erreurs de modélisation

$\mathbf{X}$, $\mathbf{X}^P$ et $\mathbf{X}^E$: vecteur d'état, vecteur d'état prédit et estimé

$\mathbf{Y}$: vecteur des mesures

Z : facteur de réflectivité radar [mm⁶m⁻³ ou dBZ]²

Z_{app} : facteur de réflectivité radar apparent [mm⁶m⁻³ ou dBZ]

α , β et γ : paramètres du filtre de Kalman

α_{VD} et β_{VD} : constantes de la relation entre la vitesse limite de chute des gouttes en fonction de leur diamètre

Γ : fonction gamma

γ_z : gradient adiabatique de l'air sec [°C km⁻¹]

Δf : décalage de fréquence [Hz]

Θ_0 : ouverture du faisceau à -3 dB

Λ : pente de la droite représentant la DGG lorsqu'elle est de type exponentielle [m⁻¹]

λ : longueur d'onde [m]

² $Z(\text{dBZ})=10 \log[Z(\text{mm}^6\text{m}^{-3})]$

ρ : masse volumique de l'air [kg m^{-3}]

ρ_l , ρ_s et ρ_g : masse volumique de l'eau liquide, de la neige et de la glace [kg m^{-3}]

σ : écart-type

σ_R : section efficace de rétrodiffusion [m^2]

τ : temps de réponse [s]

Φ : matrice de transition temporelle du vecteur d'état

Ω : vitesse angulaire de rotation de la Terre [rad s^{-1}]

Introduction générale

La mesure et la prévision des précipitations pour l'hydrologie en milieu urbain constituent les principaux objectifs de ces travaux de thèse. La réponse d'un bassin versant se caractérise par son temps de réponse qui correspond au décalage entre une impulsion pluvieuse et le pic de débit qu'elle provoque. Ce temps de réponse dépend de la superficie du bassin versant, de sa pente, et d'un certain nombre de paramètres physiques comme la nature et l'état initial des bassins. Les bassins versants urbains, fortement imperméabilisés, et les bassins situés en zone montagneuse réagissent très vite aux précipitations : leur temps de réponse peut être extrêmement court (de moins d'une heure à deux heures environ). Contenu de la brièveté du temps de réponse, l'anticipation de l'évolution des débits implique l'anticipation des précipitations.

Dans les villes où une partie du réseau d'assainissement d'eaux usées est commune au réseau d'eaux pluviales, les stations d'épuration sont incapables de traiter la totalité du volume d'eau lors de précipitations intenses. Une solution consiste à stocker une partie du ruissellement dans des bassins d'orage. La prise de décision concernant la sécurité des personnes et la gestion des systèmes d'assainissement sur les bassins versants à risque requièrent la prévision de la pluie. Deux niveaux d'exigence sont distingués. Dans un premier temps, une information qualitative de la pluie environ une heure avant l'événement suffit pour mettre en alerte le personnel d'astreinte et les moyens de protection civile. Ensuite, à des échéances plus courtes, une prévision quantitative à l'échelle spatiale des bassins versants surveillés et à une échelle temporelle proche de leur temps de réponse est souhaitable. Ces échelles sont proches de la résolution offerte aujourd'hui par le radar météorologique, outil d'estimation mais aussi de prévision des précipitations.

Les radars météorologiques actuellement utilisés ne sont pas toujours adaptés aux besoins de l'hydrologie urbaine. Ils sont parfois trop éloignés des zones surveillées ou

n’offrent pas la résolution et la liberté d’exploitation souhaitée. Les radars de configuration légère utilisant des longueurs d’onde courtes (bande X par exemple) ont l’avantage de pouvoir être placés à proximité de la zone d’intérêt et d’offrir une meilleure résolution pour un coût modéré. Ils ont surtout l’avantage de laisser à l’utilisateur une grande souplesse d’utilisation. C’est pourquoi ils sont adaptés aux besoins de l’hydrologie urbaine. Pour ces radars légers, la valorisation de paramètres actuellement peu utilisés comme l’information Doppler et l’auscultation volumique est plus facilement envisageable que pour les radars de configuration plus lourde. Les radar volumiques et Doppler décrivent la microphysique et la dynamique des systèmes précipitants. Ils pourraient donc apporter des informations utiles à la prévision de la pluie.

L’objectif de cette thèse est d’apporter une contribution à l’interprétation des données d’un radar local pour la prévision de la pluie à très courte échéance. Elle a pour but de répondre à ces questions : si un radar à auscultation volumique et Doppler était utilisé,

- quelle pourrait être la formulation d’un modèle de prévision fondé sur ses données ?
- comment interpréter ses informations pour qu’elles soient utiles dans ce modèle de prévision et quels traitements doivent-elles subir pour assurer leur crédibilité ?

Il s’agit donc d’évaluer l’intérêt de l’information volumique et Doppler pour la prévision de la pluie à très courte échéance. Il s’agit également de développer des méthodes de prévision qui s’appuient uniquement sur des données disponibles.

Le document s’articule autour de ces deux points. Le chapitre 1 rappelle d’abord brièvement les processus de formation de la pluie et les caractéristiques de différentes situations météorologiques donnant lieu à des précipitations. Il passe ensuite en revue les moyens d’observation et les méthodes de prévision basées partiellement ou totalement sur l’imagerie radar. Il justifie enfin le choix de la méthode de prévision retenue. Ce choix est motivé par les contraintes de l’hydrologie en milieu urbain exposées précédemment. La méthode de prévision retenue dans la suite du document, nommée RadVil, est une méthode d’extrapolation fondée sur les images radar. Elle repose sur une composante microphysique et une composante d’advection. L’exploitation des données radar volumiques permet l’estimation de la composante microphysique de RadVil : le contenu en eau intégré verticalement (VIL). Le chapitre 2 traite de l’estimation du VIL par radar. Il constate les erreurs liées aux méthodes de mesure actuelles et propose une alternative. Le chapitre 3

est consacré à la restitution du champ des vitesses horizontales qui pourrait constituer une information utile pour la composante d'advection de RadVil. Une méthode de restitution est proposée et testée.

Le modèle de prévision RadVil fait l'objet du quatrième chapitre dans lequel sa formulation est présentée et critiquée. Il est ensuite évalué dans le chapitre 5 avec des données simulées de façon à mettre en évidence l'intérêt des données volumiques et la manière dont elles sont interprétées. Dans ce chapitre, une étude statistique des variables du modèle est entreprise afin de vérifier la validité de ses hypothèses et de mieux comprendre son fonctionnement. Suite à cette étude de faisabilité numérique, de véritables données radar sont employées dans le chapitre 6 pour valider la méthode de prévision proposée.

Chapitre 1

Prévision de la pluie à très courte échéance

Ce document concerne la prévision de la pluie à très courte échéance pour des applications en hydrologie urbaine. L'objectif de ce chapitre introductif est de choisir, parmi les moyens d'observation et les méthodes de prévisions existants, ceux qui seraient les plus adaptés à ces types d'applications. L'échelle spatiale et temporelle constitue un élément décisif dans le choix des moyens de mesure et de prévision. C'est pourquoi la notion d'échelle sera présente tout au long de ce chapitre. Nous aborderons en premier lieu les mécanismes de formation et de développement des précipitations. Puis les situations météorologiques propices à leur formation seront exposées. Nous ferons ensuite le point sur les moyens d'observation et les différentes techniques de prévision afin de retenir celles qui semblent les plus adaptées à l'hydrologie en milieu urbain.

1.1 Les systèmes précipitants

Différents types d'événements pluvieux intéressent les hydrologues et peuvent être distingués selon leur intensité, leur extension horizontale et verticale ainsi que la variabilité des précipitations qu'ils engendrent. Même si la distinction entre les événements n'est pas évidente, on peut toutefois discerner deux situations typiques :

- les situations de pluies stratiformes caractérisées par des champs de précipitations de grande extension horizontale, de faible extension verticale et par une faible variabilité

spatiale et temporelle des intensités de pluie.

- les situations de pluies convectives caractérisées par des champs de précipitations de plus grande extension verticale et par une forte variabilité spatiale et temporelle des intensités de pluie.

Les situations de type stratiforme sont caractérisées par les précipitations observées au passage des fronts chauds et parfois à l’arrière des systèmes convectifs de méso-échelle ainsi que par les pluies liées à l’orographie. Du fait de leur grande extension horizontale et la faible variabilité spatiale des pluies qu’elles génèrent, ces situations sont relativement faciles à prévoir et donc moins redoutées. Toutefois, elles peuvent se produire sur de longues périodes et alors présenter un véritable danger. Les précipitations de type convectif sont beaucoup plus difficiles à prévoir en raison de leur grande variabilité spatiale et temporelle. Elles doivent donc être décrites à plus petite échelle.

Les précipitations résultent de phénomènes microphysiques complexes qui sont encore partiellement connus, notamment ceux concernant la phase glace. Ce paragraphe résume les processus de formation et d’évolution des précipitations.

1.1.1 Processus de microphysique des nuages (figure 1.1)

Formation des hydrométéores

L’atmosphère est composée d’azote, d’oxygène et d’autres gaz rares tels que l’argon ou le dioxyde de carbone. Elle contient également de l’eau sous plusieurs formes (liquide, solide et vapeur) et divers poussières en suspension (débris végétaux, minéraux, bactéries) appelées aérosols. La thermodynamique de l’atmosphère indique que la concentration maximale de l’air en vapeur d’eau ne peut excéder une limite qui dépend de la température et de la pression. Lorsque cette limite est dépassée, il y a alors liquéfaction ou condensation solide. Cette transformation nécessite généralement la présence d’aérosols hygroscopiques¹ jouant le rôle de noyaux de condensation. Le changement d’état de l’eau peut être lié à un refroidissement ou une détente de l’air, une augmentation de la concentration en vapeur d’eau ou bien une combinaison de ces différents phénomènes. La condensation se caractérise dans l’atmosphère par l’apparition d’un ensemble de gouttelettes ou de

¹substances dont les caractéristiques physiques peuvent changer sensiblement en présence de vapeur d’eau.

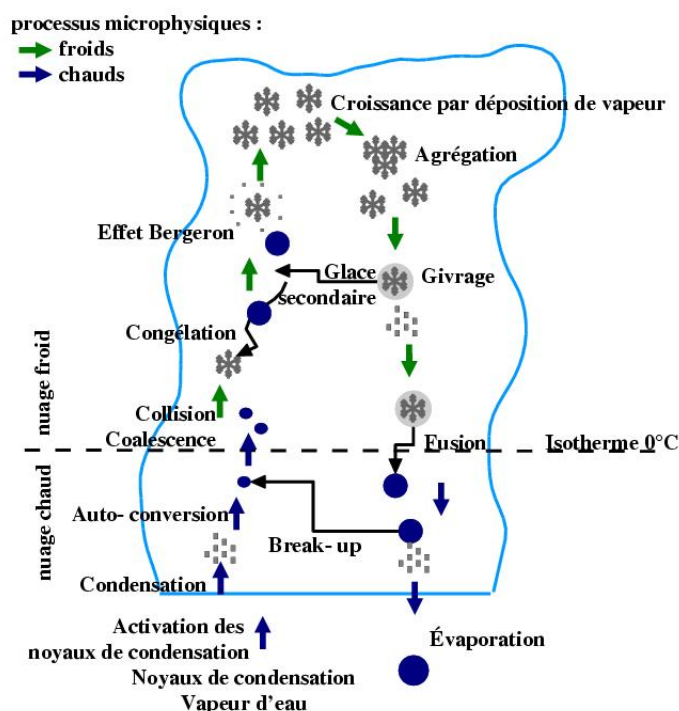


FIG. 1.1 – Schéma des principaux processus de microphysique des nuages

particules d'eau gelée microscopiques en suspension dans l'air. Lorsque les particules sont encore suffisamment petites pour être entraînées par le milieu environnant, elles sont qualifiées de «nuage». Lorsqu'elles sont devenues suffisamment grosses pour tomber sous l'effet de leur poids, on parle alors de «précipitations». La taille limite entre gouttes et gouttelettes se situe autour de $50\ \mu\text{m}$.

Développement des précipitations

Une fois les gouttelettes et particules formées, leur taille encore microscopique peut augmenter selon deux processus : soit par effet Bergeron, soit par collision et coalescence. L'effet Bergeron ([Cotton et Anthes, 1989](#)) représente la croissance des particules de glace au dépend des gouttelettes d'eau liquide par transfert de vapeur. L'accroissement par collision et coalescence ([Pruppacher et Klett, 1978](#)) s'explique par la différence de vitesse de chute des particules. Elle regroupe différents processus responsables de la formation des précipitations. Tout d'abord, l'auto-conversion se définit par la collision de deux particules nuageuses donnant naissance à une particule précipitante. L'accrétion est ensuite

le phénomène par lequel une particule précipitante capture et entraîne dans sa chute une particule nuageuse. Pour les flocons de neige, le terme agrégation est plutôt employé. Enfin, les particules trop grosses pour rester stables éclatent. Le nom anglais «break-up» est souvent utilisé pour définir ce phénomène d'éclatement. Lors de la chute, les conditions de pression et de température changent et peuvent être propices à l'évaporation des gouttes d'eau.

Les effets de givrage et de congélation

La présence d'eau surfondue dans les nuages de glace donne lieu à des phénomènes producteurs de grésil (par givrage) ou de grêle (par congélation). Le givrage est le phénomène par lequel des gouttelettes d'eau surfondues gèlent au contact des particules en phase glace tandis que le phénomène de congélation traduit le fait que l'eau surfondue gèle autour d'une gouttelette d'eau liquide.

Grâce aux mesures effectuées par les radars à diversité de polarisation, on comprend aujourd'hui un peu mieux comment se développent les fortes précipitations dans les orages. Les observations montrent que la disparition des gouttelettes nuageuses surfondues coïncide avec l'apparition des premières particules de grêle et de grésil (Zeng et al., 2001). Le contact entre les gouttelettes nuageuses surfondues et les gouttes de pluie entraînées par les courants ascendants serait à l'origine de la formation très rapide de la grêle et du grésil (Smith et al., 1999).

Schémas microphysiques

L'ensemble des processus de formation et de développement des hydrométéores sont décrits par des schémas microphysiques plus ou moins simplifiés.

L'approche la plus complète mais aussi la plus lourde à mettre en oeuvre est l'approche spectrale. Appelée aussi «approche détaillée», elle décrit les processus d'autoconversion, d'accrétion, d'auto collection (collision entre petites et grosses gouttes), d'évaporation et de sublimation sur la population des particules réparties par classe de taille. Elle ne fait donc aucune hypothèse sur la distribution granulométrique des gouttes et des gouttelettes. L'approche détaillée prédit le nombre de gouttes et le rapport de mélange pour chaque classe.

Parmi les schémas microphysiques simplifiés, les plus couramment utilisés sont ceux de Kessler et de Berry-Reinhardt. Le schéma empirique de Kessler (1969) suppose que la distribution granulométrique des gouttes et des gouttelettes est de type exponentielle selon la formulation de Marshall-Palmer (1948). L'eau liquide est considérée dans ce cas sous deux formes : précipitante ou nuageuse. Ce schéma prédit uniquement les rapports de mélange en décrivant les processus d'autoconversion, d'accrétion, d'évaporation et de sublimation. Le schéma de Kessler est bien adapté aux pluies modérées et moins aux pluies faibles qu'il a tendance à sur-estimer. Pour les pluies plus faibles, le schéma théorique de Berry-Reinhardt (1974) lui est préféré. Ce dernier considère que la distribution granulométrique suit une loi log-normale et prédit, en plus des rapports de mélange, le nombre des gouttes. Il prend en compte le processus d'auto-collection.

Dans ces modèles, la phase glace n'est pas prise en compte. Le schéma de Koenig et Murray (1976) est une extension du schéma de Kessler dans lequel deux types de glace s'ajoutent à l'eau nuageuse et précipitante. Le premier type de glace comprend les cristaux formés par nucléation homogène et hétérogène. Le second correspond à la glace formée par givrage. Le développement des deux catégories est décrit par la paramétrisation de la diffusion, sublimation, accrétion et fusion.

1.1.2 Formation et développement des systèmes précipitants

Les processus de formation des précipitations et de leur évolution ont jusqu'ici été présentés à l'échelle de la goutte et de la particule. Nous nous plaçons maintenant à une plus grande échelle en nous intéressant à la formation des systèmes précipitants.

Conditions nécessaires au déclenchement de la convection

Comme il a été précisé précédemment, les ingrédients nécessaires pour provoquer la condensation peuvent être un refroidissement isobare, une détente adiabatique, une augmentation de la quantité de vapeur d'eau ou une combinaison de ces trois phénomènes. Ces conditions sont généralement provoquées par la convection, qu'elle soit de grande ou de petite échelle.

Calas (1997) propose une description détaillée des systèmes convectifs et une classification sur notre continent ([Schuesser et al., 1995](#)). Il aborde également le problème du

déclenchement des systèmes convectifs et les facteurs de leur organisation. Selon lui, trois ingrédients sont nécessaires pour la déclencher : l'instabilité, la présence d'humidité dans les basses couches de l'atmosphère et l'existence d'un mécanisme de soulèvement. Cependant l'auteur conclut que, bien que les trois ingrédients soient nécessaires, il est difficile de quantifier quelles valeurs de l'un ou de la combinaison de ces facteurs sont suffisantes pour déclencher la convection.

Ces facteurs sont fortement liés à ceux de la condensation. L'instabilité facilite l'ascendance ; l'air peut être alors amené à se détendre de façon adiabatique. Les mécanismes de soulèvement et la présence d'humidité dans les basses couches tendent à augmenter de façon significative la quantité de vapeur d'eau.

Situations propices à la convection et systèmes engendrés aux différentes échelles

A très grande échelle, la confrontation entre des masses d'air de différentes natures engendre le soulèvement de l'une des deux masses d'air et la formation d'une perturbation. Il s'agit des systèmes dépressionnaires classiques composés généralement par une première zone d'air chaud marquée par une couche nuageuse étendue et faiblement pluvieuse suivie d'une zone plus froide caractérisée par la formation de nuages cumuliformes donnant des averses localisées. Le soulèvement complet de la masse d'air chaud par la masse d'air froid entraîne des précipitations modérées mais pas systématiquement localisées.

La convection à moyenne échelle est souvent favorisée par une combinaison de phénomènes propres à l'échelle synoptique et à la méso-échelle ([Doswell, 1987](#)). A titre d'exemple, Ducrocq et al. (1998) distinguent pour la France trois situations synoptiques favorables :

- une situation frontale ou pré-frontale lors de laquelle une des deux masses d'air en confrontation se retrouve soulevée en altitude ;
- le déplacement, de la péninsule ibérique vers le golfe de Gascogne, d'une goutte froide dans laquelle de l'air froid en altitude provoque une instabilité importante ;
- une situation convective liée à l'évolution diurne et/ou la préexistence de systèmes plus ou moins lointains.

Ces situations peuvent engendrer des systèmes de grande extension verticale et s'étendent

sur plusieurs centaines de kilomètres sur l'horizontale. On peut observer dans ces systèmes à la fois des régions où les précipitations sont intenses et localisées et d'autres où les précipitations sont faibles et étendues.

Les conditions propices à la convection aux plus petites échelles peuvent donner lieu à des orages plus localisés, mono-cellulaires ou multi-cellulaires et entraîner des précipitations fortes et extrêmement localisées.

Les systèmes précipitants ont ainsi des caractéristiques très variées. L'intensité et la variabilité de leur précipitation dépendent de l'échelle à laquelle ils sont initiés, des conditions météorologiques et du terrain sur lequel ils se développent. La suite de ce chapitre présente, pour différentes échelles, les méthodes d'observation et de prévision des systèmes précipitants.

1.2 Etude expérimentale des systèmes précipitants

Les situations météorologiques décrites précédemment sont des situations à risque du point de vue hydrologique car elles génèrent soit des précipitations assez importantes sur de grandes surfaces, soit des précipitations extrêmement importantes et localisées.

1.2.1 Pourquoi choisir le radar ?

Les moyens d'observation se complètent pour caractériser les systèmes à leurs différents stades d'évolution. Il est possible de connaître l'état des basses couches de l'atmosphère à l'aide des mesures in situ (température, pression, humidité, rayonnement, force et direction du vent) des stations météorologiques au sol. Les mesures effectuées par radiosondage fournissent également des renseignements sur la masse d'air et notamment sur sa stabilité. La résolution de ces observations est faible : elles sont fournies au pas de temps horaire par les stations météorologiques automatiques et, par exemple en France, par 7 radiosondages. L'ensemble de ces mesures ne renseigne pas directement sur les systèmes précipitants mais plutôt sur le risque de convection ou l'approche d'une zone de pluie.

Les mesures effectuées à distance par satellite météorologique géostationnaire permettent d'observer la couverture nuageuse et son déplacement. L'imagerie infra-rouge satellite permet également d'estimer la température au sommet des nuages. De faibles

températures correspondent à des nuages élevés ou à forte extension verticale comme les cumulonimbus. Les images de la seconde génération de Météosat seront disponibles tous les quarts d'heure avec une discrétisation spatiale de 1 km^2 dans le canal visible et de $3 \times 3 \text{ km}^2$ dans le canal infra-rouge. Ces mesures sont utiles pour déterminer le développement et la nature des masses nuageuses mais ne permettent pas aujourd'hui de détecter et localiser précisément les précipitations.

Lorsqu'un événement pluvieux est déclenché, seules les observations par des pluviomètres fournissent une mesure directe des précipitations au sol. Un réseau de pluviomètres permet des mesures ponctuelles des précipitations qu'il convient d'interpoler afin de reconstituer le champ pluvieux complet. Cette opération s'avère cependant peu fiable lorsque la pluie présente une grande variabilité spatiale.

Le radar météorologique offre la possibilité d'estimer certaines quantités météorologiques (comme les précipitations) dans un rayon de plusieurs dizaines de kilomètres avec une période de quelques minutes. Cet instrument émet d'une part un rayonnement électromagnétique qui est rétrodiffusé par les hydrométéores présents dans l'atmosphère ; il mesure d'autre part le facteur de réflectivité radar, proportionnel au rapport entre la somme des diamètres des hydrométéores élevés à la puissance six et le volume diffusant considéré. Le facteur de réflectivité radar permet d'estimer le contenu en eau, la vitesse de chute moyenne des hydrométéores ou le taux précipitant. La résolution spatiale obtenue dépend de la distance, de l'angle d'ouverture du faisceau et de la durée de l'impulsion. Elle est donc meilleure dans les premiers kilomètres. Pour un angle d'ouverture à -3dB inférieur à $1,5^\circ$, une durée d'impulsion de moins de $4 \mu s$ et une distance entre le radar et les cibles inférieure à 100 km, la résolution spatiale reste au dessous de 1 km^2 .

Si des mesures sont disponibles à différents angles de site, le contenu en eau précipitante intégré verticalement, c'est-à-dire la quantité d'eau totale que contient une colonne atmosphérique sous forme précipitante, peut être également estimé. Certains radars exploitent l'effet Doppler qui repose sur le décalage entre la fréquence d'une onde incidente sur un objet en mouvement et celle de l'onde rétro-diffusé par cet objet. Le décalage en fréquence Δf est proportionnel à la vitesse v_r de l'objet dans la direction de propagation des ondes :

$$v_r = \frac{\lambda \times \Delta f}{2} \quad (1.1)$$

où λ est la longueur d'onde. L'effet Doppler est utilisé pour mesurer la vitesse de déplacement des hydrométéores. Cette vitesse de déplacement se décompose en trois termes : la vitesse de chute des hydrométéores, la vitesse verticale de l'air et la vitesse horizontale de l'air. Pour un angle de site faible du faisceau radar, c'est essentiellement la valeur de leur vitesse horizontale qui est mesurée alors que pour des angles proches de 90° , il s'agit plutôt des composantes verticales. Ainsi, moyennant une hypothèse sur la vitesse de chute des particules, la vitesse verticale de l'air peut-elle être estimée. La mesure de la vitesse des hydrométéores apporte des informations utiles sur la structure des précipitations et peut servir de support pour la prévision de leur déplacement.

Les radars à diversité de polarisation actuellement en cours de développement offrent de nouvelles possibilités comme la distinction entre les différentes phases des hydrométéores (Vivekanandan et al., 1999) et la correction de certaines des erreurs de mesures citées ci-dessous. Elles peuvent être également utilisées pour l'observation de la formation et de l'évolution des orages (Höller et al., 1994).

Le radar météorologique se présente donc comme un outil adapté aux besoins de l'hydrologie urbaine parce qu'il permet l'estimation des précipitations quasiment en temps réel avec une résolution spatiale élevée. Toutefois un certain nombre de corrections doivent être effectuées sur ses données pour les exploiter. Ces corrections sont présentées dans le prochain paragraphe.

1.2.2 Correction des données radar

Les données radar sont affectées par différentes sources d'erreur qu'il convient de corriger.

La présence de relief ou d'immeubles dans le champ de vision de l'instrument occasionne des échos de réflectivité fixes et des effets de masque (les cibles situées derrière l'obstacle ne peuvent être correctement mesurées). Les méthodes proposées pour corriger ces effets consistent à observer les images radar par beau temps afin d'identifier les échos fixes non météorologiques. La vitesse radiale et la variance, moments d'ordre 1 et 2 du spectre Doppler, peut être utile pour estimer la réflectivité lorsque qu'un écho météorologique est superposé à un écho fixe (Sauvageot, 1992). Toutefois, certains échos fixes ne sont présents que dans certaines conditions météorologiques : par exemple lorsqu'il existe

une inversion de température marquée dans les basses couches de l'atmosphère, des effets de propagation anormale peuvent se produire. Le faisceau du radar est alors rabattu vers le sol et réfléchi par le relief. Certaines techniques corrigeant les images des échos de sol peuvent être appliquées dans ces cas. Des méthodes faisant appel à la phase différentielle spécifique (produit du radar polarimétrique) peuvent également détecter le phénomène (Zrnica et Ryzhkov, 1996).

La réflectivité radar sur la verticale varie car la distribution granulométrique, la densité, la vitesse de chute et les propriétés des hydrométéores changent avec l'altitude. L'effet de bande brillante est lié à ces variations comme on le verra dans le chapitre 2. Afin de corriger l'estimation des précipitations par radar des effets liés au profil vertical de réflectivité, il est nécessaire d'identifier ce dernier. Différentes méthodes existent, parmi lesquelles celles proposées par Andrieu et Creutin (1995) et Vignal et al. (1999).

Pellarin et al. (2002) ont développé un ensemble de recherches visant à réduire les incertitudes liées à la mesure des précipitations par radar en zone montagneuse (échos de sol, masques et effets liés à la structure verticale des pluies) et ont proposé le concept de visibilité hydrologique. Il s'agit de prédéterminer la qualité des mesures de la pluie par radar selon une configuration donnée.

Le signal radar en traversant l'air et les champs précipitants est atténué. L'effet est plus important pour les courtes longueurs d'onde. Des méthodes sont proposées pour réduire les effets d'atténuation (Delrieu et al., 1999). Elles s'avèrent généralement instables numériquement et sont très sensibles aux erreurs d'étalonnage et aux effets de non-homogénéité de remplissage du faisceau. D'autres, fondées sur la phase différentielle spécifique, peuvent également corriger les données car cette grandeur n'est pas affectée par les phénomènes d'atténuation (Sauvageot, 1996; Zrnica et Ryzhkov, 1996; Testud et al., 2000).

Il reste aujourd'hui encore des incertitudes dans l'estimation de la pluie par radar car les relations entre le facteur de réflectivité radar Z et le taux précipitant R reposent sur des hypothèses concernant la distribution granulométrique des gouttes dont la variabilité est encore aujourd'hui mal connue. Une solution consiste à choisir la relation Z - R la plus appropriée en fonction du type de pluie rencontré (Austin, 1987). Cependant, il ne semble pas s'agir d'une source d'erreur déterminante (Zawadzki, 1984).

L'utilisation du radar Doppler se heurte également à quelques difficultés. La première

tient au fait que la vitesse radiale est correctement mesurée seulement si sa valeur est comprise dans un intervalle, appelé intervalle de Nyquist, dont la largeur dépend de la fréquence des impulsions du radar. En dehors de cet intervalle, la vitesse mesurée vaut la vitesse vraie plus un nombre entier de fois la largeur de l'intervalle. Tabary et al. (2001) ont récemment proposé et testé une méthode pour corriger les données Doppler de ces effets, appelés effets de «repliement» (ou aliasing pour les anglophones). Une fois la mesure correctement effectuée, une seconde difficulté est rencontrée : le radar Doppler mesure une vitesse «radiale» représentative de celle de l'ensemble des hydrométéores détectés dans le volume de résolution radar. Cela signifie que :

- la mesure de vitesse n'est possible que si la réflectivité est supérieure au seuil de détection radar ; elle est donc souvent partielle sur une image radar ;
- la résolution de la mesure dépend de l'éloignement des cibles au radar et des caractéristiques de celui-ci. Fine à proximité du radar, la résolution est, comme pour la réflectivité, plus grossière en s'éloignant ;
- la mesure Doppler ne donne qu'une information sur la composante de la vitesse dans la direction de propagation des ondes radar. L'utilisation d'un seul récepteur ne permet donc pas, en théorie, de connaître directement le champ de vitesse complet.

Une méthode de restitution du champ de vitesses horizontales est proposé dans le chapitre 3.

1.2.3 Conclusion

Les moyens d'observation des systèmes précipitants sont variés et complémentaires. Les mesures de température, pression et humidité réalisées à l'échelle synoptique donnent des informations sur l'état moyen de l'atmosphère. Les données satellites apportent, quant à elles, des informations complémentaires sur l'étendue verticale et horizontale ainsi que la nature des systèmes nuageux. Seuls le pluviomètre, le disdromètre² et les spectropluviomètres optiques³ mesurent directement les précipitations au sol mais il ne s'agit que de mesures locales. Le radar météorologique fournit une estimation des caractéristiques

²Le disdromètre mesure le diamètre des gouttes (et en déduit la vitesse de chute) à partir de l'intensité du signal sonore provoqué par l'impact des gouttes sur une membrane microphonique.

³Le spectropluviomètre optique mesure le diamètre et la vitesse de chute des gouttes traversant un faisceau de lumière par l'analyse de l'atténuation du faisceau.

microphysiques et dynamiques des systèmes précipitants en offrant une résolution spatiale et temporelle bien plus grande qu'un réseau de pluviomètres. Il permet ainsi de compléter l'information fournie par les mesures directes de la pluie pour le suivi des précipitations en hydrologie. Cependant ses estimations sont fortement influencées par les qualités de la correction et de l'interprétation des données.

Les observations sont utilisées de manière directe ou indirecte dans les méthodes de prévision de la pluie pour estimer l'état initial de l'atmosphère. Cette opération essentielle constitue la phase d'initialisation des modèles de prévision. Les modèles emploient les moyens d'observation les mieux adaptées aux processus physiques qu'ils décrivent et à l'échelle à laquelle ils travaillent. La revue des principales méthodes de prévision de la pluie, objet du prochain paragraphe, repose sur cette double caractérisation processus/échelles.

1.3 Méthodes de prévision de la pluie

1.3.1 Echelles et méthodes de prévision

Plusieurs méthodes non concurrentes mais plutôt complémentaires permettent la prévision de la pluie. Le choix de la méthode employée dépend essentiellement de l'échelle spatiale et de l'échéance à laquelle les prévisions doivent être établies (Fig. 1.2). Il dépend donc des besoins en prévision de l'utilisateur. Des critères également importants dans ce choix sont la répartition spatiale et la fréquence d'acquisition des mesures disponibles. L'échelle spatiale et temporelle à laquelle les prévisions sont réalisées doit être suffisamment proche de celle à laquelle les mesures peuvent être effectuées.

Ainsi, pour des prévisions à plusieurs jours sur un pays ou un continent, la méthode la plus adaptée est-elle l'utilisation d'un modèle numérique de prévision météorologique à échelle synoptique qui prend en compte l'ensemble des processus dominants gouvernant la physique, la dynamique et la thermodynamique de l'atmosphère. Ce type de modèle utilise des mesures météorologiques effectuées au pas de temps horaire dans les stations météorologiques synoptiques et deux fois par jour dans les stations de radiosondage.

Pour des prévisions journalières sur des domaines moins étendus comme une région, le modèle numérique de prévision météorologique est encore utilisé à condition de prendre en compte les processus qui ne peuvent plus être négligés à plus petite échelle. Le recours

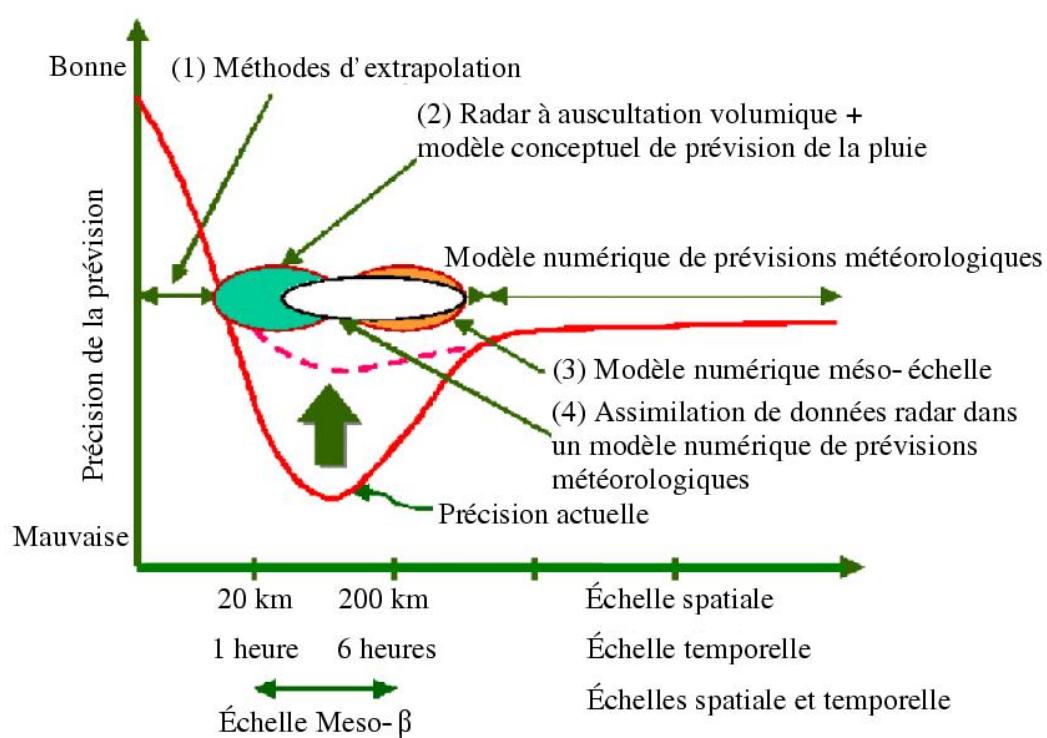


FIG. 1.2 – Précision des prévisions de la pluie selon l'échelle spatiale et temporelle et le type de modèle utilisé. D'après Nakakita et al. (2001)

à des mesures réalisées plus fréquemment et avec une plus grande résolution est nécessaire pour déterminer au mieux l'état initial de l'atmosphère (initialisation).

Enfin, pour la très courte échéance, c'est-à-dire, dans notre contexte, de 15 minutes à 1 heure sur des zones de quelques dizaines de kilomètres carrés, des mesures radar à haute résolution disponibles en temps réel sont nécessaires. Des méthodes simples de prévision fondées sur ces mesures sont alors plus adaptées car elles nécessitent uniquement ces données disponibles. Par ailleurs, leur temps de calcul est faible comparé à celui des modèles numériques de prévision météorologique. Parmi ces méthodes, on distingue les méthodes d'extrapolation, statistiques et les modèles conceptuels.

Nous proposons maintenant une description plus détaillée de ces méthodes en distinguant, pour chacune, les principes physiques et les observations utilisées.

1.3.2 Modèles numériques de prévision météorologique

Principe physique

On définit généralement par «modèles numériques de prévisions météorologiques» les modèles décrivant, de manière très détaillée, les phénomènes physiques de l'atmosphère par la thermodynamique, la mécanique des fluides, le transfert radiatif et la microphysique. Il s'agit des méthodes de prévision les plus couramment utilisées par les services météorologiques pour établir des prévisions du temps à plusieurs jours.

Les modèles météorologiques reposent sur un système d'équations à plusieurs inconnues appelées variables d'état ou variables pronostiques dont l'évolution temporelle est décrite par les équations du modèle. Les équations traduisent les principes de conservation de la masse, de la quantité de mouvement et de l'énergie. Les variables pronostiques sont généralement la température, la pression, les composantes de la vitesse de l'air et les rapports de mélange de l'eau sous ses différentes formes. Le terme «numérique» signifie que ces équations sont résolues par des méthodes de calcul numérique et non de manière analytique du fait de leur complexité. Connaissant l'état initial de l'atmosphère à travers les mesures des variables d'état, la résolution du système d'équation permet d'établir une prévision des variables pronostiques. A partir de ces dernières, des variables diagnostiques comme la pluie peuvent être déterminées.

En météorologie, on distingue l'échelle synoptique à laquelle les données de radioson-

dage sont disponibles (plusieurs centaines de kilomètres), la méso-échelle (entre plusieurs kilomètres et plusieurs centaines de kilomètres) et la micro-échelle (quelques kilomètres et en deçà). L'hydrologie en milieu urbain concerne plutôt les deux dernières catégories. Les équations différentielles des modèles numériques sont généralement simplifiées en fonction de l'importance de chacun de leurs termes par une analyse en ordre de grandeur. L'échelle spatiale et temporelle joue alors un rôle déterminant dans la simplification des équations. A titre d'exemple, pour des modèles à grande échelle, on utilise une hypothèse hydrostatique qui n'est plus valable à petite échelle car l'extension horizontale par rapport à l'extension verticale doit être suffisamment grande pour appliquer cette hypothèse.

Initialisation

L'initialisation est la détermination d'un ensemble cohérent de valeurs initiales des variables d'un modèle de prévision numérique réalisée à partir d'observations atmosphériques. Il s'agit d'une étape importante dont dépendent les performances du modèle.

Les mesures de pression, température, humidité et vent relevées dans les stations météorologiques et celles effectuées par radiosondage informent sur l'état de l'atmosphère à l'échelle synoptique. Par contre, à échelle plus fine, la prévision à partir de ces seules observations est plus difficile car la résolution du modèle dépasse largement celle des mesures. A la méso-échelle, les modèles numériques à aire limitée deviennent ainsi très sensibles à leur initialisation (Ducrocq et al., 2000). Les données satellite et radar présentent alors un intérêt car elles sont disponibles en temps réel et leur résolution spatiale est meilleure que celle du réseau de mesures directes au sol. Ces mesures complémentaires sont efficaces à condition d'être correctement interprétées. Des recherches sont en cours afin d'utiliser la mesure radar pour la restitution des champs initiaux d'humidité. Les recherches actuelles tentent de déduire, de la réflectivité radar et de la vitesse Doppler, des variables dynamiques (vitesse, divergence) mais aussi des variables non observables à distance, comme la température (Sun et Crook, 1997; Sun et Crook, 1998). Nakakita et al. (1992) ont proposé une méthode d'estimation du champ de vitesse 3D et du taux de conversion de la vapeur d'eau à partir de la réflectivité mesurée par radar volumique.

Limites des modèles numériques pour la courte échéance

Les modèles numériques de prévision météorologique fournissent une bonne information sur l'évolution des variables pronostiques et donc de la situation météorologique de la courte à la moyenne échéance et de la méso-échelle à l'échelle synoptique. La principale difficulté rencontrée pour établir des prévisions aux plus petites échelles tient à trois exigences : il faut prendre en compte les forçages de grande échelle, la résolution spatiale doit être suffisamment fine pour décrire les phénomènes locaux et l'initialisation doit pouvoir être réalisée avec suffisamment de précision.

Pour des applications en hydrologie urbaine, s'ajoutent à ces exigences des contraintes sur le temps de calcul. Les modèles numériques sont, pour ces raisons, encore peu adaptés à la prévision des pluies à très courte échéance sur des bassins versants réactifs. Il est préconisé pour les applications hydrologiques, d'utiliser conjointement ([Mecklenburg et al., 2002](#)) modèles numériques et méthodes d'extrapolation (faisant l'objet du prochain paragraphe). Le système de prévision opérationnel anglais NIMROD ([Pierce et al., 2000](#)) est un bon exemple d'une telle combinaison : fondé sur un modèle méso-échelle, il utilise les données radar mais aussi satellite pour prédire, entre autre, les précipitations jusqu'à 6 heures. Ce système a récemment été modifié pour extrapoler également l'activité électrique.

1.3.3 Méthodes d'extrapolation fondées sur l'imagerie radar

Ces méthodes sont fondées sur l'extrapolation du déplacement des champs de pluie ou de leurs caractéristiques propres (forme, intensité, taille). Elles reposent sur des hypothèses d'évolution comme la stationnarité ou la continuité dans l'évolution de certaines caractéristiques des cellules. On entend, dans ce contexte, par cellule de pluie, un motif de réflectivité reconnaissable sur l'image radar. Ces méthodes sont pauvres en considérations physiques et proches des techniques de traitement de l'image. Elles fournissent de ce fait des informations limitées sur le développement futur des champs de pluie. Certaines de ces méthodes extrapolent uniquement le mouvement des cellules de pluie. D'autres les complètent en traitant l'évolution en taille et en intensité. Les méthodes d'extrapolation utilisent directement la donnée de réflectivité, obtenue par radar et convertie en taux de précipitation, pour établir des prévisions.

La phase clef de ces méthodes est la détermination de la vitesse d'advection des cellules de pluie. Elle peut représenter le mouvement d'ensemble (approche globale) ou les mouvements individuels (approche structurée). Ces deux approches sont respectivement des méthodes de type «corrélation croisée» et des méthodes de «reconnaissance et suivi de cellule ou tracking».

Méthode de type «corrélation croisée»

Cette méthode calcule une vitesse d'advection représentative de la zone étudiée en recherchant le meilleur ajustement entre deux images radar à partir d'un critère statistique (Austin et Bellon, 1974). C'est le cas de la méthode TREC, acronyme de Tracking Radar Echos by Correlation (Rinehart et Garvey, 1978) cherchant le déplacement de l'une des deux images par rapport à l'autre qui maximise le coefficient de corrélation entre les images.

La méthode peut être, comme pour TREC, appliquée à chaque structure de pluie sur l'image radar mais aussi à l'ensemble de l'image (Bellon et Zawadzki, 1994). On obtient alors une vitesse d'advection globale représentative du mouvement de l'ensemble du champ de pluie. La méthode peut également s'appliquer sur différentes parties de l'image (sous-domaines). On obtient alors des vitesses locales plus représentatives du mouvement des structures de pluie dans chaque partie de l'image (Faure et al., 2001). Cependant, lorsque des vitesses locales sont calculées, une certaine cohérence doit être respectée dans le champ de vitesse reconstitué, ce qui peut être rendu possible par une contrainte de continuité. C'est le cas du système de prévision COTREC (CContinuity of TREC vectors), développé par Li et al. (1995), extension de la méthode TREC. COTREC utilise une technique variationnelle et l'équation de continuité comme contrainte pour les vitesses déterminées par TREC. La méthode détecte également l'accroissement et la disparition des échos en calculant la différence entre la réflectivité radar moyenne de deux images consécutives.

Méthodes de type «reconnaissance et suivi de cellules» ou «tracking»

Ces méthodes, initiées par Crane (1979), tentent de suivre le déplacement individuel des cellules pluvieuses après les avoir identifiées par leur centre de masse. L'identification d'un centre passe par la recherche des valeurs de réflectivité dépassant un certain seuil. Le

suivi de cellule permet non seulement de déterminer la vitesse de déplacement de chacun des motifs de pluie mais aussi ses caractéristiques : intensité, taille, orientation, élongation, distribution d'intensité. La méthode SCOUT (Einfalt et al., 1990) et PARAPLUIE (Brémaud et Pointin, 1993) font partie de ce type d'algorithme.

Toutes les méthodes de tracking suivent ces trois étapes (Jacquet et al., 1995) :

- en premier lieu, la définition, pour chaque image, des échos définis comme des ensembles connexes de pixels,
- ensuite, le calcul des caractéristiques des échos (taille, paramètre de forme, distribution de réflectivité, centre de gravité),
- enfin, l'identification, dans deux images successives, de couples d'échos correspondant à une même structure.

Cette dernière étape, dite phase d'appariement, est la plus délicate, notamment lorsque les caractéristiques des structures évoluent rapidement entre les images ou lorsque les structures se divisent ou se regroupent.

Des méthodes reposant sur les réseaux de neurones peuvent être utilisées pour faciliter cette phase d'appariement (Ding et al., 1993; Denoeux et Rizand, 1995) mais également l'extrapolation des caractéristiques géométriques des cellules et la modélisation de la structure spatiale de la pluie (Jacquet et al., 1995).

Les méthodes opérationnelles actuelles combinent les différentes approches. La méthode TITAN (Dixon et Wiener, 1993) tire à la fois parti de la corrélation croisée, de la reconnaissance de forme et d'algorithmes géométriques pour la détection des divisions et regroupements de cellules. La méthode SCIT (Johnson et al., 1998) est une approche de type «reconnaissance et suivi de cellule». Elle utilise plusieurs seuils de réflectivité pour identifier les motifs. Elle prend en compte les dix images précédentes et utilise l'information volumique pour détecter le maximum de réflectivité et son altitude, l'extension verticale du champ de pluie, le VIL. Ces deux méthodes sont utilisées par les réseaux radar des États-Unis.

La méthode TRACE3D (Handwerker, 2002) fait partie des méthodes du type SCIT ou TITAN. Elle permet l'identification et le suivi des cellules convectives. Seules les données de réflectivité sont nécessaires. La méthode consiste à identifier avec un radar volumique les zones où la réflectivité dépasse un certain seuil et à rechercher, pour chacune des zones,

entre deux images consécutives la vitesse entre les deux cellules.

Les méthodes d'extrapolation semblent plus adaptées à la prévision des pluies à très courte échéance car elles reposent sur des données à haute résolution. Toutefois, elles ne sont pas capables de représenter correctement l'évolution des précipitations car les processus physiques ne sont pas décrits. La qualité des prévisions réalisées n'est donc satisfaisante qu'à des échéances inférieures à une heure (Browning et Collier, 1989). Elle dépend de la variabilité de la pluie : la qualité est moins bonne pour des pluies à fort caractère convectif.

1.3.4 Modèles conceptuels

Un modèle conceptuel, contrairement à un modèle atmosphérique numérique, ne décrit pas les processus dynamiques et physiques de l'atmosphère en détail mais les représente de manière simplifiée en interprétant au mieux les mesures disponibles. Les processus sont décrits à l'échelle d'obtention des observations. Les modèles conceptuels se basent en général sur un phénomène physique particulier et sur l'interprétation des données mesurées pour représenter ce phénomène.

Wilson et Mueller (1993) ont, par exemple, mis en relation dans leur modèle conceptuel le développement vertical des nuages avec l'observation des lignes de convergence; Weckwerth (1999) a utilisé, pour son modèle, la relation entre la variabilité du champ d'humidité et la formation des orages; Roberts (1997) détermine le type de nuage en fonction des températures infra-rouges estimées par satellite. Chaque nouvelle information obtenue par mesure et interprétée physiquement rapproche le modèle conceptuel des modèles numériques sans jamais prétendre les dépasser. Il s'agit d'une amélioration des modèles d'extrapolation simple. Les modèles conceptuels se placent ainsi entre les méthodes d'extrapolation et les modèles numériques.

Les modèles conceptuels de prévision de la pluie combinent généralement plusieurs modèles conceptuels simples ou des modèles d'extrapolation. Ils peuvent faire appel à des données issues de modèles numériques. Parmi les modèles conceptuels de ce type, on peut citer :

- le système de prévision à courte échéance nommé AN du NCAR (Saxen et al., 1999) : il exploite d'abord les données satellites pour suivre l'évolution des cumulus. Ensuite,

un algorithme de détection des lignes de convergence est utilisé de façon à extrapoler leur déplacement. Ces zones sont caractérisées par une réflectivité radar plus intense et de fortes discontinuités dans le champ de vent radial. Plusieurs algorithmes fondés sur les données radar sont enfin utilisés pour éliminer les effets de bande brillante, pour déterminer la vitesse d'advection (TREC) et suivre l'évolution des cellules (TITAN) ;

- GANDOLF (Pierce et al., 2000; Fox et al., 2001) utilise des informations fournies par les modèles numériques et combine une approche d'identification des cellules avec un modèle conceptuel de cycle de vie des cellules.

Des modèles conceptuels fondés sur l'imagerie satellitaire peuvent être également utilisés pour la détection précoce, la discrimination, le suivi du mouvement et des caractéristiques propres des systèmes convectifs de méso-échelle (Morel, 2001). La détection précoce est réalisée à partir des images infrarouges. Le mouvement est déterminé à partir d'une méthode de reconnaissance et suivi de cellule et de corrélation croisée. La discrimination entre les systèmes convectifs et non convectifs repose sur l'observation des impacts de foudre et sur certaines caractéristiques propres des systèmes comme l'âge ou l'extension horizontale et verticale.

Enfin, certains modèles conceptuels, comme celui développé dans le chapitre 4, sont fondés sur les mesures radars volumiques pour établir une prévision de la pluie à très courte échéance.

1.3.5 Méthodes statistiques et probabilistes

Les méthodes statistiques relient la variable à prévoir aux prédicteurs d'un modèle numérique. Des méthodes de régression linéaire multiple utilisant des variables météorologiques autres que la pluie comme paramètres explicatifs peuvent servir à la correction des erreurs de mesure, à l'affinement aux échelles sous-maille et au calcul de la probabilité d'orage jusqu'à 6 jours. Elles fournissent une carte des probabilités de précipitation supérieures à un certain seuil.

Un exemple concret de méthode statistique de prévision des précipitations est la méthode des analogues (Guilbaud et Obled, 1998). Elle consiste à sélectionner dans l'historique des situations météorologiques les situations analogues à celle en cours. A partir

des effets observés pour les situations analogues, sont déduits les effets potentiels pour la situation en cours. Les prédicteurs choisis sont les géopotentiels à 700 et 1000 hPa. L'échéance de prévision va de 1 à 5 jours.

1.4 Conclusion

La pluie est un élément du temps sensible d'autant plus difficile à prévoir à petite échelle que sa variabilité spatiale et temporelle est élevée. Cette variabilité peut être déjà bien présente dans la formation et le développement des systèmes précipitants (1.1.2). D'une part, les observations obtenues avec une faible résolution comme la température, la pression, l'humidité et le vent renseignent sur la situation météorologique à moyenne et grande échelle et les risques de précipitations qui lui sont associés. D'autre part, les observations obtenues à plus grande résolution par les moyens de télédétection permettent le suivi des nuages et des précipitations à plus petite échelle. Les méthodes de prévision fondées sur ces différents types d'informations se distinguent par la précision avec laquelle elles décrivent la physique de l'atmosphère et par la façon dont elles sont initialisées. L'échelle spatiale et temporelle à laquelle les prévisions de la pluie doivent être établies justifie fortement les choix des moyens de mesure et des méthodes de prévision employées.

L'utilisation conjointe des modèles d'extrapolation et numérique est recommandée par la communauté pour profiter pleinement des avantages offerts par chacune des méthodes (Mecklenburg et al., 2002). Ainsi, les modèles d'extrapolation peuvent être utilisés pour fournir des prévisions quantitatives relativement fiables pour un coût numérique faible jusqu'à des échéances de quelques minutes à une heure selon les situations. Les modèles numériques prennent efficacement le relais à partir de quelques heures. La figure 1.2 montre une gamme d'échelle spatiale ou temporelle sur laquelle la qualité des prévisions reste médiocre. A ces échelles, les modèles d'extrapolation sont limités par leur interprétation sommaire des données radar et par la quasi-absence de description des phénomènes physiques. Les modèles numériques manquent quant-à-eux, à ces échelles, de données disponibles pour leur initialisation.

Les modèles conceptuels apportent une solution à cette fenêtre spatio-temporelle. D'une part, ils peuvent améliorer significativement les techniques d'extrapolation en enrichissant l'information obtenue par les observations et en améliorant un peu la représenta-

tion physique des précipitations. D'autre part, les méthodes d'interprétation des données, développées dans les modèles conceptuels, pourraient servir aux modèles numériques afin d'augmenter le nombre de données disponibles pour l'initialisation à fine échelle.

La méthode de prévision que nous avons choisie est une méthode conceptuelle qui cherche à améliorer la prévision de la pluie par extrapolation des images radar en interprétant les données disponibles d'un radar météorologique volumique. Cette méthode qui sera présentée dans le chapitre 4 se fonde sur la mesure du contenu en eau intégré verticalement et contient une composante d'advection. Les deux prochains chapitres s'intéressent à ces considérations microphysique et dynamique. Le chapitre 2, plutôt microphysique, traite de la mesure du contenu en eau intégré verticalement par radar tandis que le chapitre 3 s'intéresse à la dynamique en proposant une méthode de restitution du champ des vitesses horizontales.

Chapitre 2

Mesure du VIL par radar

Traduction de l'article «**Assessment of vertically-integrated liquid water content radar measurement**» de Brice Boudevillain et Hervé Andrieu, paru dans *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*

2.1 Introduction

Le suivi en temps réel des champs de précipitations et la mesure des intensités de pluie ont constitué pendant longtemps les principaux objectifs des réseaux de radars météorologiques opérationnels. Les radars récents mettent aujourd'hui à disposition des informations supplémentaires grâce au protocole de balayage volumique, à l'utilisation de l'effet Doppler ou encore à la diversité de polarisation. Des recherches ont été entreprises pour tirer parti de ces nouvelles informations. Le contenu en eau intégré verticalement (noté par la suite VIL) constitue l'une d'elles. Les radars météorologiques conventionnels (bande C ou S) mesurent le contenu en eau précipitante. Les recherches entreprises sur l'utilisation du VIL ont été principalement orientées vers la prévention de la grêle et des orages violents et vers la prévision quantitative des précipitations.

Amburn et Wolf (1996) ont montré que la probabilité qu'un orage produise de la grêle au niveau du sol augmente à partir du moment où la densité de VIL dépasse un seuil de 3.5 g m^{-3} . Billet et al. (1997) ont proposé un algorithme de régression fondé à la fois sur des paramètres météorologiques et sur le VIL pour prévoir la probabilité qu'un orage produise des grêlons de plus de 1.9 cm de diamètre. Kitzmiller et al. (1995) ont observé que le VIL

jouait un rôle discriminant dans la violence des orages. Shafer et al. (2000), en étudiant les systèmes orageux, ont observé que la densité des éclairs nuage - sol et le facteur de réflectivité (ou le VIL) évoluaient conjointement. L'efficacité des algorithmes fondés sur le VIL pour la détection de grêle est un sujet souvent présent dans les conférences radar, mais leur efficacité reste à confirmer (Edwards et Thompson, 1998).

Suite aux travaux de Georgakakos et Bras (1984), Seo et Smith (1992) puis French et Krajewski (1994) ont introduit le VIL dans des modèles de prévision de la pluie à très courte échéance. Bien qu'encourageants, les résultats obtenus n'ont pas été très probants, notamment en raison de la qualité médiocre des données radar utilisées. Néanmoins, l'utilité potentielle du VIL pour la prévision de la pluie à très courte échéance a été prouvée de deux façons : d'une part par la simulation (Thielen et al. 2000 ; Dolcine et al. 2000) et d'autre part par des analyses de données (MacKeen et al. 1997) qui indiquent une corrélation entre la variation du VIL et la durée de vie restante de l'orage. Le VIL a également été utilisé dans des modèles plus détaillés de prévision de la pluie. Lee et Georgakakos (1990, 1996) ont développé un modèle de simulation de la pluie utilisant le VIL comme variable d'observation d'un filtre de Kalman pour ajuster un indice d'instabilité. Nakakita et al. (1996) et Sugimoto et al. (2001) ont déterminé le taux de conversion de la vapeur d'eau à partir des mesures radar du VIL dans un modèle de simulation de la pluie à base physique. Ducrocq et al. (2000) ont mis en évidence que le contenu en eau précipitante estimé par radar pouvait être utile pour l'initialisation de modèles de prévision des systèmes convectifs à fine résolution.

Malgré l'intérêt grandissant pour le VIL, très peu d'études se sont préoccupées de sa mesure, possible uniquement par radar. French et al. (1994) se sont intéressés à l'influence des erreurs de mesure du facteur de réflectivité radar sur l'estimation du VIL. Klazura et Imy (1993) ont précisé que le VIL était le fruit d'une conversion du facteur de réflectivité radar équivalent par une relation empirique qui suppose que le facteur de réflectivité correspond à des gouttelettes. Plusieurs paramètres peuvent affecter la précision de la mesure du VIL : les variations des caractéristiques de la distribution granulométrique des gouttes, la couche de fusion, la présence de l'eau sous forme glace et les conditions de fonctionnement du radar (par exemple la distance ou la largeur du faisceau). L'objectif de ce chapitre est de mesurer l'influence de ces paramètres de façon à évaluer la qualité de la

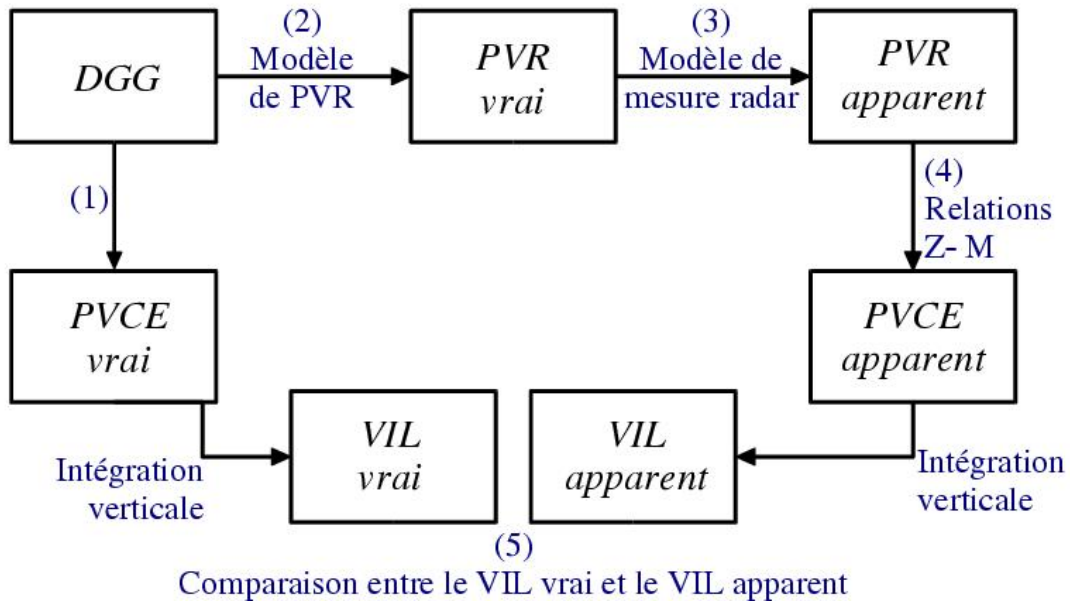


FIG. 2.1 – Méthode adoptée pour l'estimation des erreurs de mesure du VIL par radar

mesure du VIL par radar. L'approche adoptée est présentée dans le prochain paragraphe.

2.2 Démarche de l'étude

L'approche adoptée consiste à définir un VIL de référence et à le comparer ensuite à sa valeur correspondante mesurée par radar volumique. Cette approche par simulation a été choisie pour deux raisons : (i) il n'est pas possible de mesurer le VIL directement et (ii), aucune comparaison ne peut être réalisée entre le VIL mesuré indirectement par radar et une mesure de référence. Les variables employées pour caractériser les précipitations (c'est à dire l'intensité de la pluie, le contenu en eau précipitante et le facteur de réflectivité radar) sont des intégrales de la distribution granulométrique des gouttes (DGG) (Sempere-Torres et al. 1994). Par conséquent, la base de cette approche repose sur la définition de la distribution granulométrique. Cette dernière varie avec l'altitude selon plusieurs facteurs ; chaque facteur représente une source d'erreur pour la mesure du VIL par radar.

L'approche adoptée est composée des étapes suivantes (figure 2.1) :

- 1ère étape : choix d'un profil vertical pour la distribution granulométrique des gouttes (DGG) et des conditions météorologiques de façon à séparer l'eau liquide de la glace et à

localiser la couche de fusion. Le profil vertical de DGG est transformé en profil de contenu en eau (PVCE) vrai, qui une fois intégré, donne le VIL de référence (ou VIL vrai) ;

- 2ème étape : développement d'un modèle permettant la transformation du profil de DGG en profil vertical de facteur de réflectivité (appelé par la suite PVR) vrai. Cette étape tient compte de l'information météorologique ainsi que de la nature et du type des hydrométéores qui définissent leurs propriétés rétro-diffusantes ;
- 3ème étape : simulation du PVR apparent, c'est-à-dire le PVR vu par un radar à auscultation volumique ; cette étape sert à introduire les conditions de mesure ;
- 4ème étape : transformation du PVR apparent en profil vertical de contenu en eau apparent (PVCE apparent sur la figure) à partir duquel la mesure du VIL par radar est déduite. La «méthode classique» utilisée pour estimer le contenu en eau précipitante est fondée sur une relation Z-M ; elle peut être comparée à une approche un peu différente : «la méthode alternative» dont le but est de limiter les défauts de la «méthode classique» ;
- 5ème étape : estimation du VIL mesuré par radar que nous appellerons VIL apparent.

Le paragraphe 2.3 décrit le modèle qui calcule le PVR à partir du profil vertical de DGG et résume la procédure utilisée pour simuler la mesure du VIL à partir du PVR. Le 4ème paragraphe traite de l'influence des différentes erreurs lors de la mesure du VIL tandis que le 5ème présente la méthode de mesure du VIL «alternative», dont le but est de limiter l'influence de ces sources d'erreur. Le 6ème paragraphe est consacré à l'évaluation et la comparaison des méthodes «classique» et «alternative». Cette évaluation est fondée sur des données réelles.

2.3 Modélisation des profils verticaux du facteur de réflectivité et du contenu en eau précipitante

2.3.1 Hypothèses du modèle

La variabilité verticale des précipitations est gouvernée par des processus microphysiques, décrits par Pruppacher et Klett (1978) ou par Rodgers et Yau (1989). Les processus microphysiques dépendent eux-mêmes de l'environnement météorologique : température, pression et humidité. Ils sont responsables des variations verticales de la distribution des

particules précipitantes lorsqu'elles fondent sous le niveau de congélation ou lorsque leur distribution change de forme au dessus du niveau de congélation.

Un modèle explicite des processus microphysiques pourrait fournir une représentation détaillée de la dynamique de la formation des précipitations et de leur évolution, c'est-à-dire les changements verticaux de la DGG. Cependant de tels modèles doivent être couplés avec un modèle météorologique. Cette combinaison constitue un outil assez complexe qui nécessite plusieurs paramètres et variables. Une telle approche de modélisation explicite ne paraît pas adaptée pour l'étude des différentes sources d'erreurs qui affectent la mesure du VIL par radar.

Pour atteindre notre objectif, nous avons adopté un modèle simplifié qui ne représente pas les processus microphysiques de manière détaillée mais qui se base sur les variations de la DGG. Le modèle développé ci-dessous se focalise sur les paramètres qui influencent le plus la mesure du VIL par radar et repose sur les hypothèses suivantes :

- la variable de référence est le paramètre Λ de la DGG que l'on suppose suivre une distribution exponentielle (Marshall et Palmer 1948) :

$$N(D, h) = N_0 e^{-\Lambda(h)D}, \quad (2.1)$$

où $N(D, h)$ [m^{-4}] est le nombre de gouttes dont le diamètre se situe entre D et $D + dD$ [m] par classe de diamètre et par unité de volume à l'altitude h [m], N_0 [m^{-4}] est la mesure du nombre total de gouttes à l'intérieur du même volume unité, et $\Lambda(h)$ [m^{-1}] est l'inverse de la valeur du diamètre moyen des gouttes à l'altitude h . Les caractéristiques des précipitations, comme le contenu en eau et facteur de réflectivité radar, sont déduites de Λ (Sempere-Torres et al. 1994) ;

- trois types de particules d'eau sont distingués : l'eau liquide, solide et fondante (représentés respectivement par les indices l, s et m). Pour les particules liquides, le paramètre N_0 de la DGG est supposé indépendant de l'altitude. Cela signifie que les variations verticales de la DGG ne dépendent que de Λ . N_0 est souvent supposé constant ou peu variable pour les distributions de type exponentielle (tableau 2, Delrieu et al. 1991). On considère cette hypothèse valable pour les particules de glace ;
- la couche de fusion est une zone de transition mince dans laquelle les paramètres influençant les propriétés de rétro-diffusion des particules (masse volumique, constante

diélectrique, DGG) changent très rapidement. Le facteur de réflectivité mesuré augmente parfois considérablement dans la couche de fusion, notamment en présence de bande brillante. La représentation des processus de fusion a été traitée par plusieurs auteurs, avec une description plus ou moins détaillée des processus microphysiques et thermodynamiques (Willis et Heymsfield 1989; Klaassen 1988; Szyrmer et Zawadzki 1999). Le modèle utilisé ici s'inspire à la fois de celui d'Hardaker et al. (1995), qui ne tient cependant pas compte explicitement de la thermodynamique, et de celui de Borga et al. (1997). La continuité de la DGG dans les zones de transitions entre eau solide et en fusion ou encore en fusion et liquide est assurée par une hypothèse de correspondance «une à une» entre les particules solides et les gouttes liquides.

2.3.2 Facteur de réflectivité radar et contenu en eau précipitante

L'expression générale du contenu en eau précipitante M à l'altitude h est donnée par :

$$M(h) = \frac{\pi}{6} \int_0^\infty \rho(h) N(D, h) D^3 dD, \quad (2.2)$$

où $\rho(h)$ [kg m⁻³] est la densité des particules précipitantes à l'altitude h .

On peut exprimer le VIL :

$$VIL = \int_0^{h_t} M(h) dh \text{ avec } M(h) = \frac{\pi \rho(h) N_0}{\Lambda^4(h)}, \quad (2.3)$$

où h_t est l'altitude du sommet des nuages précipitants.

La facteur de réflectivité radar à l'altitude h peut s'exprimer comme suit :

$$Z(h) = \frac{\lambda^4}{\pi^5 |K(h)|^2} \int_0^\infty \sigma_R[D, \lambda, m(h)] N(D, h) dD \quad (2.4)$$

avec :

$$|K(h)|^2 = \left| \frac{m^2(h) - 1}{m^2(h) + 2} \right|^2 \quad (2.5)$$

et :

$$\sigma_R[D, \lambda, m(h)] = \frac{\lambda^2}{4\pi} \phi[D, \Lambda, m(h)] \quad (2.6)$$

avec

$$\phi[D, \Lambda, m(h)] = \sum_{n=1}^{\infty} |(-1)^n (2n+1)(a_n - b_n)|^2, \quad (2.7)$$

où Z [$\text{mm}^6 \text{ m}^{-3}$] est le facteur de réflectivité radar, λ [m] la longueur d'onde, σ_R (m^2) la section efficace de rétro-diffusion d'une particule de diamètre D , $|K(h)|^2$ la constante diélectrique des particules à l'altitude h , $m(h)$ l'indice complexe de réfraction à la même altitude et a_n et b_n les coefficients de Mie dépendant de l'indice complexe de réfraction et de $\pi D/\lambda$ (Battan 1973).

L'introduction de σ_R , défini dans l'équation (2.6), dans l'équation (2.4), conduit à l'expression finale pour le facteur de réflectivité radar :

$$Z(h) = \frac{N_0 \lambda^4}{4\pi^6 |K(h)|^2} \int_0^\infty \phi[D, \Lambda, m(h)] e^{-\Lambda(h)D} dD \quad (2.8)$$

Les équations (2.3) et (2.8) confirment que les expressions du facteur de réflectivité radar et du contenu en eau précipitante impliquent trois variables toutes dépendantes de l'altitude : i) le paramètre Λ de la DGG, ii) la masse volumique des particules précipitantes, et iii) l'indice complexe de réfraction des particules. Le prochain paragraphe analyse le profil vertical de ces variables sur les trois différentes couches : la couche inférieure (que l'on appellera la couche liquide) dans laquelle les particules précipitantes ont la forme de gouttes de pluie ; la couche supérieure qui contient la glace (que l'on appellera la couche solide) ; et, entre deux, la couche de fusion qui a des propriétés spécifiques.

2.3.3 Profil vertical de la masse volumique des précipitations

Dans la partie inférieure de l'atmosphère, les particules précipitantes sont des gouttes d'eau liquide. En conséquence, leur densité est constante et égale à :

$$\rho(h) = \rho_l \text{ avec } \rho_l = 1000 \text{ kg m}^{-3} \quad (2.9)$$

Au dessus de l'isotherme 0°C , les particules précipitantes sont des particules de glace et leur densité varie selon le type des hydrométéores : neige, grésil, etc... Dans la suite, la densité des particules solides varie selon un facteur de densité empirique introduit par Klaassen (1988) et qui s'exprime :

$$\rho(h) = \rho_s = \rho_{s,min}^{1-e} \rho_{s,max}^e \text{ avec } \rho_{s,min} = 5 \text{ et } \rho_{s,max} = 900 \text{ kg m}^{-3}, \quad (2.10)$$

où ρ_s est la densité de la neige et e le facteur de densité qui varie entre 0 et 1 de façon à couvrir toute la gamme des densités. On suppose ici que le facteur de densité reste constant dans toute la couche solide.

Dans la couche de fusion, les particules précipitantes sont composées d'un mélange d'eau liquide et de glace, caractérisé par une fraction massique d'eau fondue (définie comme le rapport entre la masse fondue et la masse totale). La fraction massique d'eau fondue est représentée par une fonction sinus comme le suggère Russchenberg (1992) :

$$f_m(h) = \frac{1}{2} \left[\sin \left(\pi \frac{h_{iso0} - h}{h_{iso0} - h_{min}} - 0.5\pi \right) + 1 \right], \quad (2.11)$$

où $f_m(h)$ est la fraction massique d'eau fondue; h_{min} et h_{iso0} correspondent aux altitudes de la base de la couche de fusion et de l'isotherme 0°C. La valeur de f_m varie entre 0 (au sommet de la couche de fusion) et 1 (au sommet de cette couche).

La densité des particules en fusion change selon la fraction massique d'eau fondue et est exprimée par Borga et al. (1997) par :

$$\rho(h) = \frac{\rho_l \times \rho_s}{\rho_l - f_m(h) \times (\rho_l - \rho_s)}. \quad (2.12)$$

2.3.4 Profil vertical de l'indice complexe de réfraction

L'indice complexe de réfraction dépend de la longueur d'onde, de la température et de la phase des rétro-diffuseurs.

Dans la couche liquide, il est accepté que la variation de l'indice en fonction de la longueur d'onde et de la température est négligeable. La constante diélectrique vaut $|K(h)|^2 = 0.93$.

Dans la couche solide, les particules précipitantes sont hétérogènes et composées d'un mélange d'air et de glace. L'indice complexe de ces mélanges est calculé selon une méthode «matrice-inclusions» proposé par Klaassen (1988). Supposons qu'une particule est composée d'un élément appelé matrice contenant des inclusions d'un autre élément. L'indice complexe de réfraction de ce mélange s'écrit :

$$m^2 = \frac{1 - f_{inc}}{1 - (1 - \mu)f_{inc}} m_{mat}^2 + \frac{\mu f_{inc}}{1 - (1 - \mu)f_{inc}} m_{inc}^2, \quad (2.13)$$

avec :

$$\mu = \frac{2m_{mat}^2}{m_{inc}^2 - m_{mat}^2} \left[\frac{m_{inc}^2}{m_{inc}^2 - m_{mat}^2} \log \left(\frac{m_{inc}^2}{m_{mat}^2} \right) - 1 \right], \quad (2.14)$$

où m^2 est l'indice complexe de réfraction de la matrice contenant les inclusions. Les indices "mat" et "inc" signifient respectivement "matrice" et "inclusion", et f est la fraction volumique des inclusions par rapport au volume total.

Dans la couche solide, les particules précipitantes glacées sont formées par une matrice de glace contenant des inclusions d'air. L'indice de réfraction complexe peut être calculé à partir de l'équation (2.13), avec la fraction volumique des inclusions de neige et d'air :

$$f_{mat}(h) = f_s = \left(\frac{\rho_{s,min}}{\rho_{s,max}} \right)^{1-e} \text{ et } f_{inc} = f_{air} = 1 - f_s, \quad (2.15)$$

avec $\rho_{s,min}$, $\rho_{s,max}$ et e comme défini précédemment. On suppose que la valeur de f_{mat} et par conséquent celle de m^2 et μ ne varient pas avec l'altitude.

Dans la couche de fusion, les particules de précipitations sont composées d'eau liquide avec des inclusions de glace qui sont elles-mêmes considérées comme des mélanges de glace pure et inclusions d'air. Le concept de Klaassen est appliqué selon un processus en deux étapes. Dans une première étape, l'indice complexe de réfraction équivalent de la phase glace (la neige, c'est-à-dire une matrice de glace pure avec des inclusions d'air) est calculé à partir de l'équation (2.13). Dans une seconde étape, les particules de neige sont utilisées pour représenter les inclusions d'une matrice d'eau liquide. L'indice complexe de réfraction équivalent peut alors être calculé par :

$$f_{mat}(h) = f_l(h) = \frac{f_m(h)}{f_m(h) + \left(\frac{\rho_l}{\rho(h)} \right) [1 - f_m(h)]} \text{ et } f_{inc}(h) = f_s(h) = 1 - f_l(h). \quad (2.16)$$

2.3.5 Profil vertical des paramètres de la distribution des particules

Les variations verticales du paramètre Λ sont supposées linéaires et définies par une pente exprimée en $\text{m}^{-1} \text{ m}^{-1}$; elles sont choisies de façon à ce que le PVR résultant soit cohérent avec les profils observés représentatifs de certaines conditions météorologiques. La valeur au sol de $\Lambda(h = 0)$ est estimée à partir du taux de précipitation au sol R (mm h^{-1}) selon la relation suivante :

$$\Lambda(h = 0) = 4200R^{-0.21}. \quad (2.17)$$

2.3.6 Mesure du VIL par radar

La mesure du facteur de réflectivité par radar peut être exprimée selon la forme suivante :

$$Z_{app}(x, \Theta_0, s) = \int_{h^-(\Theta_0, S, x)}^{h^+(\Theta_0, S, x)} g^2(\Theta_0, h) Z(h) dh, \quad (2.18)$$

où Z_{app} , le facteur de réflectivité mesuré par radar, dépend de la distance entre le radar et le point de mesure x , l'angle de site s et l'épaisseur du faisceau Θ_0 ; h^- et h^+ correspondent aux limites inférieures et supérieures du faisceau radar et dépendent des conditions d'opération du radar (s , Θ_0 et x); g représente l'intégrale partielle de la distribution de puissance dans le faisceau radar à l'altitude h ; et Z correspond au facteur de réflectivité radar.

La mesure du VIL est généralement déduite d'observations radar discrètes entre le sol et le sommet des échos radar :

$$VIL^*(x, \Theta_0) = (h_n^+ - h_1^-) \sum_{i=1}^{i=n} c \bar{Z}^d(x, \Theta_0, s_i), \quad (2.19)$$

où VIL^* (kg m^{-2}) est la mesure du VIL, n le nombre d'éléments du profil vertical, s_i représente l'angle de site pour le i -ème élément du profil, h_n^+ et h_1^- sont respectivement l'altitude de l'élément de profil le plus élevé et l'altitude de l'élément de profil le plus bas, et c et d les paramètres de la relation $Z - M$ adoptée.

2.3.7 Résumé du modèle

Ce paragraphe résume la construction des profils verticaux du contenu en eau et du facteur de réflectivité. Deux profils verticaux idéalisés de DGG sont proposés; chacun représente une situation météorologique distincte : un profil correspondant à une situation convective (noté PVC) et un autre correspondant à une situation stratiforme (PVS). En ce qui concerne le PVS, le profil vertical de Λ permet d'obtenir un PVR typique d'une situation stratiforme comme celle décrite par Fabry et Zawadski (1995). Alors qu'une valeur constante est imposée sous le sommet de la couche de fusion, Λ augmente de 1570 m^{-1} par km de façon à atteindre une décroissance de Z de l'ordre de 7 dBZ km^{-1} dans la couche solide. Le sommet des échos est déterminé par le facteur de réflectivité, dont la valeur est égale au minimum du facteur de réflectivité détectable (qui correspond à

une constante radar de $C = 57$ dBm et un minimum détectable de -110 dBm). Pour le PVC, les variations verticales de Λ sont cohérentes avec le PVR moyen observé pendant l'expérience HIRE (voir le 6ème paragraphe). La décroissance de Λ est choisie telle que Z varie de 0.66 dBZ km^{-1} dans les couches liquide, de fusion et solide.

La première étape consiste à définir à la fois le taux précipitant au sol P , la température au sol T_0 et le type d'événement pluvieux : stratiforme ou convectif. Cette étape permet de caractériser la DGG au niveau du sol. N_0 et Λ sont adaptés au type et à l'intensité de l'événement pluvieux. Le taux de variation de Λ est fixé en fonction du type de l'événement pluvieux. La température décroît avec l'altitude en suivant une adiabatique saturée depuis l'isotherme 0°C . La couche solide est caractérisée par deux paramètres : le taux d'accroissement du paramètre de DGG Λ et le facteur de densité (qui est défini selon le type d'événement pluvieux). L'épaisseur de la couche de fusion est estimée au moyen de la relation empirique proposée par Fabry et Zawadski (1995) :

$$h_{iso0} - h_{min} = 140Z^{0.17}, \quad (2.20)$$

Le sommet des échos h_t est relié au taux précipitant selon Adler et Mack (1984) par :

$$h_t = 2690R^{0.41}. \quad (2.21)$$

Les profils de Λ , le facteur de réflectivité, la densité et la constante diélectrique sont tous présentés sur la figure 2.2.

Le tableau 2.1 présente les valeurs des paramètres servant à définir les deux profils verticaux de DGG. Les valeurs de VIL correspondantes sont : $VIL_{PVS} = 0.59 \text{ kg m}^{-2}$ et $VIL_{PVC} = 6.96 \text{ kg m}^{-2}$.

2.4 Estimation des erreurs de mesure sur les profils de référence

Ce paragraphe a pour objet de quantifier l'amplitude des erreurs se produisant lors de la mesure du VIL. La référence est calculée à partir du profil vertical du second paramètre de la distribution des particules précipitantes. Ce paramètre permet de déduire le VIL vrai (équation 2.3) et sert également à calculer le PVR de référence utilisé pour simuler la mesure du VIL par radar avec le modèle décrit dans le paragraphe 2.3 (voir Fig. 2.1).

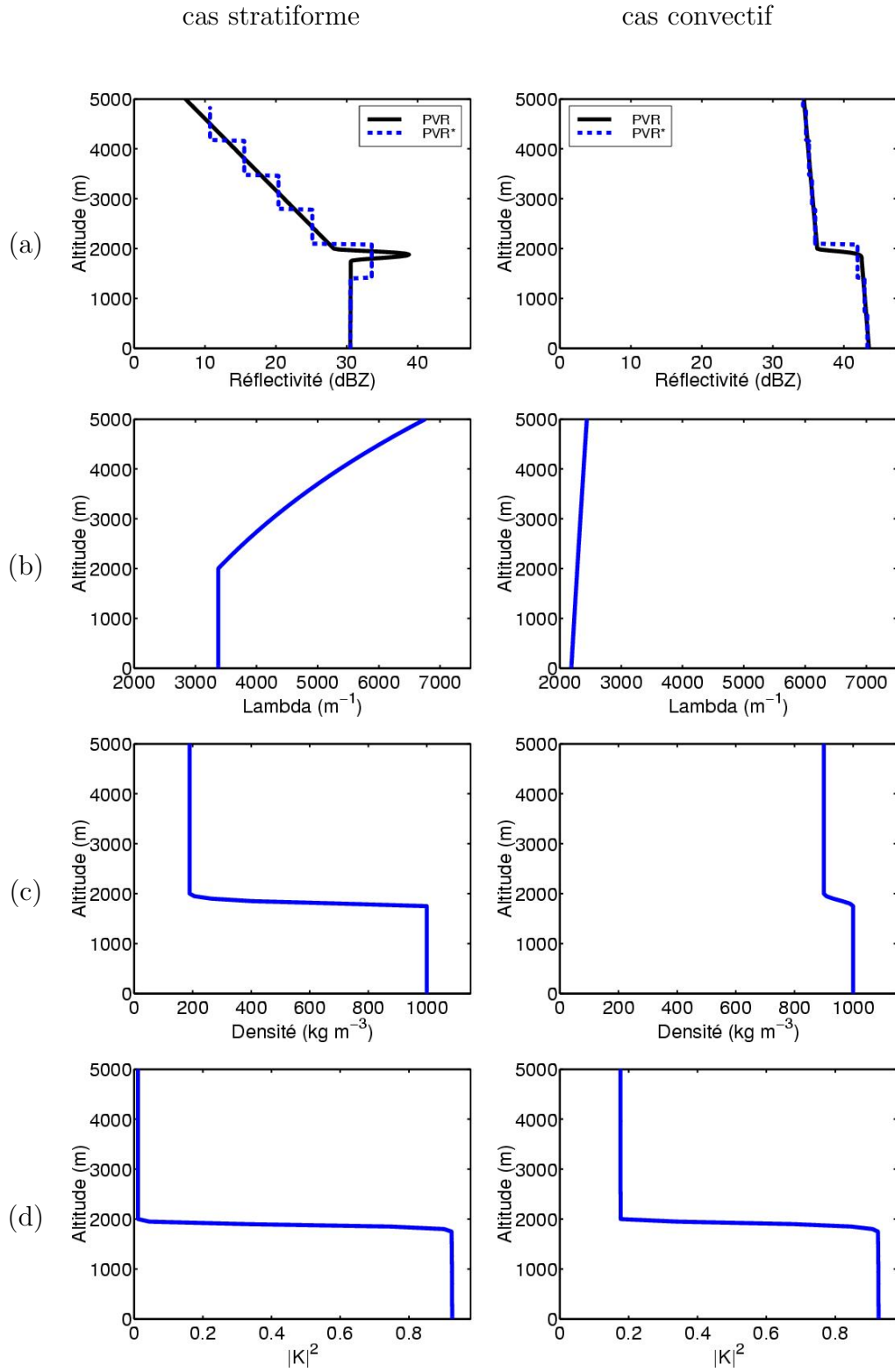


FIG. 2.2 – Profils verticaux de référence : (a) du facteur de réflectivité, (b) du second paramètre de la DGG, (c) de la densité des hydrométéores et (d) du facteur diélectrique. A gauche : profil théorique du cas stratiforme ($e=0,7$), à droite : du cas convectif ($e=1,0$)

	Profil théorique convectif	Profil théorique stratiforme
Taux de précipitation R [mm h ⁻¹]	20	3
Facteur diélectrique e	1	0.7
Variation du 2 ^{eme} paramètre de la DGG $\Delta\Lambda$	correspond à une diminution de 0.66 dB km ⁻¹ pour Z	correspond à une diminution de 7 dB km ⁻¹ pour Z dans la couche solide.
VIL [kg m ⁻²]	6.96	0.59

TAB. 2.1 – Valeurs des paramètres définissant les deux profils verticaux de référence de DGG et leurs valeurs de VIL correspondantes

Cette analyse d’erreur est fondée sur deux profils verticaux de DGG théoriques introduits dans la section précédente (PVS et PVC) qui sont respectivement représentatifs de situations stratiformes et convectives.

La relation $Z - M$, généralement utilisée pour estimer le VIL, est établie en combinant les définitions intégrales du facteur de réflectivité et du contenu en eau et en supposant l’approximation de Rayleigh avec $N_0 = 8 \cdot 10^6 \text{ m}^{-4}$:

$$M = 3.44 \cdot 10^{-6} Z^{\frac{4}{7}}, \quad (2.22)$$

Dans cette relation, M est le contenu en eau exprimé en kg m⁻³ et Z est exprimé en mm⁶ m⁻³.

Pour cette analyse d’erreur, le radar suit le protocole de mesure suivant : le faisceau d’ouverture à 3 dB est de $\Theta_0 = 1.3 \text{ deg.}$, l’angle de site minimal s_1 de 0.65 deg., et le pas entre les angles de site vaut 1.3 deg., ce qui signifie que les faisceaux à 3 dB adjacents sont contigus. Des mesures effectuées à plusieurs distances du radar (de 30 km à 100 km) sont testées. On suppose que le nombre d’angles de site est suffisamment grand pour échantillonner complètement le profil vertical. L’erreur de mesure est quantifiée par l’erreur relative (notée ER et exprimée en %) entre le VIL vrai et la valeur de VIL mesurée

par radar (VIL^*) :

$$ER = \frac{VIL^* - VIL}{VIL} \times 100. \quad (2.23)$$

Les résultats de cette analyse d'erreur ont été résumés sur la figure 2.3 et donnent lieu aux commentaires suivants : dans la situation convective (PVC), le VIL a tendance à être significativement sous-estimé (d'environ 35%). Cette sous-estimation peut être expliquée par le fait que la relation Z-M classique n'est pas adaptée aux particules en phase glace (figure 2.4). Dans la situation stratiforme, aucun biais significatif n'a été trouvé dans la mesure du VIL et les erreurs de mesure varient dans un intervalle $[-10\%, +10\%]$ selon les conditions. L'absence de biais peut être expliquée par le fait que la bande brillante compense la sous-estimation liée à la présence de la phase glace. Les paragraphes suivants traitent de l'influence des conditions de mesure radar et des conditions météorologiques sur la qualité de la mesure du VIL.

2.4.1 Influence des conditions d'exploitation du radar

Les deux paramètres radar testés sont l'angle d'ouverture et la distance par rapport au radar. Trois angles d'ouverture ont été considérés : 1.0 deg., 1.3 deg. et 1.6 deg. à plusieurs distances. Dans tous les cas, il est supposé que les angles d'ouverture à 3 dB sont contigus. La figure 2.3a illustre l'évolution de l'erreur relative en fonction de la distance pour les deux profils théoriques de DGG de référence. Il apparaît que l'angle d'ouverture n'influence pas significativement l'erreur de mesure du VIL. Le niveau de sous-estimation reste inchangé pour le profil convectif (PVC). L'erreur de mesure reste à l'intérieur d'un intervalle $[-10\%, +10\%]$ pour le profil de référence stratiforme (PVS). Les fluctuations hasardeuses de l'erreur de mesure dans ce cas stratiforme sont liées aux positions variables du faisceau radar par rapport à la bande brillante selon la distance au radar choisie.

2.4.2 Influence des conditions météorologiques

Les erreurs de mesure du VIL peuvent dépendre des conditions météorologiques qui sont représentées par les caractéristiques du profil vertical de DGG des précipitations. L'analyse de sensibilité des erreurs de mesure du VIL concerne les paramètres suivants : i)

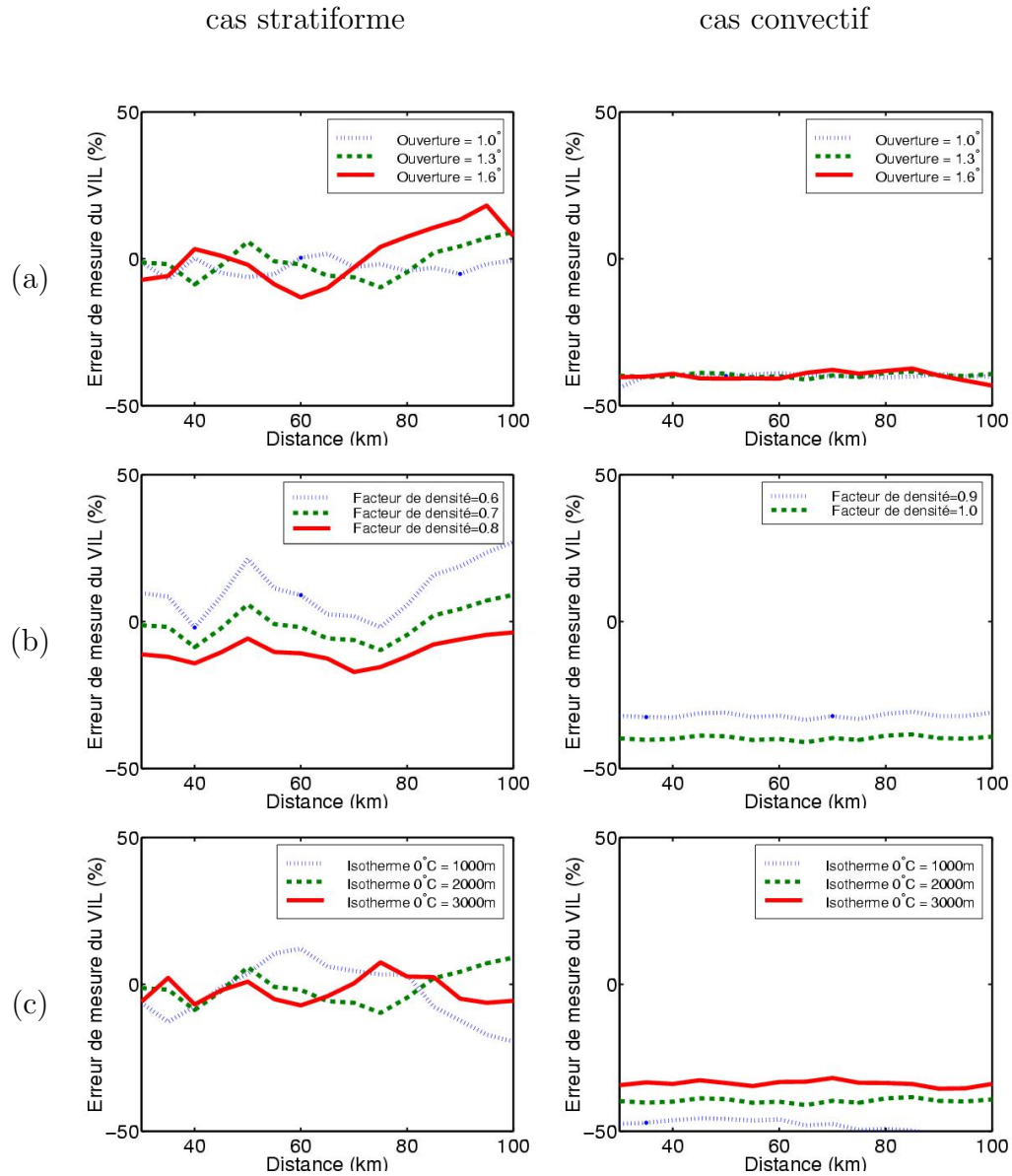


FIG. 2.3 – Erreurs de mesure du VIL pour les profils théoriques des cas stratiforme (à gauche) et convectif (à droite) en fonction des conditions météorologiques et de mesure radar. Influence de : (a) l'ouverture du faisceau, (b) de la densité des hydrométéores et (c) de l'isotherme 0°C.

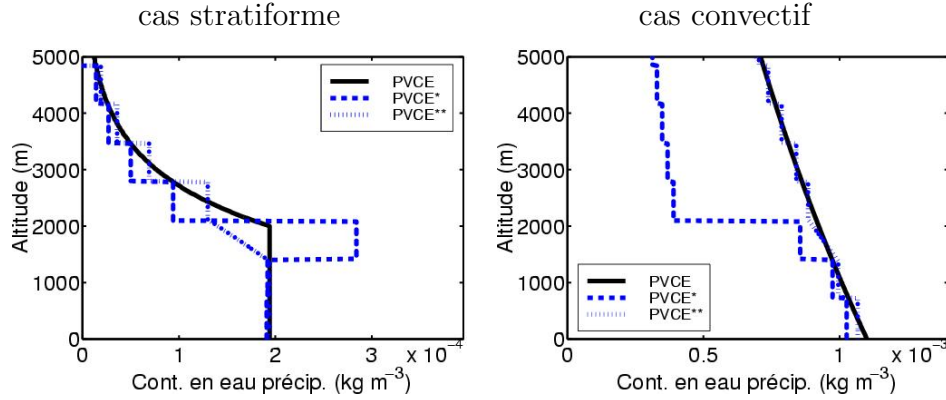


FIG. 2.4 – Profils verticaux du contenu en eau de référence dans le cas stratiforme (à gauche) et convectif (à droite) si le radar est placé à 30 km des cibles. Le profil vertical de contenu en eau vrai est représenté en trait plein, le profil apparent obtenu par la méthode classique en gros pointillés et le profil apparent obtenu par la méthode alternative est en pointillés fins.

l'altitude de l'isotherme 0°C qui contrôle le changement de phase de l'eau ; et ii) le facteur de densité et le profil de DGG. Tous ces paramètres exercent une influence sur la relation Z-M qui sert à déduire le contenu en neige, grésil et eau liquide précipitante à partir du facteur de réflectivité radar.

L'influence de l'altitude de l'isotherme 0°C , illustrée sur la figure 2.3c, dépend du type d'événement pluvieux. Pour l'événement convectif (PVC), l'erreur de mesure du VIL s'accroît (de -30% to -50%) lorsque l'altitude de l'isotherme 0°C décroît. Cela est dû à la proportion plus importante de la couche solide qui joue un rôle différent dans les caractéristiques de rétro-diffusion. Le profil stratiforme est moins affecté par les variations de l'altitude de l'isotherme 0°C . Une perte de qualité dans la mesure est tout de même observée aux faibles altitudes de l'isotherme 0°C .

Le facteur de densité est directement lié à la densité des particules de glace. L'amplitude du pic de bande brillante dépend de la valeur du facteur de densité au-dessus de la couche de fusion. Comme l'indique le tableau 2.2, une valeur élevée de e correspond à un pic de bande brillante peu prononcé alors qu'une valeur faible correspond à un pic de bande brillante important. La situation stratiforme (PVS) correspond à une valeur de e entre 0.6 et 0.8. Une surestimation systématique du VIL est associée aux faibles valeurs

Facteur de densité	Densité ρ_s (kg m ⁻³)	Pic de facteur de réflectivité (dBZ)
0.6	113	+13
0.7	190	+10
0.8	319	+7
0.9	535	+4

TAB. 2.2 – Valeur du pic du facteur de réflectivité en fonction du facteur de densité pour le profil de référence de type stratiforme

du facteur de densité (voir Fig. 2.3b) ; dans ce cas, la surestimation du VIL due à la bande brillante n'est pas compensée par la sous-estimation due à une relation Z-M non adaptée aux particules de glace. Lorsque e augmente, le biais devient négligeable et l'erreur de VIL se trouve entre -10% et 10%. Pour la situation convective, la sous-estimation augmente avec e , c'est-à-dire lorsque les particules de glace se rapprochent de plus en plus des particules de glace pure.

Pour résumer, les paramètres les plus influents dans la qualité de la mesure du VIL sont le type de DGG et le facteur de densité. Les deux sont associés aux caractéristiques de rétro-diffusion différentes des particules de glace et des gouttes d'eau. Cela confirme que l'utilisation d'une seule relation Z-M pour tous les éléments du profil vertical n'est pas adaptée pour une mesure précise du VIL. Le prochain paragraphe présente une méthode simple pour améliorer la précision de cette mesure.

2.5 Proposition d'une méthode de mesure alternative

L'analyse de sensibilité menée dans le paragraphe précédent a démontré que la méthode classique de mesure du VIL :

1. provoque une sous-estimation due à l'utilisation d'une relation inadaptée aux particules de glace, notamment dans les situations convectives ;
2. cause une plus faible erreur de mesure pour les profils stratiformes due au recouplement de deux sources d'erreurs.

Afin de réduire les erreurs de mesure, il est proposé de tester la méthode alternative suivante qui consiste à :

- utiliser deux relations Z-M distinctes de part et d'autre de l'isotherme 0°C : une première adaptée aux gouttes d'eau dans la partie inférieure du profil et une seconde adaptée à la neige (pour les situations stratiformes) ou à des particules de glace plus denses (pour les situations convectives) dans la partie supérieure. La relation Z-M adaptée à la phase glace est calculée de la même façon que celle correspondant à l'eau liquide mais on prend en compte la densité par l'intermédiaire de e . Cette relation est appliquée uniformément à l'intérieur de la couche solide ;
- remplacer le facteur de réflectivité des éléments du PVR interceptant la couche de fusion par une interpolation linéaire des valeurs du facteur de réflectivité de part et d'autre de la couche de fusion.

L'application de cette technique nécessite dans tous les cas l'estimation de l'isotherme 0°C ($iso0$) et du facteur de densité (e) dans la couche solide car les valeurs de ces deux paramètres ne sont jamais connues précisément.

Une évaluation préliminaire de la méthode alternative a été menée dans des conditions idéales. Cette évaluation est fondée sur les deux profils de référence (PVC et PVS). Nous avons supposé que les conditions d'application de la méthode n'étaient sujettes à aucune source d'erreur et que l'isotherme 0°C et le facteur de densité étaient parfaitement connus. Cette hypothèse ne représente pas une situation réelle. La figure 2.4a montre les résultats obtenus avec les méthodes classique et alternative. Ces résultats confirment le potentiel de la méthode alternative à réduire la surestimation due à la bande brillante ainsi que la réduction de la sous-estimation due à une relation Z-M inadaptée à la phase glace. De façon à prendre en considération l'incertitude sur l'altitude de l'isotherme 0°C et sur le facteur de densité e , les tests précédents ont été reconduits avec les hypothèses suivantes :

1. l'estimation de l'isotherme 0°C est affectée d'une erreur distribuée selon une loi de Gauss non biaisée avec un écart type de 100 ou 200 mètres ;
2. la relation Z-M pour les particules de glace correspond à une erreur du facteur de densité qui suit une loi de Gauss non biaisée avec un écart-type de 0,1 ou 0,2.

Les résultats obtenus sont présentés sur les figures 2.5b, c et d qui indiquent que les erreurs introduites dans l'estimation du niveau de congélation ou dans l'estimation

du facteur de densité ne sont pas préjudiciables à la méthode alternative qui reste plus efficace que la méthode classique. Néanmoins cette conclusion ne correspond qu'aux profils verticaux de référence de DGG utilisés dans cette analyse de sensibilité. Le prochain paragraphe présente une procédure de validation plus proche des conditions d'application réelles.

2.6 Évaluation des méthodes de mesure du VIL sur des PVR réels

2.6.1 Présentation des profils verticaux réels

Une validation avec données réelles nécessiterait une comparaison entre la mesure du VIL par radar et la mesure directe du VIL mais une telle comparaison reste totalement impossible. Malgré cette difficulté, une évaluation de la mesure radar du VIL fondée sur des profils réels du facteur de réflectivité a été effectuée. Le jeu de données a été tiré de l'expérience HIRE (Uijlhenhoet et al. 1999), qui s'est tenue à Marseille de septembre à novembre 1998. Pendant cette période, 12 événements pluvieux variés (stratiformes, convectifs, etc.) se sont produits. Ces événements étaient partiellement ou totalement enregistrés par plusieurs détecteurs dont un radar bande X de l'Université de Bristol pointant verticalement. Ce radar échantillonnait la structure de l'atmosphère avec à la fois une très courte période temporelle (4 s) et une résolution spatiale détaillée (7.5 m). L'exploitation de la mesure radar est réalisée en deux étapes : la définition des VIL de référence et l'application des méthodes de mesure du VIL. Un total de 1080 profils parmi ceux observés ont été retenus pour cette étude : 515 ont été classés comme stratiformes car ils présentent une bande brillante visible permettant de déterminer l'isotherme 0°C avec une assez bonne précision. Les 565 profils restant ont été classés parmi les profils convectifs. L'isotherme 0°C a été estimé à partir des informations fournies par les profils stratiformes enregistrés aux dates les plus proches.

La définition des VIL de référence nécessite la transformation des PVR enregistrés par le radar pointant verticalement en profil de DGG. Cette procédure de restitution est fondée sur le modèle théorique, présenté dans le paragraphe 2.3, qui a été légèrement

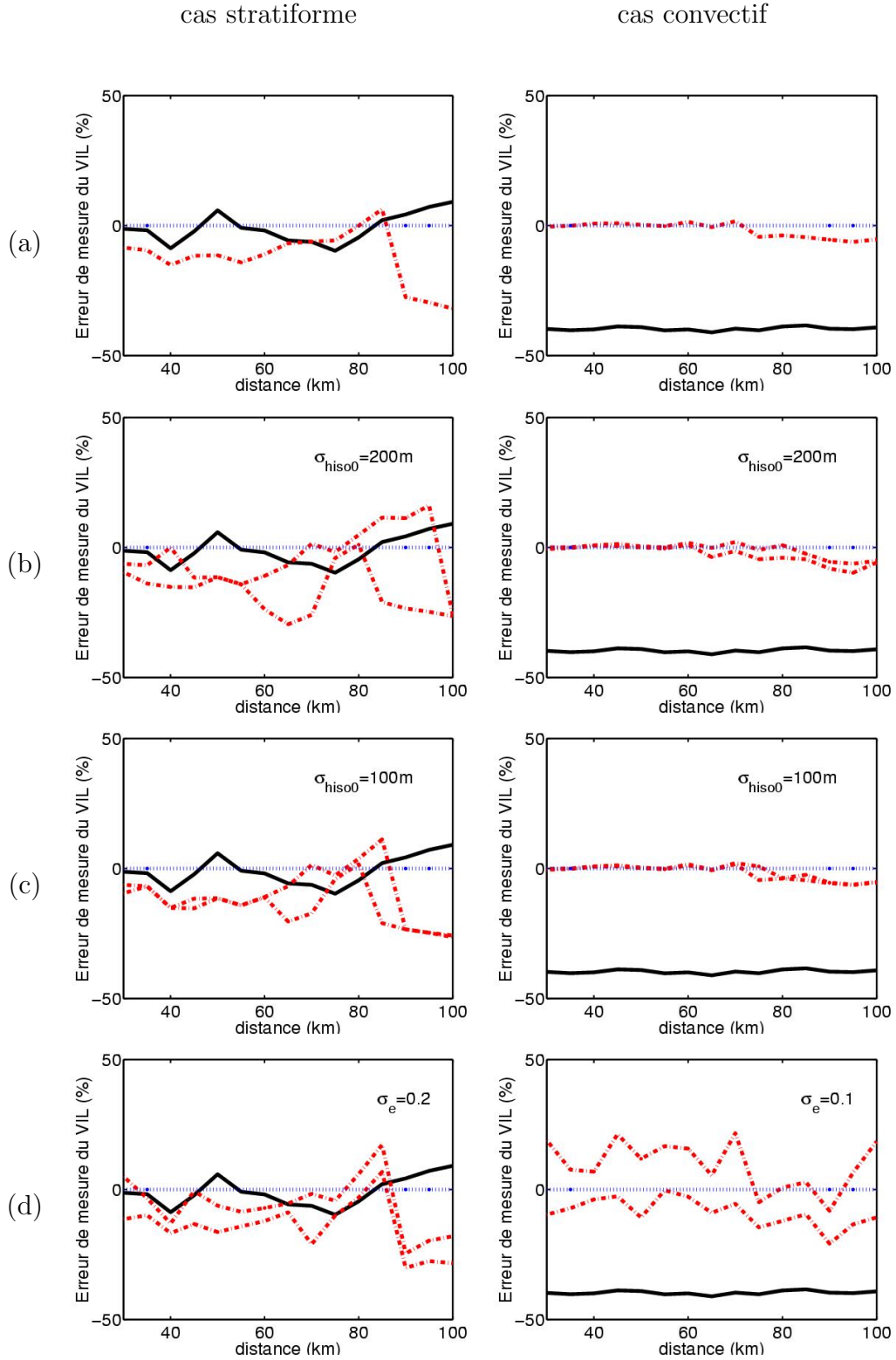


FIG. 2.5 – Erreur de mesure du VIL pour le profil théorique des cas stratiforme (à gauche) et convectif (à droite) lorsque les méthodes classique (trait plein) et alternative (entre les traits pointillés) sont utilisées : (a) si l'altitude de l'isotherme 0°C et le degré de givrage sont bien connus, (b) et (c) si l'isotherme 0°C est connu avec un biais de 200m ou 100m, (d) si le degré de givrage est connu avec un biais de 0,2 pour le profil stratiforme et 0,1 pour le cas convectif.

modifié de façon à adapter les observations réelles, c'est à dire : i) dans la phase liquide, la valeur de Λ est directement déduite de celle observée par le facteur de réflectivité et ii) la valeur du facteur de densité est fixée à partir de la valeur du pic de bande brillante selon les résultats du modèle théorique (voir tableau 2.2). Cette procédure permet de déterminer les profils verticaux de contenu en eau qui sont à la fois réalistes et cohérents avec les PVR observés. Les VIL de référence sont directement déduits de ces profils ; néanmoins il faut se rappeler que ces profils de contenu en eau ne sont pas de vrais profils puisque les vrais restent inconnus.

2.6.2 Évaluation des méthodes de mesure du VIL

La méthode a été évaluée de cette manière : le PVR vrai est celui mesuré par le radar pointant verticalement. Le PVR apparent de ce PVR vrai est observé par un radar qui serait situé à 30, 60 ou 90 km, d'ouverture du faisceau à 3 dB de $\Theta_0 = 1.3$ deg., et dont le pas entre chaque angle de site serait de 1.3 deg. Le VIL est estimé à partir de ces PVR selon la méthode de mesure classique (Eq. 2.22) et la méthode de mesure alternative qui nécessite des connaissances à la fois sur l'altitude de l'isotherme 0°C et le facteur de densité. On suppose que : i) l'erreur sur l'altitude de l'isotherme 0°C est distribuée selon une loi de Gauss non biaisée avec un écart-type de 100 ou 200 mètres et ii) l'erreur sur le facteur de densité suit une loi de Gauss non biaisée avec un écart-type de 0.1 ou 0.2.

Les deux valeurs obtenues avec les méthodes alternative et classique sont alors comparées au VIL de référence avec comme critère d'évaluation l'erreur relative. Les résultats obtenus sont présentés dans les tableaux 2.3 et 2.4 et illustrés par les figures 2.6 et 2.7, qui montrent les histogrammes de l'erreur relative pour le jeu des 515 profils stratiformes et 565 profils convectifs à des distances de 30, 60 et 90 km. Concernant les profils convectifs, la figure 2.6 montre que la méthode classique entraîne une forte sous-estimation quelle que soit la distance. La méthode alternative permet de réduire cette sous-estimation et fournit une meilleure mesure du VIL. Néanmoins, les résultats obtenus avec la méthode alternative ne sont pas totalement concluants. La dispersion des erreurs relatives par la méthode alternative est égale ou supérieure à celle obtenue avec la méthode classique. Le même phénomène touche les profils stratiformes (figure 2.7).

Une évaluation de la mesure du VIL fondée sur un jeu de profils verticaux de facteur

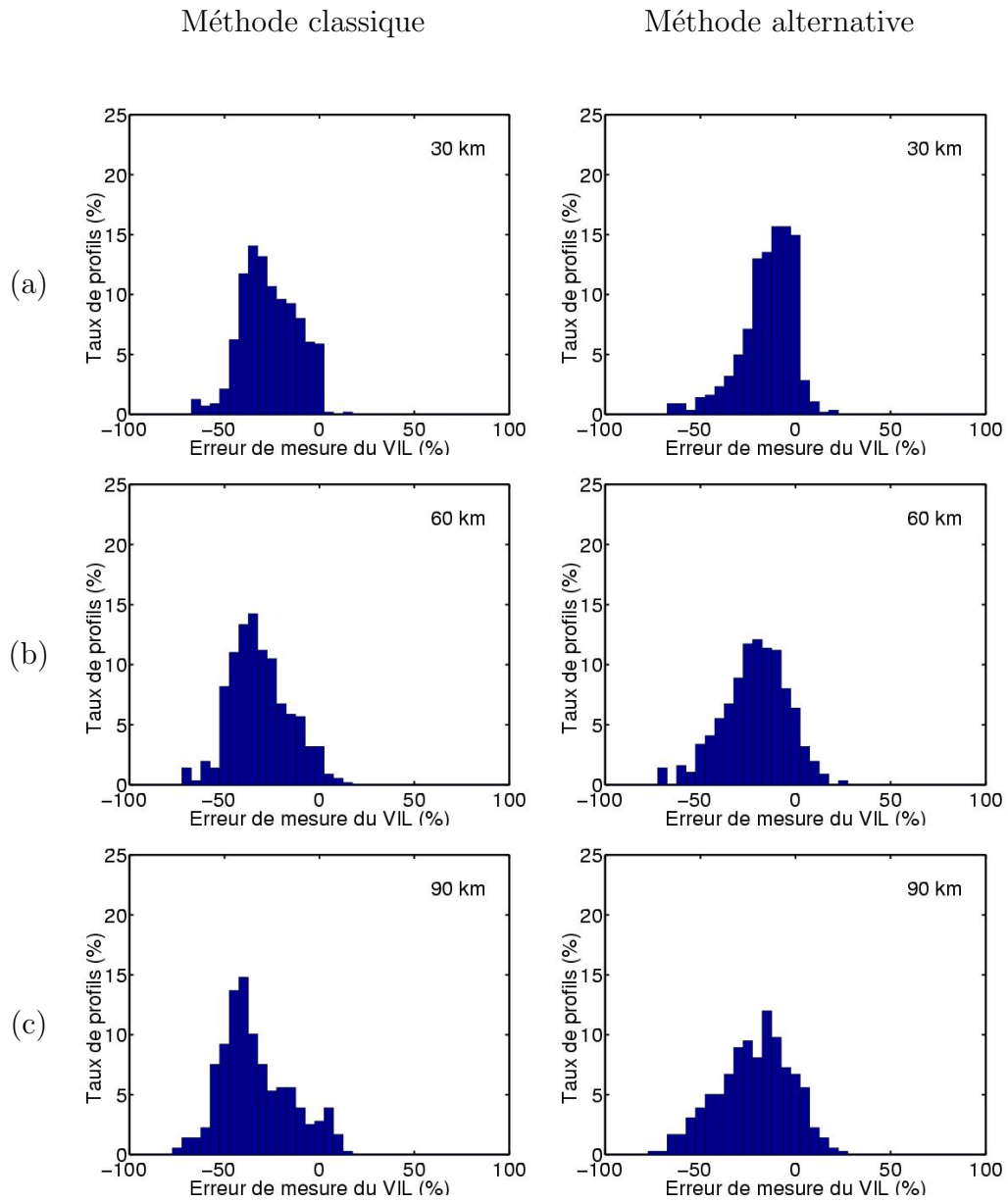


FIG. 2.6 – Erreurs de mesure du VIL pour les profils réels de type convectif à 30, 60 et 90 km. A gauche : méthode classique, à droite : méthode alternative. Les erreurs sur l'altitude de l'isotherme 0°C et du degré de givrage sont distribuées selon une loi de Gauss non biaisée avec un écart-type de 100 m et de 0,1 respectivement.

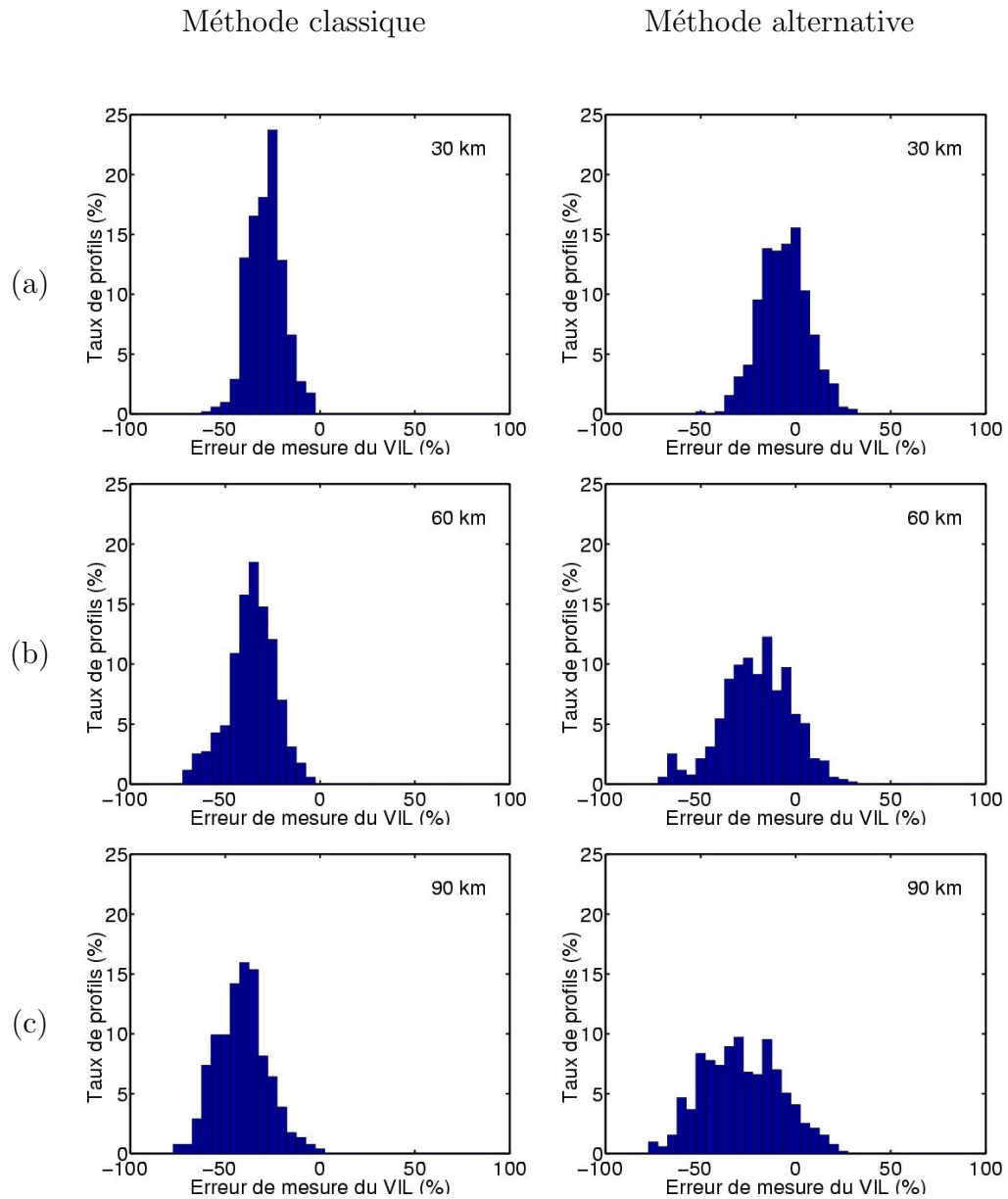


FIG. 2.7 – Erreurs de mesure du VIL pour les profils réels de type stratiforme à 30, 60 et 90 km. A gauche : méthode classique, à droite : méthode alternative. Les erreurs sur l'altitude de l'isotherme 0°C et du degré de givrage sont distribuées selon une loi de Gauss non biaisée avec un écart-type de 200 m et de 0,2 respectivement.

Moyenne : μ_{RE} (%)	Profils convectifs			Profils stratiformes		
	30 km	60 km	90 km	30 km	60 km	90 km
Méthode classique	-26,15	-31,84	-33,61	-28,48	-36,28	-42,40
Méthode alternative avec $\sigma_{hiso0}=100$ m et $\sigma_e=0.1$	-13,23	-20,43	-21,04	-5,59	-19,73	-29,66
Méthode alternative avec $\sigma_{hiso0}=200$ m et $\sigma_e=0.2$	-14,76	-21,40	-21,70	-6,16	-20,66	-29,33

TAB. 2.3 – Erreur relative moyenne de mesure du VIL obtenue avec les méthodes classique et alternative pour les profils de type convectif et stratiforme

Ecart-type : σ_{RE} (%)	Profils convectifs			Profils stratiformes		
	30 km	60 km	90 km	30 km	60 km	90 km
Méthode classique	14,50	15,91	18,59	9,15	12,47	13,23
Méthode alternative avec $\sigma_{hiso0}=100$ m et $\sigma_e=0.1$	14,03	17,30	19,53	10,33	18,27	19,44
Méthode alternative avec $\sigma_{hiso0}=200$ m et $\sigma_e=0.2$	14,31	17,37	19,16	12,73	18,61	20,82

TAB. 2.4 – Ecart-type des erreurs de mesure du VIL obtenues avec les méthodes classique et alternative pour les profils de type convectif et stratiforme

de réflectivité enregistrés par un radar à haute résolution a donc été réalisée. Cette évaluation confirme que la méthode de mesure classique du VIL a tendance à sous-estimer la vraie valeur du VIL. De plus, elle indique qu'une amélioration peut être obtenue en appliquant une simple méthode alternative qui distingue les particules liquides et solides. Cette méthode alternative nécessite des informations à la fois sur l'altitude de l'isotherme 0°C et sur le facteur de densité. Si ces deux paramètres peuvent être estimés avec une confiance raisonnable, la méthode s'avère tout à fait efficace.

2.7 Conclusion

Ce chapitre avait pour objet d'évaluer la qualité de la mesure du VIL, un produit des radars météorologiques à balayage volumique. Cette évaluation a été effectuée au moyen de simulations en raison de l'impossibilité d'effectuer des mesures de référence. Le VIL de référence a été calculé à partir d'un profil vertical théorique de DGG en tenant compte des différentes phases de l'eau : liquide, glace et en fusion. Par ailleurs, un modèle a été développé de façon à : i) simuler le profil vertical du facteur de réflectivité correspondant à un profil vertical de DGG, et ii) calculer le VIL qui serait obtenu si une méthode classique de mesure fondée sur un rapport Z-M adapté à l'eau liquide précipitante était appliquée. L'erreur de mesure du VIL, pour un profil vertical donné de DGG (c'est-à-dire pour une situation météorologique donnée), est calculée en comparant le VIL de référence à la mesure du VIL simulée par le modèle. Dans une première étape, deux profils de référence représentant deux situations météorologiques distinctes ont été utilisés : le premier représente des événements pluvieux de type stratiforme alors que le second représente des événements pluvieux de type convectif. Une analyse de sensibilité pour les deux conditions météorologiques et selon différentes conditions de fonctionnement du radar indique que les erreurs de mesure du VIL liées aux conditions météorologiques sont les plus significatives. Pour une situation de type convectif, la sous-estimation est comprise entre - 20% et -40%, tandis que dans des situations de type stratiforme, l'erreur de mesure est plus variable (entre - 10% et +10%) et semble être plus faible. Ces meilleurs résultats sont dus à la compensation ayant lieu entre la surestimation liée à l'effet de bande brillante et la sous-estimation se produisant dans la phase glace.

Une méthode alternative a été proposée pour limiter les erreurs de mesure ; cette

méthode consiste à supprimer les mesures radar effectuées dans la couche de fusion et à adapter la relation Z-M selon le type des particules : liquide ou solide. La méthode a été appliquée aux deux profils de référence et sa sensibilité aux paramètres nécessaires pour son application (facteur de densité et altitude de l'isotherme 0°C) a été étudiée. Des améliorations dans la mesure de VIL sont en effet possibles grâce à cette méthode malgré une connaissance approximative des paramètres nécessaires. Les méthodes classique et alternative de mesure du VIL ont été étudiées et comparées sur un jeu de données réelles d'un radar pointant verticalement. Cette étude indique qu'une meilleure estimation de l'altitude de l'isotherme 0°C et de la densité des particules entraîne une meilleure mesure du VIL par la méthode alternative. La simplicité de la méthode de mesure alternative du VIL la rend applicable dans des algorithmes en temps réel. Avant son application, cette méthode doit être testée sur un plus grand nombre de situations réelles de façon à comparer les mesures de VIL fournies par les deux méthodes. Il serait par ailleurs intéressant d'évaluer l'intérêt des techniques de polarisation pour la détermination de l'altitude 0°C et la distinction entre les types d'hydrométéores. Ces informations facilitent l'estimation du facteur de densité et la localisation de la couche de fusion.

Ce chapitre s'est intéressé à l'interprétation des données radar volumiques. Le VIL permet en quelque sorte une description de la composante microphysique de RadVil. L'interprétation des données radar Doppler fait l'objet du prochain chapitre. Elle vise à restituer une partie de la dynamique des systèmes précipitants.

Chapitre 3

Restitution du champ des vitesses horizontales à partir des données d'un radar Doppler

3.1 Introduction

Le modèle conceptuel de prévision qui a été retenu (et qui sera présenté dans le chapitre 4) utilise la vitesse de déplacement des systèmes précipitants déterminée par la méthode classique de corrélation croisée (1.3.3). Cette technique, fondée sur le traitement des images de réflectivité radar, décrit le mouvement d'ensemble des précipitations sur la zone considérée. Elle n'est toutefois pas capable de fournir avec détail la structure fine du champ de vitesse. Cette méthode, comme celles exposées dans le chapitre 1, se place à l'échelle des systèmes précipitants mais ne décrit pas le mouvement des hydrométéores au sein de ces systèmes.

La mesure Doppler renseigne sur la vitesse de déplacement moyenne des hydrométéores dans le faisceau radar. La taille du volume de résolution radar est souvent bien inférieure à la taille des systèmes précipitants (de 1 à plusieurs dizaines de km^2). La mesure radar Doppler offre donc la possibilité de suivre la dynamique des précipitations au sein des systèmes. Il s'agit d'un potentiel intéressant surtout aux échelles de l'hydrologie urbaine où il est fréquent que la taille des bassins versants soit inférieure à la taille des zones précipitantes qui les affectent. Nous proposons de compléter l'information fournie par la

méthode de corrélation croisée avec l'information obtenue par le radar Doppler.

La restitution des champs de vitesse au moyen des données radar Doppler fait l'objet du paragraphe 3.2 de ce chapitre dans lequel nous distinguons les techniques faisant appel à un ou plusieurs radars. La méthode que nous proposons, présentée dans le paragraphe 3.3, tente de tirer parti à la fois de la vitesse obtenue par la méthode de corrélation croisée et de l'information Doppler d'un seul radar. Il s'agit de fournir de manière simple une description détaillée du champ des vitesses. La fin du chapitre concerne l'application et l'évaluation de cette méthode (3.4).

3.2 Méthodes de restitution de la vitesse par radar Doppler

Parmi les méthodes de restitution proposées, on peut distinguer celles faisant appel aux données d'un seul radar Doppler (approches mono Doppler) de celles faisant appel à plusieurs (approches multi-Doppler).

3.2.1 Approches mono-Doppler

La VAD, acronyme de Velocity Azimuth Display (Lhermitte et Atlas, 1961) permet de calculer la vitesse horizontale moyenne à partir des mesures de vitesse radiale d'un radar Doppler effectuant une révolution azimutale complète à une distance et un angle de site constants. La vitesse moyenne du vent est obtenue par l'ajustement d'une fonction sinusoïdale aux vitesses radiales mesurées. Il est également possible d'extraire la divergence et la déformation horizontale à partir des coefficients de la transformée de Fourier de la vitesse radiale exprimée en fonction de l'angle d'azimut et des composantes cartésiennes du vent (Browning et Wexler, 1968). L'analyse VAD répétée pour différents angles de site ou différentes distances permet de reconstituer un profil vertical de ces grandeurs. La méthode repose sur une hypothèse d'uniformité ou de linéarité locale du vent. Cette hypothèse n'est pas vérifiée lors d'un soulèvement orographique ou d'un événement convectif. Une modification de cette méthode a été récemment proposée pour une application sur des champs de vent non uniformes (Siemen et Holt, 2000). Elle consiste à prédéterminer la fonction sinusoïdale à partir des valeurs de vent radial proches de zéro.

La méthode VVP (Volume Velocity Processing) (Easterbrook, 1975; Waldteufel et Corbin, 1979; Matejika et Srivastava, 1991) est proche de la méthode VAD. Au lieu d'appliquer l'ajustement sur un cercle ou un arc de cercle (angle de site et distance constante pour un angle d'azimut variable), elle s'applique sur un volume. La technique permet d'obtenir des informations sur les divergence et déformation locales. Comme pour la méthode VAD, cette méthode nécessite une hypothèse d'uniformité ou de linéarité locale du vent. Cette hypothèse est plus facilement vérifiée par l'utilisation de volumes aussi petits que possible.

Il est également possible de restituer le champ de vitesse horizontal complet moyennant une hypothèse sur les caractéristiques du champ de vitesse, par exemple en supposant le déplacement des systèmes précipitants sans déformation interne (Peace et al., 1969; Caillault et Lemaître, 1999). Cette méthode nécessite une hypothèse de stationnarité du champ de vent qui n'est pas facilement justifiée. Zhang et Gal-Chen (1996) ont donc proposé d'appliquer l'analyse des données à des zones mobiles afin de mieux vérifier les hypothèses de stationnarité.

Les méthodes mono-Doppler les plus prometteuses combinent les données radar avec des contraintes physiques comme, par exemple, la conservation de la réflectivité ou bien la continuité de la masse d'air (Laroche et Zawadzki, 1994; Sun et Crook, 1997; Sun et Crook, 1998). Il s'agit de méthodes d'assimilation de données, c'est-à-dire des procédés par lesquels on fusionne les données provenant de diverses sources, et en général de types différents, pour produire un ensemble de données cohérent. Les méthodes de ce type permettent non seulement une restitution du champ de vitesse tridimensionnel complet mais aussi des paramètres dynamiques et thermodynamiques. Elles présentent l'avantage de restituer, à l'aide d'un modèle, les valeurs des variables même là où les mesures ne peuvent être obtenues. Qiu et Xu (1992) ont développé une méthode d'assimilation de données utilisant l'adjoint (voir la note en bas de page) d'un modèle complet pour exploiter conjointement deux types de données pour la restitution du champ de vitesse. La fonction de coût ¹ à minimiser est composée de trois termes. Le premier représente

¹La fonction de coût représente l'écart entre les observations et les prévisions du modèle. La minimisation de cette fonction implique souvent le calcul de la dérivée d'une fonction non linéaire par rapport aux variables à estimer. Pour faciliter ce calcul, on linéarise généralement le modèle. La transposée au sens mathématique du modèle linéaire tangent ainsi obtenue est appelée **modèle adjoint**. Ce dernier

l'écart entre le champ de réflectivité observé et celui estimé à partir du champ de réflectivité précédent auquel on applique une advection avec le champ de vitesse restituée. Le second correspond à la divergence du champ de vent horizontal. Le dernier exprime les écarts entre le champ de vent radial observé et le champ de vent radial restitué. Le coût numérique élevé constitue l'inconvénient majeur de ce type de méthode. Les techniques adjointes ne sont, pour cette raison, pas conseillées pour des échéances inférieures à une heure (Tabary et al., 2002).

3.2.2 Approches multi-Doppler

Des extensions de la méthode VAD adaptées à l'utilisation de deux radars ont été proposées : la méthode «double VAD» et «VAD quadratique» (Scialom et Testud, 1986; Scialom et Lemaître, 1994) dans lesquelles les variations des composantes horizontales du vent sont supposées respectivement linéaires et quadratiques. D'autres méthodes consistent à restituer le champ de vitesses horizontale et verticale à partir de plusieurs radars Doppler en utilisant des conditions aux limites et des contraintes de continuité. La méthode baptisée MANDOP, pour Multiple ANalysis DOPpler (Scialom et Lemaître, 1990), consiste à développer les trois composantes du vent sous une forme analytique puis à déterminer les coefficients de ce développement. La recherche des coefficients s'effectue en minimisant une fonction de coût qui représente notamment les écarts entre la vitesse restituée et la vitesse observée à travers les mesures radar.

La technique MUSCAT, acronyme de Multiple doppler Synthesis and Continuity Adjustment Technique (Bousquet et Chong, 1998), initialement prévue pour exploiter les données d'un radar Doppler aéroporté, a été adaptée pour des radars Doppler au sol et testée avec succès (Chong et al., 2000) lors de la campagne MAP (cf. 6.1). Elle repose sur la minimisation d'une fonction de coût de trois termes. Le premier terme correspond à l'ajustement des observations Doppler avec le champ de vitesse restitué, le second à l'ajustement d'une équation de continuité et le dernier au filtrage des variations de petite échelle des composantes du vent.

permet de connaître de façon précise la sensibilité du modèle à chaque variable à l'état initial.

3.2.3 Quelle méthode pour RadVil ?

L'utilisation de plusieurs radars n'est pas envisagée dans notre contexte hydrologique pour des questions de coût et de limitations physiques : les méthodes à plusieurs radars nécessitent, pour être applicables, que les instruments soient suffisamment proches les uns des autres. Par ailleurs, les techniques mono-Doppler avec contraintes physiques ont également été écartées pour leur coût numérique élevé peu compatible avec nos objectifs. Les méthodes de type VAD ne nous semblent pas utiles car elles fournissent uniquement une estimation de la vitesse moyenne sur une zone donnée, ce que fournit déjà la méthode de corrélation croisée. Nous souhaitons donc utiliser une méthode de restitution d'un coût numérique faible faisant appel à un seul radar Doppler. La méthode proposée dans le prochain paragraphe tente de tirer parti, en chaque pixel radar, de la combinaison de la réflectivité radar et de la vitesse Doppler. Cette méthode fait appel à un filtre statistique simple qui combine ces informations au sein d'un modèle reposant sur l'hypothèse d'un champ de vitesse stationnaire.

3.3 Méthode proposée pour la restitution du champ des vitesses horizontales

3.3.1 Principe

La méthode classique de détermination de la vitesse de déplacement des systèmes précipitants fournit une vitesse moyenne. Le radar Doppler offre une information complémentaire sur la vitesse de déplacement des hydrométéores, projetée sur l'axe de visée du radar. Notre objectif est de combiner ces deux types d'information pour restituer le champ des vitesses horizontales. Il s'agit bien là d'un problème d'assimilation de données. Pour résoudre ce problème, nous avons choisi le filtre de Kalman dont le principe de fonctionnement fait l'objet du prochain paragraphe.

3.3.2 Le filtre de Kalman

Principe

L'état de tout système physique peut être décrit par une ou plusieurs variables appelées variables d'état. Celles-ci sont liées aux observations par une loi de comportement. L'évolution temporelle des variables d'état est, quant à elle, décrite par l'équation d'état appelée également plus simplement «modèle».

Du fait des imprécisions du modèle et des observations, les valeurs des variables d'état obtenues par la prédiction et les observations diffèrent. Les méthodes d'assimilation de données peuvent alors être utilisées pour améliorer la cohérence entre ces informations.

Un estimateur optimal est un algorithme qui traite les observations pour en déduire, avec le moins d'erreur possible, une estimation de l'état du système à partir (Gelb, 1974) :

- de l'équation d'état et de la loi de comportement,
- d'hypothèses sur les caractéristiques des erreurs de modélisation et de mesure,
- des informations sur les conditions initiales.

Les méthodes de filtrage appartiennent à ce type d'algorithme. On parle de filtrage lorsque l'instant auquel l'estimation est réalisée correspond à celui où les observations sont obtenues. Ces méthodes sont couramment employées dans des domaines aussi différents que l'hydrologie, la médecine ou la physique spatiale, notamment pour l'estimation des trajectoires lorsque les moyens de mesures sont multiples.

Le filtre de Kalman (1960) est l'une des méthodes d'estimation optimale les plus connues. Il s'agit d'une méthode d'assimilation de données adaptée au filtrage linéaire récursif de données discrètes. Le filtre fournit une estimation du vecteur d'état et de sa matrice de covariance qui contient les informations concernant la précision des variables. L'estimation réalisée est fondée sur toutes les données les plus récemment observées et sur celles prédites par le modèle au même moment. Le filtre de Kalman étendu est une variante dans laquelle le modèle est linéarisé pour une application à des systèmes non linéaires.

Problème à résoudre

Le filtre de Kalman répond à la question suivante : quelle est l'estimation optimale d'un système dont l'état à l'instant t peut être à la fois :

1. directement ou indirectement mesuré par les moyens d'observation disponibles avec une erreur dont les caractéristiques statistiques sont connues,
2. prédit à partir de l'estimation de son état à $t - 1$ au moyen d'un modèle dont les caractéristiques statistiques des erreurs sont également connues.

Variable d'état et précision

Soit $\mathbf{X}_t^E$ le vecteur d'état, estimé à l'instant t , composé d'une ou plusieurs variables d'état décrivant l'état d'un système et $\mathbf{Y}_t$ le vecteur des mesures disponibles au même instant. L'erreur qui affecte les différentes composantes du vecteur d'état estimé s'exprime au moyen d'une matrice de covariance $\mathbf{P}_t^E$. Les termes diagonaux représentent les variances d'erreur. Il est admis que les erreurs de mesure sont sans biais et distribuées selon une loi de Gauss.

Modèle, sources d'observations et erreurs

L'état du système est prédit au moyen d'un modèle à l'instant t connaissant l'état du système à $t - 1$:

$$\mathbf{X}_t = \Phi_t \mathbf{X}_{t-1} + \mathbf{w}_t, \quad (3.1)$$

où $\mathbf{X}_t$ est le vecteur d'état à t , Φ_t est la matrice de transition des états à t . La prédiction s'accompagne d'une erreur liée à l'imperfection du modèle. Cette erreur se représente sous la forme d'un vecteur $\mathbf{w}_t$ des erreurs des variables d'état prédites par le modèle. Nous considérons que ces erreurs sont non biaisées et suivent une distribution de type gaussienne. La matrice de covariance des erreurs du modèle est définie par :

$$\mathbf{Q}_t = E[\mathbf{w}_t \mathbf{w}_t^T], \quad (3.2)$$

où E signifie l'espérance mathématique et l'indice T la transposée.

L'état du système peut être aussi apprécié grâce aux moyens disponibles d'observation. La loi de comportement relie la variable d'état aux observations :

$$\mathbf{Y}_t = \mathbf{H} \mathbf{X}_t + \mathbf{v}_t, \quad (3.3)$$

où $\mathbf{Y}_t$ est le vecteur des mesures à t , $\mathbf{H}$ est la matrice de transition que nous considérons indépendante du temps. La mesure est, elle aussi, imparfaite et s'accompagne d'une erreur

$\mathbf{v}_t$ dont les caractéristiques sont également supposées sans biais et distribuées selon une loi de Gauss. On définit la matrice de covariance des erreurs de mesure par :

$$\mathbf{R}_t = E[\mathbf{v}_t \mathbf{v}_t^T], \quad (3.4)$$

Démonstration et interprétation physique des relations du filtre

Le principe du filtre consiste à estimer le vecteur d'état en combinant la prédiction $\mathbf{X}_t^P$ et la mesure $\mathbf{Y}_t$ et en donnant des poids différents à chacune des informations selon la confiance que l'on peut leur accorder :

$$\mathbf{X}_t^E = \mathbf{k}_t \mathbf{X}_t^P + \mathbf{K}_t \mathbf{Y}_t, \quad (3.5)$$

où $\mathbf{k}_t$ et $\mathbf{K}_t$ sont des matrices de pondération ; les exposants P et E signifient respectivement «prédiction» et «estimation».

Il s'agit de déterminer les deux matrices de pondération qui minimisent les erreurs d'estimation de X_t^E au sens des moindres carrés. L'estimation du vecteur d'état $\mathbf{X}_t^E$ peut être écrite :

$$\mathbf{X}_t^E = \mathbf{X}_t + \mathcal{E}_t^E, \quad (3.6)$$

où $\mathbf{X}_t$ est le vecteur d'état vrai et $\mathcal{E}_t^E$ l'erreur d'estimation. Le vecteur des erreurs d'estimation s'exprime :

$$\mathcal{E}_t^E = \mathbf{k}_t(\mathbf{X}_t - \mathbf{w}_t) + \mathbf{K}_t \mathbf{H}(\mathbf{X}_t - \mathbf{v}_t) - \mathbf{X}_t \quad (3.7)$$

$$= (\mathbf{k}_t + \mathbf{K}_t \mathbf{H} - \mathbf{I}) \mathbf{X}_t - \mathbf{k}_t \mathbf{w}_t - \mathbf{K}_t \mathbf{H} \mathbf{v}_t. \quad (3.8)$$

Les erreurs de mesure et du modèle étant supposées non biaisées,

$$E(\mathbf{w}_t) = E(\mathbf{v}_t) = 0. \quad (3.9)$$

Par conséquent,

$$E(\mathcal{E}_t^E) = 0 \iff \mathbf{k}_t = \mathbf{I} - \mathbf{K}_t \mathbf{H}. \quad (3.10)$$

Le vecteur d'état estimé par le filtre vaut donc :

$$\mathbf{X}_t^E = \mathbf{X}_t^P + \mathbf{K}_t(\mathbf{Y}_t - \mathbf{H} \mathbf{X}_t^P). \quad (3.11)$$

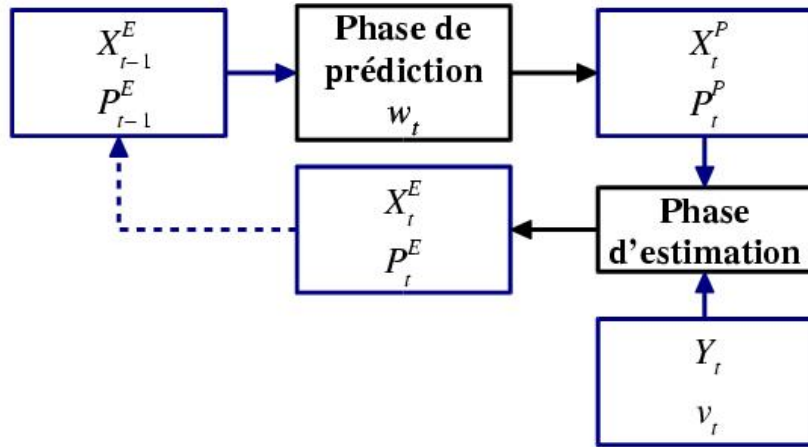


FIG. 3.1 – Principe de fonctionnement du filtre de Kalman utilisé

La matrice $\mathbf{K}_t$ est appelée le gain du filtre (Gelb, 1974) :

$$\mathbf{K}_t = \mathbf{P}_t^P \mathbf{H}_t^T (\mathbf{H}_t \mathbf{P}_t^P \mathbf{H}_t^T + \mathbf{R}_t)^{-1}. \quad (3.12)$$

$\mathbf{K}_t$ est une matrice. Dans le cas simple où le vecteur d'état se limite à une valeur scalaire, le gain est compris entre 0 et 1. Un gain proche de 0 signifie que les observations n'interviennent que faiblement pour modifier la valeur prédite par le modèle et donc qu'il leur est accordé une confiance moindre qu'au modèle. Une valeur du gain proche de 1 signifie qu'une plus grande confiance est faite aux observations qu'au modèle. On appelle innovation la valeur :

$$\mathbf{Inn}_t = \mathbf{Y}_t - \mathbf{H} \mathbf{X}_t^P. \quad (3.13)$$

Il s'agit de la correction significative de l'estimation par les observations.

Technique d'application (figure 3.1)

Le filtre fonctionne suivant deux étapes. La première est une phase de prédiction ; la seconde, une phase d'estimation. S'agissant d'un filtre récursif, l'état estimé à $t - 1$ est utilisé dans la phase de prédiction à t . Les informations concernant la précision de l'estimation sont contenues dans la matrice de covariance $\mathbf{P}$.

Phase de prédiction : La première étape consiste à prédire la valeur du vecteur d'état au moyen de l'équation d'état à t (relation 3.1) ainsi que sa précision à partir de l'état estimé à $t - 1$:

$$\mathbf{X}_t^P = \Phi \mathbf{X}_{t-1}^E + \mathbf{w}_t. \quad (3.14)$$

La prédiction du vecteur d'état $\mathbf{X}_t^P$ vaut la valeur du vecteur d'état vrai $\mathbf{X}_t$ à un vecteur d'erreur de prédiction $\mathcal{E}_t^P$ près :

$$\mathcal{E}_t^P = \mathbf{X}_t^P - \mathbf{X}_t \quad (3.15)$$

$$\mathcal{E}_t^P = \Phi \mathbf{X}_{t-1}^E + \mathbf{w}_t - \mathbf{X}_t \quad (3.16)$$

$$\mathcal{E}_t^P = \Phi(\mathbf{X}_{t-1} + \mathcal{E}_{t-1}^E) + \mathbf{w}_t - \mathbf{X}_t \quad (3.17)$$

$$\mathcal{E}_t^P = \Phi \mathcal{E}_{t-1}^E + \mathbf{w}_t. \quad (3.18)$$

Si les erreurs de mesure ne sont pas corrélées avec les erreurs de modélisation, l'erreur de prédiction se caractérise par sa matrice de covariance :

$$\mathbf{P}_t^P = E(\mathcal{E}_t^P \mathcal{E}_t^{PT}) \quad (3.19)$$

$$\mathbf{P}_t^P = E(\Phi \mathcal{E}_{t-1}^E \Phi^T \mathcal{E}_{t-1}^{ET}) + E(\mathbf{w}_t \mathbf{w}_t^T) \quad (3.20)$$

$$\mathbf{P}_t^P = \Phi \mathbf{P}_{t-1}^E \Phi^T + \mathbf{Q}_t. \quad (3.21)$$

Cette expression montre clairement que l'erreur de prédiction est liée à fois à la propagation des erreurs d'estimation et aux erreurs du modèle.

Phase de validation : Elle consiste à calculer l'innovation $\mathbf{Inn}_t$ et le gain du filtre $\mathbf{K}_t$ selon les relations (3.12) et (3.13).

Phase d'estimation : La phase d'estimation utilise le gain et l'innovation précédemment calculés pour mettre à jour les prédictions. Le vecteur d'état est estimé par la relation (3.11) :

$$\mathbf{X}_t^E = \mathbf{X}_t^P + \mathbf{K}_t \mathbf{Inn}_t. \quad (3.22)$$

Le premier terme de cette relation correspond à la prédiction du vecteur d'état, le second au terme de correction (produit du gain par l'innovation). L'erreur d'estimation vaut alors, selon la relation (3.6) :

$$\mathcal{E}_t^E = \mathbf{X}_t^E - \mathbf{X}_t \quad (3.23)$$

$$\mathcal{E}_t^E = \mathbf{X}_t^P + \mathbf{K}_t(\mathbf{Y}_t - \mathbf{H}\mathbf{X}_t^P) - \mathbf{X}_t \quad (3.24)$$

$$\mathcal{E}_t^E = (\mathbf{I} - \mathbf{K}_t\mathbf{H})\mathbf{X}_t^P + \mathbf{K}_t\mathbf{Y}_t - \mathbf{X}_t \quad (3.25)$$

$$\mathcal{E}_t^E = (\mathbf{X}_t + \mathcal{E}_t^P)(\mathbf{I} - \mathbf{K}_t\mathbf{H}) + \mathbf{K}_t(\mathbf{H}\mathbf{X}_t + \mathbf{v}_t) - \mathbf{X}_t \quad (3.26)$$

$$\mathcal{E}_t^E = (\mathbf{I} - \mathbf{K}_t\mathbf{H})\mathcal{E}_t^P + \mathbf{K}_t\mathbf{v}_t. \quad (3.27)$$

L'erreur de prédiction $\mathcal{E}_t^P$ se caractérise par sa matrice de covariance. Si $\mathcal{E}_t^P$ et $\mathbf{v}_t$ ne sont pas corrélés, alors :

$$\mathbf{P}_t^E = E(\mathcal{E}_t^E \mathcal{E}_t^{ET}) \quad (3.28)$$

$$\mathbf{P}_t^E = E[(\mathbf{I} - \mathbf{K}_t\mathbf{H})\mathcal{E}_t^P(\mathbf{I} - \mathbf{K}_t\mathbf{H})^T \mathcal{E}_t^{PT}] + E(\mathbf{K}_t\mathbf{v}_t\mathbf{K}_t^T \mathbf{v}_t^T) \quad (3.29)$$

$$\mathbf{P}_t^E = (\mathbf{I} - \mathbf{K}_t\mathbf{H})\mathbf{P}_t^P(\mathbf{I} - \mathbf{K}_t\mathbf{H})^T + \mathbf{K}_t\mathbf{R}_t\mathbf{K}_t^T. \quad (3.30)$$

La combinaison des relations (3.12) et (3.30) amène à la relation suivante pour la matrice de covariance des erreurs d'estimation :

$$\mathbf{P}_t^E = \mathbf{P}_t^P - \mathbf{K}_t\mathbf{H}\mathbf{P}_t^P. \quad (3.31)$$

Résumé

Le vecteur d'état et sa matrice de covariance à t sont prédits par le modèle à partir du vecteur d'état estimé et de sa matrice de covariance à $t - 1$ (Equations 3.14 et 3.21) :

$$\mathbf{X}_t^P = \Phi\mathbf{X}_{t-1}^E + \mathbf{w}_t$$

$$\mathbf{P}_t^P = \Phi\mathbf{P}_{t-1}^E\Phi^T + \mathbf{Q}_t.$$

Au même moment, à t , une mesure est disponible. Le gain peut alors être calculé (Equation 3.12) :

$$\mathbf{K}_t = \mathbf{P}_t^P\mathbf{H}^T(\mathbf{H}\mathbf{P}_t^P\mathbf{H}^T + \mathbf{R}_t)^{-1}.$$

Le vecteur d'état et sa matrice de covariance à t sont estimés à partir des prédictions, des observations et du gain (Equations 3.11 et 3.30) :

$$\mathbf{X}_t^E = \mathbf{X}_t^P + \mathbf{K}_t(\mathbf{Y}_t - \mathbf{H}\mathbf{X}_t^P)$$

$$\mathbf{P}_t^E = (\mathbf{I} - \mathbf{K}_t\mathbf{H})\mathbf{P}_t^P(\mathbf{I} - \mathbf{K}_t\mathbf{H})^T + \mathbf{K}_t\mathbf{R}_t\mathbf{K}_t^T.$$

3.3.3 Application du filtre pour la restitution du champ des vitesses horizontales

Notre objectif est de tirer parti de la mesure Doppler v_r d'un seul radar pour la restitution du champ des vitesses horizontales. Nous proposons de compléter l'information obtenue par l'analyse du champ de réflectivité, c'est-à-dire à partir de la vitesse v_{cc} déterminée par la méthode de corrélation croisée, avec la vitesse mesurée par radar Doppler v_r au sein d'un modèle reposant sur une hypothèse de persistance, au sens lagrangien, du champ des vitesses horizontales. Ce modèle transporte le champ des vitesses locales avec le champ de vitesse globale v_{cc} .

Le filtre fonctionne à partir des images d'un seul radar Doppler. Il utilise la réflectivité radar de deux images successives pour déterminer v_{cc} et exploite directement la vitesse radiale v_r . La méthode de restitution devrait s'appliquer en toute rigueur à l'ensemble de l'image. Cependant, cela implique la résolution d'un système trop lourd pour être traité rapidement. On suppose donc que les erreurs de mesure et de modélisation sont décorréliées dans l'espace. Ainsi les pixels sont-ils traités indépendamment. La formulation de la méthode suppose également que les erreurs concernant v_{cc} ne présentent, en moyenne, aucun biais par rapport à la vitesse réelle.

Les valeurs attribuées aux éléments du filtre sont maintenant présentées. Nous définissons d'abord les vecteurs d'état et de mesure, et ensuite, les vecteurs d'erreur.

Vecteurs d'état et de mesure

Le vecteur d'état est composé de deux variables : la composante de la vitesse dans la direction ouest-est v_x et celle de la composante sud-nord v_y . En conservant la terminologie

employée dans la partie théorique, le vecteur d'état s'écrit :

$$\mathbf{X} = \begin{bmatrix} v_x \\ v_y \end{bmatrix}. \quad (3.32)$$

Les indications en fonction du temps, exprimées jusqu'ici par l'indice t seront, pour simplifier la lisibilité, implicites jusqu'à la fin de ce chapitre. Le vecteur de mesure contient trois termes : la vitesse de déplacement des échos déterminée par la méthode de corrélation croisée selon les deux directions horizontales, v_{ccx} et v_{ccy} , et la composante radiale de la vitesse des échos mesurée par radar Doppler v_r :

$$\mathbf{Y} = \begin{bmatrix} v_{ccx} \\ v_{ccy} \\ v_r \end{bmatrix}. \quad (3.33)$$

Notre équation d'état, le modèle, spécifie une persistance au sens lagrangien des valeurs des variables d'état :

$$\mathbf{X}_t = \Phi \mathbf{X}_{t-1} + \mathbf{w}_t \text{ avec } \Phi = \begin{bmatrix} 1 & 0 \\ 0 & 1 \end{bmatrix}. \quad (3.34)$$

La loi de comportement reliant le vecteur des mesures en fonction du vecteur d'état s'exprime :

$$\mathbf{Y} = \mathbf{H}\mathbf{X} + \mathbf{v} \text{ avec } \mathbf{H} = \begin{bmatrix} 1 & 0 \\ 0 & 1 \\ -\sin a \cos s & -\cos a \cos s \end{bmatrix}. \quad (3.35)$$

où a est l'angle d'azimut du point considéré par rapport au radar et s est l'angle de site.

Vecteurs et matrices de transition des erreurs

La définition des erreurs de modélisation, d'estimation et de mesure constitue une étape clef de la méthode de restitution. En effet, la confiance accordée à chaque information dépend des caractéristiques concernant leur précision. Concrètement, si les erreurs sont mal définies, le filtre ne donnera pas la confiance que chaque information mériterait de recevoir. Par exemple, une information pourtant de bonne qualité sera mal exploitée si son erreur est surestimée. Pire, si une erreur est trop petite alors que l'information

correspondante n'est pas fiable, l'estimation réalisée par le filtre sera mauvaise et les erreurs d'estimation seront accrues par le filtre au lieu d'être réduites.

Le filtre fournit une estimation du vecteur d'état en fonction de :

- la fiabilité des hypothèses du modèle,
- la précision des mesures,
- la définition des erreurs.

La précision de la prédiction du modèle dépend de sa bonne représentation de la réalité. Celle concernant la vitesse de corrélation croisée dépend des conditions d'application de la méthode et de la représentativité de cette vitesse globale par rapport à la vitesse locale. La précision des mesures de vitesse radiale est très bonne car la mesure Doppler est, dans cette étude, directement simulée à partir des vitesses horizontales de référence. Il convient donc d'appliquer un bruit statistique à v_r de façon à représenter des erreurs de mesure.

La définition des caractéristiques statistiques des erreurs doit suivre, si possible, une logique physique pour que la méthode soit indépendante de la qualité des données et de la situation météorologique étudiée. Nous proposons une modélisation de ces caractéristiques dans laquelle les erreurs suivent une distribution de Gauss de moyenne nulle dont la valeur de l'écart-type repose sur des considérations physiques. Pour chaque mesure et prédiction, nous présentons maintenant comment est définie l'écart-type de la distribution de ses erreurs.

Vitesse déterminée par la méthode de corrélation croisée : la confiance accordée à la vitesse déterminée par la méthode de corrélation croisée v_{cc} dépend de la cohérence globale et locale observée entre le champ de vitesse radiale et le champ de v_{cc} projeté sur les radiales. Une forte corrélation entre ces deux champs indique que l'on peut avoir confiance dans la valeur de v_{cc} . L'écart-type de l'erreur portant sur v_{cc} est donc défini proportionnel à

1. l'écart moyen sur l'image entre la vitesse radiale mesurée v_r et v_{ccr} , la projetée de v_{cc} sur la radiale ;
2. l'écart en chaque point entre la vitesse radiale mesurée v_r et la projetée de v_{cc} sur la radiale.

Il s'écrit :

$$\sigma_{v_{ccx}} = \sigma_{v_{ccy}} = \sqrt{1 - (r_{cc})^2} \times |v_{ccr} - v_r| \quad (3.36)$$

où r_{cc} est le coefficient de corrélation entre le champ de vitesse radiale mesurée v_r et v_{ccr} , le champ des vitesses horizontales déterminées par corrélation croisée et projeté sur les axes des radiales.

Vitesse prédite par le modèle : le modèle repose sur l'hypothèse de persistance, au sens lagrangien, du champ de vitesse. L'advection est réalisée au moyen de v_{cc} . De la même manière que pour v_{cc} , la confiance accordée à la vitesse prédite v_p dépend de la cohérence observée entre le champ de vitesse radiale et le champ de vitesse prédit projeté sur les radiales. C'est pourquoi l'écart-type est également proportionnel à l'écart existant, globalement et localement, entre la vitesse radiale mesurée v_r et v_{pr} , la projection de la vitesse estimée par la méthode sur la radiale :

$$\sigma_{v_{px}} = \sigma_{v_{py}} \sqrt{1 - (r_p)^2} \times |v_{pr} - v_r|, \quad (3.37)$$

où r_p est le coefficient de corrélation entre le champ de vitesse radiale mesurée v_r et v_{pr} , le champ des vitesses horizontales prédites par le modèle et projeté sur les axes des radiales.

Les erreurs de modélisation et celles portant sur la vitesse déterminée par corrélation croisée reposent donc sur la vitesse radiale mesurée par le radar Doppler qui sert en quelque sorte à contrôler les hypothèses du modèle et évaluer la qualité de v_{cc} .

Vitesse radiale : le but de la méthode est d'exploiter la mesure Doppler surtout lorsque v_r se trouve dans un axe favorable à la restitution du champ de vitesse horizontal. C'est le cas lorsque la direction du vent est proche de celle de l'axe de la radiale. L'écart-type de la distribution des erreurs de mesure de la vitesse radiale est donc choisi de telle sorte qu'il dépende de l'orientation relative entre l'axe de la radiale et la direction de v_{cc} :

$$\sigma_{v_r} = \frac{\pi}{2} - \left| \arctan\left(\frac{v_{ccy}}{v_{ccx}}\right) - \arctan\left(\frac{y}{x}\right) \right| \text{ si } v_r \text{ existe, } 100 \text{ m s}^{-1} \text{ sinon.} \quad (3.38)$$

Le poids accordé à cette mesure est ainsi réduit lorsque l'angle entre $\mathbf{v}_{cc}$ et l'axe de la radiale est faible. Il est augmenté dans le cas contraire. Lorsque la mesure Doppler n'est pas disponible, elle n'est bien sûr pas exploitable. Un écart type volontairement élevé est

appliqué à son erreur de mesure de façon à attribuer la totalité de la confiance aux autres mesures disponibles.

Récapitulation de la modélisation des caractéristiques des erreurs : les vecteurs d'erreurs $\mathbf{v}$ et $\mathbf{w}$ qui représentent les valeurs des écarts-types de la distribution statistique des erreurs de mesure et de modélisation s'écrivent donc finalement :

$$\mathbf{v} = \begin{bmatrix} \sigma_{v_{ccx}} = \sqrt{1 - (r_{cc})^2} \times |v_{ccr} - v_r| \\ \sigma_{v_{ccy}} = \sqrt{1 - (r_{cc})^2} \times |v_{ccr} - v_r| \\ \sigma_{v_r} = \frac{\pi}{2} - |\arctan\left(\frac{v_{ccy}}{v_{ccx}}\right) - \arctan\left(\frac{y}{x}\right)| \text{ si } v_r \text{ existe, } 100 \text{ m s}^{-1} \text{ sinon.} \end{bmatrix} \quad (3.39)$$

$$\mathbf{w} = \begin{bmatrix} \sigma_{v_{px}} = \sqrt{1 - (r_p)^2} \times |v_{pr} - v_r|, \\ \sigma_{v_{py}} = \sqrt{1 - (r_p)^2} \times |v_{pr} - v_r|, \end{bmatrix} \quad (3.40)$$

On suppose que les erreurs de modélisation et de mesure sont, en un point, indépendantes. Les termes non diagonaux des matrices de covariance Q et R sont donc nuls.

3.3.4 Optimisation de la méthode de restitution

Les erreurs, de nature statistique, ont été caractérisées dans le paragraphe précédent selon une logique physique. Si cette représentation des erreurs est de bonne qualité, une restitution fidèle du champ de vitesse doit être obtenue indépendamment de la situation météorologique étudiée et de la qualité des mesures. La méthode peut être optimisée en ayant recours à une paramétrisation qui concilie logique physique et logique statistique. La paramétrisation consiste à appliquer un jeu de coefficients multiplicateurs, α , β et γ , aux différents termes des vecteurs d'erreur.

Le calibrage du filtre s'effectue en recherchant les valeurs des coefficients α , β et γ qui optimisent la méthode de restitution. Le moyen retenu pour évaluer l'optimisation de la méthode est l'utilisation d'un critère statistique sur l'ensemble de l'événement entre le champ de vitesse restitué et le champ de vitesse de référence. Cette démarche est présentée dans le prochain paragraphe.

3.4 Évaluation de la méthode de restitution proposée

L'évaluation porte sur la qualité de la restitution du champ de vitesse horizontal. Nous souhaitons évaluer la méthode de restitution indépendamment des erreurs de mesure radar. Une solution consiste à procéder par simulation : les données radar sont simulées à partir de données issues d'un modèle numérique de prévision météorologique. La simulation des données radar fait l'objet du paragraphe 3.4.2. Le paragraphe 3.4.1 présente cette démarche. La situation météorologique reproduite est celle du 4 août 1994 sur le bassin parisien simulée par Mésos-NH. Elle est utilisée et décrite dans le chapitre 5. Le domaine a été réduit à une zone de $100 \times 100 \text{ km}^2$ centrée au milieu du domaine principal. En procédant par simulation, nous disposons des données de réflectivité, des deux composantes de la vitesse horizontale et des vitesses radiales correspondantes. Tous les éléments nécessaires sont ainsi disponibles pour appliquer la méthode de restitution et la tester. Cette démarche sert à évaluer la restitution proposée mais aussi à l'optimiser.

3.4.1 Démarche de l'évaluation

Cette évaluation consiste à comparer les champs de vitesses estimés et les champs de vitesse déterminés par corrélation croisée par rapport aux champs de vitesse de référence (voir figure 3.2). Les champs de vitesse issus du modèle météorologique et qui ont servi à la simulation des vitesses radiales servent de référence. La comparaison est effectuée au moyen d'un critère statistique qui quantifie l'apport offert par la méthode de restitution. Nous avons choisi le critère de Nash défini par :

$$Nash = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (\hat{y}_i - y_i)^2}{\sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2} \quad (3.41)$$

où y est la valeur de référence et $\hat{y}$ est la valeur estimée.

3.4.2 Simulation des données radar

La figure 3.3 illustre le principe de simulation des données radar depuis les informations fournies par le modèle météorologique de référence. Les données volumiques et Doppler sont construites à partir des informations issues de ce modèle.

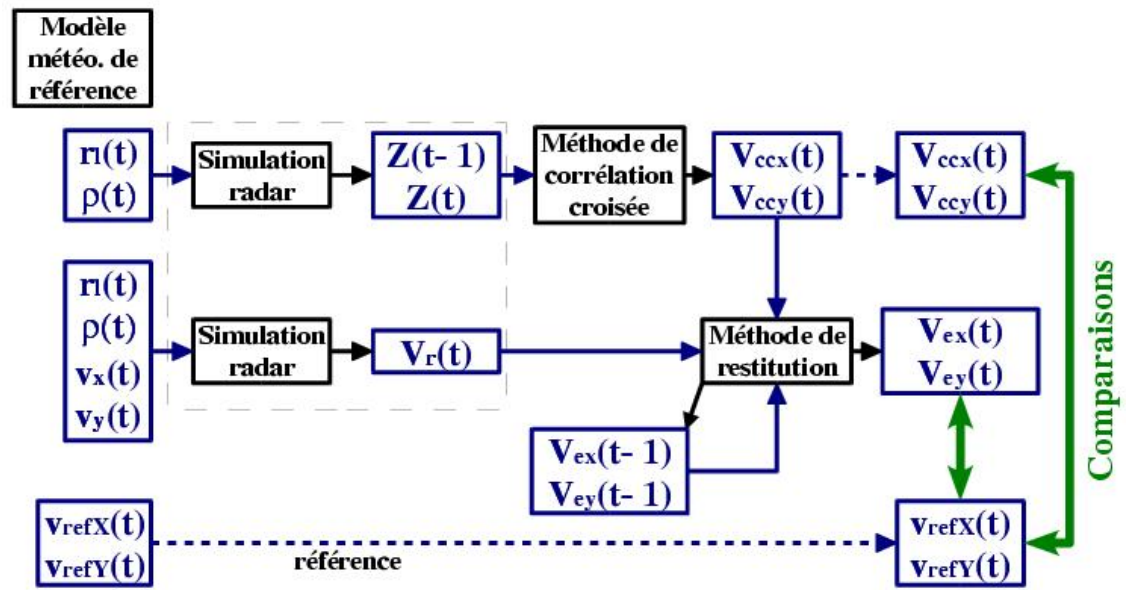


FIG. 3.2 – Démarche de l'évaluation de la méthode de restitution. La référence est produite par le modèle numérique de prévision météorologique. Les champs de vitesses estimés d'une part par le filtre et d'autre part par la méthode de corrélation croisée sont comparés à la référence. r_l et ρ correspondent au rapport de mélange en eau liquide et à la densité de l'air. Z est le facteur de réflectivité radar. La partie entourée par un trait discontinu correspond à la simulation des données radar détaillée par la figure 3.3.

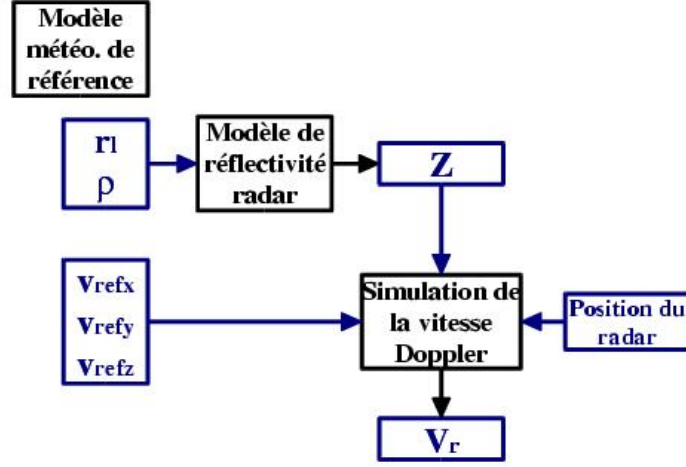


FIG. 3.3 – Simulation des données radar à partir des variables issues d’un modèle numérique de prévision météorologique

Le facteur de réflectivité radar est calculé à partir du contenu en eau simulé par le modèle de référence par une relation Z-M classique. Les modèles numériques fournissent des variables pronostiques comme les rapports de mélange de l’eau sous ses différents états et la densité de l’air. Le produit de ces deux quantités donne le contenu en eau. Les informations ont été extraites du modèle de référence au niveau vertical correspondant au premier angle de site.

La vitesse Doppler est la projection de la vitesse des particules dans le volume de résolution radar sur l’axe radar-cible (Waldteufel et Corbin, 1979) :

$$v_r = -[v_{refx} \sin(a) \cos(s) + v_{refy} \cos(a) \cos(s) + (v_{refz} - v_l) \sin(s)] \quad (3.42)$$

où v_{refx} , v_{refy} et v_{refz} sont les composantes cartésiennes de la vitesse de l’air, v_l est la vitesse terminale des gouttes, a est l’angle d’azimut et s est l’angle de site.

Joss et Waldvogel (1988) ont proposé une relation entre la réflectivité et la vitesse terminale des gouttes à partir d’une étude granulométrique de la pluie au sol. Cette relation fréquemment utilisée s’écrit :

$$v_l = 2.6Z^{0.107} \quad (3.43)$$

où Z est exprimé en $\text{mm}^6 \text{ m}^{-3}$ et la vitesse en m s^{-1} .

$\sigma_{v_{cc}}$	σ_{v_r}	σ_{v_p}	Critère de Nash
0.001	1	1	-18%
1	0.001	1	25%
1	1	0.001	-2%
1	1	1	12%

TAB. 3.1 – Performance de la méthode de restitution (valeurs du critère de Nash) en fonction des valeurs des écarts-types de la distribution des erreurs de mesure et de modélisation (non définis physiquement)

Dans le cas présent, le premier angle de site disponible a été utilisé. Pour cette faible élévation du faisceau radar, le dernier terme de v_r (vertical) de l'équation (3.42) est négligeable devant les deux autres. La vitesse radiale ne dépend donc que des vitesses horizontales de référence.

3.4.3 Résultats de l'évaluation

Caractérisation non physique des erreurs

La méthode a d'abord été testée sans caractériser de manière physique les valeurs des vecteurs d'erreurs (de mesure et de modélisation). Une étude de sensibilité, très simple, aux valeurs de ces vecteurs (tableau 3.1) permet d'estimer globalement les valeurs optimisant la méthode de restitution. Il s'agit ici uniquement de qualifier les informations les plus fiables. Pour cela, les valeurs des écarts-types ont été fixées alternativement à des valeurs extrêmement faibles pour simuler une confiance absolue à leur mesure. La restitution semble meilleure lorsque le vecteur d'erreur relatif à la mesure de v_r est faible.

Il convient toutefois de préciser ici qu'il s'agit d'une étude de faisabilité dans laquelle la vitesse radiale est calculée à partir des données de référence. Elle est exempte d'erreurs de mesure. Dans la réalité, ce n'est bien sûr pas le cas. Un bruit est donc ajouté à l'information pour simuler plus fidèlement sa mesure : l'erreur de mesure de v_r suit une distribution de Gauss de moyenne nulle et d'écart-type de 1 m/s. La valeur du coefficient de Nash diminue si on ajoute ce bruit (voir le tableau 3.2 où $Nash = 6\%$ au lieu de 12%). Cela traduit une confiance moins marquée du filtre pour la mesure de vitesse radiale. La valeur

$\sigma_{v_{cc}}$	σ_{v_r}	σ_{v_p}	Critère de Nash
0.001	1	1	-18%
1	0.001	1	7%
1	1	0.001	-39%
1	1	1	6%

TAB. 3.2 – Idem au tableau 3.1 si la mesure de la vitesse radiale est bruitée

$\sigma_{v_r} = 1$ m/s est conservée dans le reste de l'étude pour tenir compte d'une telle erreur de mesure.

La qualité de la mesure de v_{cc} varie selon les conditions d'application de la méthode de détermination. Augmenter l'intervalle de temps entre les images servant à la méthode de corrélation croisée permet d'affiner la précision de cette vitesse mais l'information utilisée est alors moins récente. Dans cette situation, les meilleures restitutions sont obtenues lorsque la vitesse est déterminée sur deux images séparées de 25 minutes.

Le modèle suppose que la structure du champ de vitesse est stationnaire et que cette structure se déplace à la vitesse v_{cc} . Dans le cas présent, sans recours à l'advection des valeurs des vecteurs d'état et des matrices de covariance, la restitution est meilleure. Il est possible que la résolution horizontale du modèle de référence soit trop faible (2,5 km) pour déterminer avec suffisamment de précision le déplacement. En effet, dans cette étude de cas, entre deux images consécutives, le déplacement des échos radar ne dépasse pas ou peu une maille. Le modèle, lorsqu'il repose sur une hypothèse de persistance du champ de vitesse au sens eulérien semble plus réaliste. Il est donc conservé dans la suite. Le tableau 3.3 présente les mêmes informations que le tableau 3.1 lorsque v_r est bruité et que le modèle d'advection est désactivé.

Caractérisation physique des erreurs

La méthode a ensuite été testée en définissant de façon physique les erreurs de mesure mais sans avoir recours à un calibrage. Il s'agit de la méthode telle qu'elle est présentée en 3.3.3 : les vecteurs sont définis par les relations (3.39) et (3.40). L'évaluation de la méthode est réalisée d'abord en appliquant tour à tour la caractérisation à un seul des termes des vecteurs d'erreur. Elle est réalisée ensuite en les caractérisant par combinaison puis dans

$\sigma_{v_{cc}}$	σ_{v_r}	σ_{v_p}	Critère de Nash
0.001	1	1	-18%
1	0.001	1	30%
1	1	0.001	-39%
1	1	1	13%

TAB. 3.3 – Idem au tableau 3.1 si la mesure de la vitesse radiale est bruitée et le modèle d’advection est désactivé.

$\sigma_{v_{cc}}$	σ_{v_r}	σ_{v_p}	Critère de Nash
1	1	1	13%
ϕ	1	1	23%
1	ϕ	1	23%
1	1	ϕ	16%
ϕ	ϕ	1	28%
ϕ	1	ϕ	12%
1	ϕ	ϕ	23%
ϕ	ϕ	ϕ	12%

TAB. 3.4 – Performance (critère de Nash) de la méthode de restitution lorsque les écarts-types de la distribution des erreurs sont caractérisés selon les relations 3.39 et 3.40 (ϕ) ou non (1).

leur totalité. Le tableau 3.4 illustre cette démarche et présente les résultats obtenus.

Les meilleurs résultats correspondent à une caractérisation physique des écarts-types d’erreurs liés à v_{cc} et à v_r . Le critère de Nash est plus élevé que si le même écart-type d’erreur égal à 1 était attribué à chaque mesure et au modèle. Cela signifie qu’il est possible de définir logiquement les termes des vecteurs d’erreurs. Toutefois le critère n’est pas aussi élevé que celui obtenu par le calibrage sans considération physique.

La méthode a enfin été testée à l’issue de l’optimisation (§ 3.3.4). Les écarts-types liés à v_{cc} et v_r sont caractérisés selon les relations (3.39) et (3.40) et pondérés respectivement par les paramètres α et β . L’écart-type lié à v_p est défini par le paramètre γ . Les valeurs

$\sigma_{v_{cc}}$	σ_{v_r}	σ_{v_p}	Critère de Nash
$\alpha \times \phi$	$\beta \times \phi$	γ	38%
avec	avec	avec	
$\alpha = 1.60$	$\beta = 0.50$	$\gamma = 0.11$	

TAB. 3.5 – Performance de la méthode de restitution lorsqu'elle est optimisée

de α , β et γ sont recherchées par dichotomie, soit alternativement, soit simultanément. La recherche des coefficients appliqués aux caractérisations physiques des erreurs amène aux valeurs $\alpha=1,60$, $\beta=0,50$ et $\gamma=0,11$ (tableau 3.5). La figure 3.4 illustre qualitativement les performances du filtre à 16h30 et 18h00 selon la caractérisation des écarts-types d'erreur choisie : écarts-types équivalents (correspondance avec la dernière ligne du tableau 3.3, ligne (b) sur la figure), caractérisation physique des écarts-types d'erreurs sans calibrage (cinquième ligne du tableau 3.4, ligne (c) de la figure), caractérisation physique des écarts-types d'erreurs avec calibrage (tableau 3.5 et ligne(d) de la figure).

3.5 Conclusion

Une méthode de restitution du champ des vitesses horizontales a été proposée. Elle n'utilise que la réflectivité radar et la vitesse radiale d'un seul radar Doppler. La formulation repose sur un filtre de Kalman dans lequel les caractéristiques statistiques des erreurs ont été définies selon une logique physique. Un premier test avec données radar simulées a été réalisé. Les performances de la méthode dépendent fortement de la caractérisation des erreurs de mesure et de modélisation. Une meilleure représentation des caractéristiques statistiques des erreurs pourrait encore améliorer la méthode. La méthode devrait aussi être testée avec des vitesses déterminées localement par corrélation croisée. Les premiers résultats semblent encourageants pour envisager une application pratique de cette méthode. De nouveaux tests devront toutefois être préalablement réalisés sur plusieurs études de cas simulées et réelles.

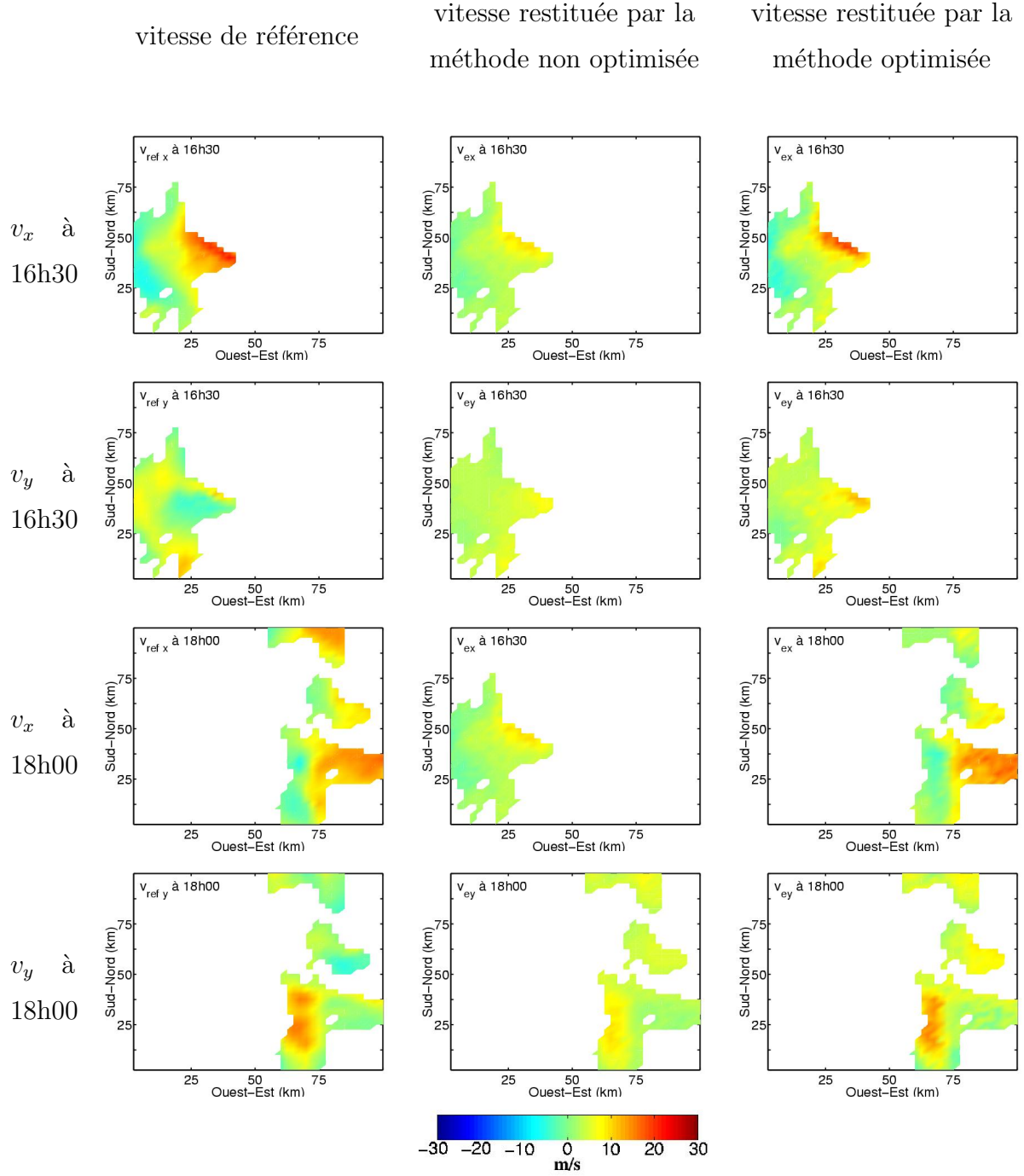


FIG. 3.4 – Évaluation qualitative de la méthode de restitution.

Chapitre 4

Le modèle de prévision RadVil

Le présent chapitre concerne la formulation, le principe de fonctionnement et les conditions d'application d'un modèle de prévision de la pluie répondant aux contraintes de l'hydrologie urbaine détaillées en introduction. Il s'agit en effet de proposer une méthode de prévision simple, fondée sur les informations d'un radar météorologique conventionnel pour établir ses prévisions de la pluie à très courte échéance sur des bassins versants de petite taille (quelques km²). Ce modèle, nommé RadVil, est un modèle conceptuel (1.3.4). L'initialisation s'effectue uniquement à partir de données estimées au moyen d'un radar suivant un protocole de balayage volumique, c'est à dire un radar exploitant plusieurs angles de site. La méthode consiste à tirer parti, en les interprétant, des informations volumiques pour enrichir un modèle de prévision de la pluie par extrapolation des images radar.

RadVil s'inspire du modèle «global» proposé par Georgakakos et Bras (1984) : il s'agissait de l'un des premiers modèles distribués à vocation hydrologique pour la prévision des précipitations. Cette approche a été qualifiée de «globale» car elle prend en considération de façon globale la dynamique des précipitations par une modélisation très simplifiée des processus générateurs de la pluie (Dolcine, 1997). Ce modèle a pour ambition d'être couplé à un modèle hydrologique de façon à établir des prévisions en temps réel des inondations et des crues éclaircies sur des bassins versants à risque. Son originalité tient à la prise en compte de l'évolution du stock d'eau précipitante contenu dans l'atmosphère pour établir les prévisions. La forme du modèle initial a peu changé mais le sens physique de la formulation, les données utilisées et leur interprétation ont beaucoup évolué dans les différentes

variantes publiées (Lee et Georgakakos, 1990; Seo et Smith, 1992; French et Krajewski, 1994; Georgakakos et Krajewski, 1996; Dolcine et al., 2000). L'évaluation robuste de ces méthodes reste encore à réaliser du fait de la rareté des données radar volumiques de bonne qualité nécessaires à cette évaluation.

Ce chapitre comporte trois parties. La première concerne la formulation de RadVil et débute par une présentation générale. Puis, chaque terme du modèle est analysé : nous revenons sur la formulation initiale de Georgakakos et Bras (1984) ainsi que sur les variantes proposées par la suite et justifions la formulation finalement retenue. La seconde partie, plus technique, concerne le principe de fonctionnement de RadVil en distinguant les phases d'initialisation et de prévision du modèle. Nous présentons les hypothèses relatives à ces phases et discutons de leurs conséquences. Enfin, la dernière partie est consacrée aux conditions d'application du modèle de prévision. Elle concerne le dimensionnement ainsi que les aspects pratiques et numériques liés à l'application du modèle.

4.1 Formulation de la méthode de prévision

4.1.1 Équation de bilan et loi de comportement

La formulation de RadVil, schématisée sur la figure 4.1, repose sur deux relations :

- une équation de bilan (4.1) qui décrit l'évolution temporelle du contenu en eau intégré verticalement, noté VIL pour «Vertically Integrated Liquid water content» :

$$\frac{d(VIL)}{dt} = S(t) - P(t) \quad (4.1)$$

avec

$$\frac{d}{dt} = \frac{\partial}{\partial t} + v_x \frac{\partial}{\partial x} + v_y \frac{\partial}{\partial y}, \quad (4.2)$$

où v_x et v_y sont les composantes de la vitesse de déplacement de la pluie, P est l'intensité de la pluie et S le terme source en VIL.

- une loi de comportement (4.3) reliant le VIL au taux de précipitation P que nous souhaitons prévoir :

$$P(t) = \frac{VIL(t)}{\tau(t)} \quad (4.3)$$

où $\tau(t)$ est appelé temps de réponse.

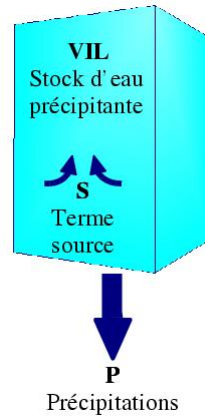


FIG. 4.1 – Schéma du modèle conceptuel RadVil

L'équation de bilan décrit l'évolution temporelle du VIL dans une colonne atmosphérique qui correspond à la différence entre le flux d'eau liquide précipitante entrant S et sortant P par unité de temps. Dans cette relation, la dérivée totale (relation 4.2) comprend l'évolution locale du VIL et son advection.

Ce modèle s'apparente donc au modèle de persistance lagrangien (Germann et Zawadzki, 2002) des systèmes précipitants observés par radar auquel appartiennent la plupart des méthodes de prévision de la pluie par advection des images radar :

$$\frac{\partial P}{\partial t} + v_x \frac{\partial P}{\partial x} + v_y \frac{\partial P}{\partial y} = 0. \quad (4.4)$$

Toutefois, l'hypothèse de régime permanent ne concerne pas directement l'intensité des précipitations mais le terme source et la capacité d'une colonne atmosphérique à restituer sous forme de précipitations au sol son VIL. Comparé à la méthode de persistance lagrangienne classique, RadVil utilise des données radar supplémentaires offertes par le balayage volumique du faisceau radar et place l'hypothèse de régime permanent plus en amont. Cela revient à anticiper les précipitations au sol à partir de celles mesurées en altitude en tenant compte de la dynamique verticale et horizontale des précipitations.

Cette formulation résulte des contraintes imposées par le contexte hydrologique du milieu urbain. Elle fait également suite à plusieurs constats concernant les variantes du modèle original de Georgakakos et Bras (1984) quant à la signification physique des différents termes. Par la suite nous présentons les variables du modèle séparément. Pour chacune, nous discutons, dans un premier temps, de l'évolution de leur formulation et de

leur sens physique dans le modèle original et ses variantes. Puis nous justifions la forme et la signification physique que nous leur donnons dans RadVil.

4.1.2 Variables et processus décrits

De la formulation initiale du modèle global de Georgakakos et Bras (1984a), nous n'avons gardé que l'idée principale. Elle consiste à considérer l'atmosphère comme un ensemble de colonnes décrites par leur contenu en eau liquide et certaines caractéristiques concernant leur capacité à restituer sous forme de précipitation au sol ce contenu. Ce modèle initial repose sur deux équations :

- une équation d'état qui décrit l'évolution du contenu en eau liquide $VIL^\dagger$ dans une colonne atmosphérique :

$$\frac{dVIL^\dagger(t)}{dt} = h(t)VIL^\dagger(t) + S(t) + \omega(t), \quad (4.5)$$

où $VIL^\dagger$ est le contenu total en eau liquide précipitante et nuageuse, S est le terme source qui correspond au flux d'humidité provenant de la condensation de la vapeur d'eau pénétrant par la base de la colonne. Il est déterminé à partir de mesures thermodynamiques au sol. $h(t)$ est une fonction dépendant des mesures thermodynamiques, de la vitesse de chute des hydrométéores et des caractéristiques de la distribution granulométrique des gouttes. $\omega(t)$ correspond à l'erreur de modélisation supposée non biaisée et distribuée selon une loi de Gauss.

- une loi de comportement mettant en relation la variable d'état $VIL^\dagger$ et la variable mesurée $P^\dagger$:

$$P^\dagger(t) = \phi(t)VIL^\dagger(t) + \mu(t), \quad (4.6)$$

où $P^\dagger(t)$ est l'intensité de la pluie mesurée à la base de la colonne, $\phi(t)$ est une fonction de la variable d'entrée et dépend des mêmes variables que $h(t)$. $\mu(t)$ correspond à l'erreur de mesure et possède les mêmes caractéristiques que $\omega(t)$.

La loi de comportement et l'équation d'état ne sont pas linéaires. Cependant, Georgakakos et Bras leur donnent une forme linéaire de façon à coupler le modèle avec une méthode de filtrage de Kalman (voir chapitre 3). De telles méthodes facilitent, d'une part, la mise à jour de la variable d'état du modèle en fonction des observations et des résultats du modèle et, d'autre part, le calcul des erreurs de prévision du modèle. Les premiers

résultats obtenus par Georgakakos et Bras (1984b) indiquent que les performances du modèle original sont fortement gouvernées par le filtre et s'approchent de celles d'un modèle de persistance.

Dans sa version originale, le modèle global est uniquement initialisé à partir de mesures pluviographiques et de données météorologiques au sol : température, pression et température du point de rosée. Ces informations sont disponibles à une échelle bien plus grande que celle des bassins versants où nous souhaitons établir les prévisions. Cette initialisation originale correspondrait aux mesures disponibles. Elle constitue cependant un point faible du modèle : il apparaît en effet assez peu réaliste de décrire de façon fine l'évolution temporelle de la pluie, qui se caractérise par une forte variabilité, à partir d'observations obtenues à faible résolution et d'un modèle pseudo-linéaire.

Dans le but d'améliorer l'initialisation du modèle global, Seo et Smith (1992) puis French et Krajewski (1994) introduisent les données radar pour estimer le contenu en eau dans la colonne et le taux de précipitation à sa base. La résolution offerte par le radar, bien meilleure que celle d'un réseau de pluviomètres, enrichit en effet le modèle global et évite ainsi l'interpolation spatiale et temporelle nécessaire avec les pluviomètres. Cependant, même si l'initialisation du modèle est améliorée, la formulation de Seo et Smith repose sur des équations de bilan de l'eau sous ses différentes formes alors que seule l'eau précipitante est mesurable par radar. Les auteurs ont donc recours à une série d'hypothèses physiques simplificatrices qui reviennent à ne prendre en compte que l'évolution du stock d'eau liquide précipitante pour anticiper les précipitations au sol.

Une représentation plus complète de la formation de la pluie avec la prise en compte effective de l'eau nuageuse serait de nature à améliorer notre capacité à anticiper l'évolution de la pluie. Elle implique cependant une mesure du contenu en eau nuageuse. L'application d'un concept de réservoir avec une description simplifiée des processus microphysiques fait donc partie des voies explorées par les auteurs des modèles conceptuels. On citera par exemple les travaux de Nakakita (1992) pour la conversion de la vapeur d'eau en eau condensée. Dans le même esprit, Georgakakos et al. (1996) ont développé une formulation dans laquelle l'eau nuageuse est décrite. Dolcine et al. (2000) ont montré à travers une étude de faisabilité que la prise en compte de l'eau nuageuse, en paramétrant les phénomènes d'auto-conversion, de collection et d'évaporation selon le schéma microphysique

de Kessler (1969), permettrait d'améliorer les résultats d'un modèle «simple réservoir en eau liquide précipitante» et encore plus ceux d'un modèle d'extrapolation simple. Cette méthode, bien que potentiellement intéressante, n'est pas facile à mettre en œuvre dans notre contexte car l'eau nuageuse n'est pas mesurée avec les radars conventionnels par temps de pluie.

La présente formulation privilégie donc l'interprétation des informations disponibles. L'état du système se caractérise uniquement par le contenu en eau liquide précipitante dont une estimation peut être effectuée avec un radar à auscultation volumique.

4.1.3 Le terme de puits

Le terme de puits P représente les pertes en eau liquide précipitante dans la colonne que constituent les précipitations au sol et les phénomènes d'évaporation. La formulation initiale prend en compte deux composantes pour le flux sortant en eau liquide précipitante : la première correspond aux sorties par le sommet de la colonne atmosphérique, l'autre par la base. La sortie par le sommet correspond aux gouttelettes qui, entraînées par une vitesse ascendante plus grande que leur vitesse de chute, se trouvent éjectées par le haut de la colonne. Les pertes en eau liquide par la base correspondent à la quantité de précipitations retrouvée au sol, ajoutée à la quantité d'eau liquide s'évaporant entre le sol et la base de la colonne. Il est en pratique difficile de distinguer ces deux composantes. Dans RadVil, la colonne atmosphérique s'étend du sommet du nuage précipitant au sol. Aucune sortie par la section supérieure n'est donc représentée.

4.1.4 Le terme source

Dans la formulation initiale, le terme source correspond uniquement au flux d'humidité issu de la condensation de la vapeur d'eau qui pénètre par la base de la colonne. Il est estimé à partir de la vitesse d'ascendance de l'air, la densité de l'air, la température et la pression au sol moyennant des hypothèses classiques de la thermodynamique de l'air humide (l'air est un gaz parfait ; une particule d'air qui s'élève suit une adiabatique sèche sous le niveau de condensation puis suit une pseudo-adiabatique à température potentielle équivalente constante entre le niveau de condensation et le niveau d'équilibre thermique). La vitesse d'ascendance est paramétrisée à partir de la différence de température existant

entre l'air de la colonne et l'air environnant. Cette représentation revient à considérer que la vapeur d'eau condense directement sous forme d'eau liquide précipitante. L'eau nuageuse et la phase glace ne sont pas prises en compte en raison des simplifications physiques impliquées par l'absence de mesure (4.1.2).

Lee et Georgakakos (1990) mettent en évidence le fait que l'approche initiale fonctionnerait mieux si les données nécessaires étaient disponibles à fine échelle. Ils proposent donc d'utiliser des prévisions obtenues à partir des modèles numériques de prévision météorologique (1.3.2) pour remplacer les données non observées, notamment les champs de vitesse à mi-troposphère. Kozyniak (2001) exploite les prévisions des modèles numériques opérationnels pour alimenter son modèle conceptuel fondé sur l'imagerie radar. Des informations sur la température, la force et la direction du vent, la pression, les rapports de mélange en eau nuageuse et en eau sous phase glace sont ainsi disponibles. L'utilisation de données météorologiques est certes utile pour donner une plus grande cohérence spatiale aux champs servant à l'initialisation du modèle mais cette démarche ne règle en rien le problème lié au manque d'informations sur les précipitations à petite échelle.

Pour Seo et Smith (1992), la densité de vapeur à saturation est estimée à partir des lois thermodynamiques en appliquant l'hypothèse hydrostatique et d'adiabaticisme des parcelles d'air dans la colonne. La vitesse verticale est estimée en utilisant un modèle de nuage avec l'hypothèse d'un courant ascendant localement stationnaire et uniforme. French et Krajewski (1994) gardent la formulation initiale de Georgakakos et Bras pour le terme source. Toutefois, ils estiment d'une part la densité de vapeur à saturation à partir de données satellitaires et d'autre part la vitesse d'ascendance à partir du CAPE. Lee et Georgakakos (1996) emploient une équation d'advection supplémentaire pour calculer un paramètre définissant l'amplitude de l'ascendance et donc l'importance de la convection.

La vitesse verticale est donc pour toutes les formulations précédentes de ce type de modèle un élément important pour estimer le terme source en eau liquide précipitante. Alpert et Shafir (1989) considèrent la vitesse verticale comme la somme de deux composantes : une composante associée à la vitesse verticale méso-échelle et une composante représentant l'influence orographique. Dolcine (1998) ajoute au terme source un terme orographique dépendant du vecteur vent horizontal et de la pente du terrain pour tenir compte de l'effet de forçage créé par le relief. La composante orographique n'est pas

présente dans RadVil. Elle constitue néanmoins un indicateur local intéressant du soulèvement d'une masse d'air et par conséquent d'une activité plus importante de la colonne. Cet indicateur serait à intégrer dans notre formulation.

Toutes ces paramétrisations du terme source apparaissent finalement peu réalistes et ne semblent pas adaptées à une description locale des apports en contenu en eau. En effet, hormis la composante orographique, l'idée maîtresse reste la même dans toutes les variantes du modèle de Georgakakos et Bras : le terme source est proportionnel au produit de la vitesse verticale par l'humidité présente dans les basses couches. Cette vitesse verticale est décrite à l'aide d'indicateurs d'instabilité ayant une représentativité régionale et non locale. Ces idées n'ont pas été retenues pour le calcul du terme source de RadVil car les informations réellement nécessaires ne sont pas disponibles à petite échelle. Il a semblé préférable de s'en tenir à l'interprétation des données observables.

Le terme d'entrée S de RadVil, inconnue de l'équation (4.1), englobe donc toutes les sources en eau liquide précipitante : condensation de la vapeur d'eau, transformation de l'eau nuageuse, fonte des particules de glace. Il est estimé à partir de deux mesures consécutives du VIL et du taux de précipitation selon la même relation (4.1) inversée et intégrée sur un intervalle de temps Δt :

$$S(t) = \frac{VIL(t) - VIL^*(t - \Delta t)}{\Delta t} + P(t) \quad (4.7)$$

L'astérisque signifie que le champ de VIL à $t - \Delta t$ est advecté avec la vitesse déterminée entre $t - \Delta t$ et t de façon à correspondre au mieux au champ de VIL à t .

4.1.5 Le temps de réponse

Le temps de réponse correspond dans la formulation initiale au terme $h(t)$ (relation 4.5). French et Krajewski (1994) ont exprimé de façon explicite la relation entre le taux de précipitation au sol et le contenu en eau. La relation non linéaire de $h(t)$ provient des hypothèses retenues pour représenter la vitesse de chute des gouttelettes et la forme de leur distribution granulométrique :

$$N(D, h) = N_0(h)e^{-\Lambda(h)D} \quad \text{et} \quad v_t(D) = \alpha D^\beta, \quad (4.8)$$

où $N(D, h)$ est le nombre de gouttes de diamètre D à l'altitude h ; $N_0(h)$ et $\Lambda(h)$ sont les deux paramètres de la distribution, $v_l(D)$ est la vitesse de chute des gouttelettes de diamètre D , α et β étant deux constantes valant respectivement $386.6 \text{ m}^{1-\beta} \text{ s}^{-1}$ et 0.67 selon Atlas et Ulbrich (1977). La relation entre le contenu en eau et le taux de précipitation peut être obtenue en utilisant leurs formes intégrales :

$$P = \frac{\pi}{6} \int_0^\infty v_l(D) N(D) D^3 dD = \frac{\pi \alpha N_0(h_{sol}) \Gamma(4 + \beta)}{6 \Lambda^{4+\beta}(h_{sol})} \quad (4.9)$$

et

$$M = \frac{\pi}{6} \int_0^\infty \rho N(D, h) D^6 dD = \frac{\pi \rho N_0(h)}{\Lambda^4(h)}. \quad (4.10)$$

Le VIL est l'intégration verticale du contenu en eau du sol h_{sol} au sommet h_t du nuage précipitant :

$$VIL = \pi \rho \int_{h_{sol}}^{h_t} \frac{N_0(h)}{\Lambda^4(h)} dz. \quad (4.11)$$

Si $\Lambda(h)$ et $N_0(h)$ s'expriment en fonction de $\Lambda(h_c)$, $\Lambda(h_t)$, $N_0(h_c)$ et $N_0(h_t)$ où l'indice c représente le niveau de condensation (Andrieu et al., 2003), alors :

$$VIL = \frac{\pi \rho N_0(h_{sol})}{\Lambda^4(h_{sol})} j, \quad (4.12)$$

où j est une fonction de $\Lambda(h_c)$, $\Lambda(h_t)$, $N_0(h_c)$ et $N_0(h_t)$. La combinaison des équations (4.9) et (4.12) amène à l'expression suivante :

$$P = \left(\frac{\alpha N_0(h_{sol}) \Gamma(4 + \beta) (\pi N_0(h_{sol}))^{-\beta/4}}{6 (\rho j)^{1+\beta/4}} \right) VIL^{1+\beta/4}. \quad (4.13)$$

Cette relation montre le caractère non linéaire de la loi de comportement. Une simplification est possible si β est considéré nul. Dans la formulation de RadVil, la version linéaire a été adoptée ; le contenu en eau liquide intégré verticalement et l'intensité de précipitation au sol sont directement reliés par le temps de réponse τ (relation 4.3).

Il convient de s'interroger sur la signification de ce paramètre. Si l'on considère le modèle réservoir linéaire classique, ce paramètre est défini comme le centre de gravité de la courbe de vidange du réservoir. Le paramètre nous fournit également des indications sur le gain d'anticipation que l'on peut espérer en intégrant les mouvements verticaux du stock d'eau liquide précipitante. Dans RadVil, le temps de réponse représente l'intervalle de temps, dû à la dynamique verticale des précipitations, séparant le centre de gravité du VIL de celui des précipitations lorsque le stock de VIL se vide sans apport extérieur.

Ce rapport entre le VIL et le taux de précipitation peut être interprété comme un indicateur d'activité de la colonne traduisant sa capacité à restituer l'eau liquide sous forme de précipitation au sol. Une grande valeur de VIL par rapport à une petite valeur de précipitation à la base de la colonne révèle une colonne peu active mais présentant un fort potentiel de précipitation au sol. En effet, le VIL représente un stock d'eau disponible pour les futures précipitations au niveau du sol. A l'inverse, une faible valeur de VIL par rapport au taux de précipitation indique que la colonne est très active car elle se vidange rapidement. Cependant dans ce cas, cet état est amené à s'estomper rapidement si le potentiel, c'est-à-dire la quantité relative de VIL par rapport au contenu en eau à la base de la colonne, continue à s'amoindrir.

Ces réflexions intuitives peuvent provoquer une confusion entre le potentiel d'activité et l'activité effective mais elles mettent en valeur la complexité de l'interprétation du temps de réponse.

Pour donner des ordres de grandeur, le VIL peut atteindre pour les cellules convectives des valeurs de l'ordre de 10 kg m^{-2} , le taux de précipitation des valeurs de $2 \cdot 10^{-2} \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$. Le temps de réponse varie entre quelques minutes et plusieurs heures, selon «l'activité» de la colonne atmosphérique. Lorsque la glace est prise en compte dans la valeur du contenu en eau intégré verticalement, la signification du temps de réponse est encore plus difficile à préciser. La glace joue un rôle important dans la formation des précipitations intenses, notamment par les phénomènes de givrage et de congélation, mais les processus microphysiques froids sont encore mal connus (1.1.1). La représentation globale de la colonne atmosphérique recouvre des processus qui ont des dynamiques différentes. Les résumer par un seul paramètre est alors peut-être trop réducteur.

4.1.6 La vitesse d'advection

La version initiale du modèle de Georgakakos et Bras ne considère qu'une colonne fixe et néglige les échanges latéraux. Ce n'est pas le cas des variantes proposées par la suite. Par exemple, les colonnes atmosphériques du modèle de Seo et Smith (1992) ne sont plus immobiles mais se déplacent avec les systèmes précipitants. La vitesse de déplacement est extraite d'un modèle numérique dans certaines variantes du modèle original (Lee et Georgakakos, 1990) ou déterminée par une méthode de type «corrélacion croisée» (French

et Krajewski, 1994). Lorsque le modèle est Eulérien et que toutes les colonnes sont advectées en même temps et de la même façon, les échanges entre les colonnes sont considérés globalement. C'est le cas de RadVil mais pas de l'approche semi-Lagrangienne de French et Krajewski (1994) où les colonnes se déplacent indépendamment les unes des autres. La vitesse d'advection est déterminée dans RadVil par une méthode de type «corrélation croisée». Une technique de type «reconnaissance et suivi de cellules» pourrait être également appliquée.

Conclusion

Le principe original du modèle de Georgakakos est tout à fait compatible avec notre objectif (prévision de la pluie par une approche simplifiée dédiée à des applications hydrologiques). Toutefois un tel modèle doit pouvoir être suffisamment bien initialisé par des données pertinentes et disponibles à l'échelle où les prévisions sont réalisées. Aussi, la mesure et l'interprétation de données issues de la télédétection nous semblent-elles être la voie la plus judicieuse pour atteindre nos objectifs. L'ensemble des variables de RadVil (terme source, temps de réponse) se basent sur cette information disponible à haute résolution.

Les différentes variantes précédemment présentées ont pour objectif l'amélioration du modèle initial proposé par Georgakakos. Elles tentent de décrire plus précisément les phénomènes physiques responsables de l'évolution de l'eau sous ses différentes formes. Mais seule l'eau liquide précipitante est mesurée par radar. RadVil préfère donc axer sa formulation sur cette donnée uniquement.

Le terme source est quant à lui souvent déterminé à partir de variables thermodynamiques disponibles à faible résolution dont l'interprétation locale en terme de vitesse d'ascendance semble discutable. RadVil propose de le déterminer à partir de l'évolution du VIL, estimé à haute résolution, sur deux images consécutives. Enfin le temps de réponse est le rapport direct entre VIL et intensité de précipitation. Il donne une indication sur le potentiel de la colonne à restituer sous forme de précipitations au sol le contenu de la colonne.

Les prochains paragraphes traitent du principe de fonctionnement et des conditions d'application de RadVil.

4.2 Principe de fonctionnement

Le modèle est composé d'une étape d'initialisation et d'une étape de prévision. La phase d'initialisation comprend l'interprétation des données radar pour l'estimation du taux de précipitation et du VIL, la détermination du champ de vitesse d'advection ainsi que le calcul du temps de réponse et du terme source. La phase de prévision correspond à l'advection des variables du modèle, à l'extrapolation du VIL par la résolution de l'équation différentielle (4.1) et au calcul des précipitations au sol.

4.2.1 Phase d'initialisation

Mesure du taux précipitant et du VIL par radar

RadVil est initialisé à partir du taux de précipitation au sol et du VIL estimés par radar au moyen de relations entre la réflectivité radar et le taux de précipitation (ou le contenu en eau). Ces relations semi-empiriques reposent sur des hypothèses concernant la répartition granulométrique des gouttes, la nature des hydrométéores et le type de situation météorologique.

De nombreuses études traitent de la qualité de la mesure de la pluie par le radar météorologique. Ces études, comme celle d'Austin (1987), mettent en évidence les facteurs physiques qui influencent la relation existant entre le taux de précipitation au sol et la réflectivité radar. Parmi ces facteurs, on retrouve ceux énumérés en 1.2.2 mais aussi les erreurs liées à l'échantillonnage radar et la configuration géométrique entre radar et cibles.

A titre d'exemple, du fait de l'élévation du faisceau avec la distance, la mesure de réflectivité à l'angle de site le plus faible ne correspond pas toujours à la réflectivité proche du sol. Pourtant la valeur du taux de précipitation estimée à cette altitude est supposée égale à celle du sol. Cela revient à négliger les variations verticales d'intensité de pluie qui peuvent se produire dans les basses couches (évaporation, renforcement orographique) qui se traduisent par des variations de réflectivité radar.

Très peu de travaux ont été menés sur la mesure du contenu en eau par radar comme le confirme la bibliographie sur ce sujet qui est presque inexistante. Le chapitre 2 a proposé une telle étude. Il complète les travaux de French et al. (1995) sur les erreurs de mesure du VIL liées aux erreurs d'observation de la réflectivité radar.

Détermination de la vitesse : Elle est réalisée au moyen d'une méthode de type «corrélation croisée» (1.3.3). La précision avec laquelle la vitesse est déterminée dépend de la taille des mailles et de la fréquence d'acquisition des images radar. A titre d'exemple, l'opérateur doit se contenter d'une précision de 12 km/h s'il utilise des images radar d'une résolution de 1 km toutes les 5 minutes. Par ailleurs, la vitesse déterminée par cette méthode est représentative du domaine sur lequel elle est appliquée. Nous considérons pour RadVil une seule valeur de la vitesse horizontale pour l'ensemble de l'image radar. Une meilleure description du champ de vitesse pourrait être fournie par une méthode de type «suivi de cellules» ou par l'utilisation du radar Doppler. Le chapitre 3 traite cette dernière possibilité. Cette vitesse moyenne a toutefois une représentativité locale dans la zone considérée si la taille de la zone est réduite ou si la pluie couvre une partie restreinte de l'image.

Calcul du temps de réponse et du terme source :

Le temps de réponse est directement calculé à partir des deux variables estimables par radar : le VIL et le taux de précipitation. Selon que la glace est prise ou non en considération dans le calcul du temps de réponse, la valeur de ce dernier est significativement différente. Ce point sera discuté dans l'étude de faisabilité du chapitre 5.

Le terme source est obtenu par la relation (4.7) où VIL^* correspond au champ de VIL à $t - \Delta t$ advecté avec la vitesse déterminée de façon à correspondre au mieux au champ de VIL à t . Une incertitude peut provenir de cette opération. Elle est fonction de la taille de la maille et de l'intervalle de temps entre les deux images radar. Une détermination sur deux images non consécutives permet d'augmenter la précision sur la vitesse d'advection mais, dans ce cas, l'information exploitée est moins récente.

4.2.2 Phase de prévision

La phase de prévision exploite les éléments déterminés dans la phase d'initialisation. Trois hypothèses d'évolution sont appliquées pour l'advection des termes du modèle et la résolution de l'équation différentielle. Elles concernent :

- la vitesse d'advection déterminée par la méthode de corrélation croisée
- le terme source

- le temps de réponse.

Advection des termes des modèle :

Les vitesses d'advection, déterminées précédemment, sont appliquées aux différentes variables du modèle à l'aide d'un schéma numérique d'advection. Les colonnes atmosphériques sont fixes mais l'advection propage les valeurs des différentes variables d'une colonne à l'autre. Le schéma utilisé (Smolarkiewicz, 1984) est un schéma explicite capable de corriger l'effet de diffusion. Les conditions aux limites sont choisies de type ouvert. Cette étape correspond à l'advection horizontale des précipitations. L'advection verticale s'effectue, quant à elle, lors de la résolution de l'équation différentielle. La même valeur de la vitesse horizontale est appliquée à l'ensemble de l'image et est considérée constante durant toute la phase de prévision. Le déplacement des systèmes précipitants est donc supposé stationnaire et uniforme.

Résolution de l'équation différentielle :

En reportant (4.1) dans (4.3), on obtient :

$$\frac{d(VIL)}{dt} + \frac{VIL(t)}{\tau(t)}(t) = S(t) \quad (4.14)$$

La solution de cette équation différentielle s'écrit (Bronstein et Semendjajew, 1981) :

$$VIL(t + dt) = VIL(t) \exp\left(\frac{dt}{\tau}\right) - S(t)\tau(t) \left[1 - \exp\left(\frac{dt}{\tau}\right)\right] \quad (4.15)$$

à condition que $\tau(t) = \tau$ lors de l'intégration.

Dans cette étape, une hypothèse d'évolution est appliquée aux valeurs du temps de réponse et du terme source. Ces valeurs sont toutes deux considérées constantes pendant la durée de la prévision. Cela signifie que le comportement de vidange de la colonne et son alimentation en eau liquide précipitante ne changent pas le temps d'une prévision.

L'hypothèse d'évolution du temps de réponse implique que, même si la quantité de VIL évolue fortement, les précipitations au sol restent proportionnelles au VIL dans le même rapport que celui déterminé dans la phase d'initialisation. Ainsi une mauvaise estimation de la pluie prévue peut avoir lieu malgré une bonne prévision du VIL parce que la dynamique verticale de la colonne aura changé entre l'initialisation et l'échéance de la prévision. L'hypothèse d'évolution du terme source est tout aussi importante car ce

terme, par son rôle dans l'alimentation de la colonne en eau liquide précipitante, gouverne directement l'évolution du VIL.

Les hypothèses d'évolution choisies figent les caractéristiques des systèmes précipitants entre l'initialisation et l'échéance de prévision. Le modèle RadVil s'apparente à un modèle d'extrapolation dont l'hypothèse de régime permanent porte sur le temps de réponse et le terme source. Pour un modèle d'advection classique, l'hypothèse repose sur les précipitations au sol. Des études d'auto-corrélation spatiales et temporelles sont proposées dans les chapitres 5 et 6 de façon à quantifier les limites de ces hypothèses.

Prévision de la pluie à partir de la prévision du VIL :

La résolution de l'équation différentielle fournit une prévision du *VIL*. Le taux de précipitation prévu est obtenu, moyennant toujours la même hypothèse d'évolution sur le temps de réponse, en utilisant la relation (4.3).

4.3 Conditions d'application de RadVil

L'application du modèle RadVil au moyen de méthodes numériques implique des choix quant au protocole de mesure et la discrétisation du modèle. Elle nécessite quelques adaptations pour assurer la stabilité du schéma numérique d'advection et assurer une cohérence spatiale des variables du modèle.

La taille de la maille du modèle est choisie la plus petite possible de façon à exploiter pleinement la résolution fine des images radar. Les calculs sont effectués sur chaque maille élémentaire de telle sorte que les prévisions réalisées soient obtenues avec la résolution des mesures. L'obtention des prévisions à échelle spatiale fine permet de choisir l'échelle des bassins à laquelle le modèle conceptuel peut être évalué. Il suffit alors simplement de regrouper les précipitations prévues correspondant aux mailles de la zone où l'on souhaite effectuer l'évaluation.

Le calcul des variables du modèle maille par maille n'exclut pas que certaines d'entre elles puissent être moyennées. Cette technique, appliquée aux champs de précipitation et de VIL, lors du calcul du temps de réponse, limite l'incohérence spatiale liée au décalage pouvant exister entre le champ de précipitations au sol et le champ de VIL. Ces effets sont notables lorsque la taille de la maille est relativement petite devant ce décalage spatial.

Nous reviendrons sur ces considérations dans une étude de l’auto-corrélation spatiale et temporelle des variables du modèle RadVil dans le chapitre 5.

L’advection des variables, durant la phase de prévision, s’effectue au moyen d’un schéma qui ne peut, pour des raisons de stabilité numérique, réaliser une advection de plus de 0.5 mailles. La procédure est donc réalisée en plusieurs étapes. Toutefois le déplacement ne doit pas être trop petit pour éviter de trop multiplier le nombre d’appel au schéma d’advection qui, bien qu’anti-diffusif, a tendance à lisser les champs advectés. Selon l’échéance de prévision et la dimension des mailles du modèle, le nombre d’étapes nécessaires pour l’advection est donc adapté de façon à obtenir un déplacement élémentaire proche de 0.5 mailles. Ainsi le déplacement est réalisé n fois sur un pas de temps intermédiaire $npdti$ tel que la valeur $n \times npdti$ égale l’échéance de prévision.

4.4 Conclusion

Le modèle de prévision de la pluie présenté dans ce chapitre répond aux besoins exprimés dans l’introduction : proposer une méthode simple, fondée sur les informations d’un radar météorologique conventionnel pour établir des prévisions de la pluie à très courte échéance pour l’hydrologie urbaine. Il apparaît comme une version simplifiée du modèle formulé par Georgakakos et Bras (1984). Il constitue en réalité une adaptation de ce modèle qui rétablit la cohérence entre les données et les processus. Sa formulation repose en effet sur des données disponibles. Les conséquences des hypothèses simplificatrices ont été relevées et qualitativement évaluées. Elles seront mises en évidence lors de l’évaluation du modèle proposée dans les deux prochains chapitres.

Chapitre 5

Évaluation de RadVil avec des données radar simulées

5.1 Introduction

Le modèle de prévision RadVil, présenté dans le chapitre précédent, est maintenant évalué. Ses performances sont pour cela comparées à celles du modèle d'advection sur lequel il repose. Cette comparaison cherche à mettre en évidence l'intérêt du VIL pour l'amélioration des méthodes de prévision fondées sur l'extrapolation des images radar.

Les observations radar sur lesquelles RadVil se fonde sont souvent entachées d'erreurs de mesure (1.2.2) qui peuvent affecter la qualité des prévisions du modèle et qu'il convient de corriger. Dans ce chapitre nous proposons de tester uniquement la pertinence de la formulation du modèle. Cette évaluation préliminaire vise donc à effectuer les tests indépendamment des erreurs de mesure. Pour cette raison des données radar simulées se substituent aux données radars réelles. La démarche, détaillée dans le paragraphe 5.2, consiste à simuler les données radar (la méthode est décrite en 5.5) à partir des informations fournies par des modèles météorologiques présentés dans le paragraphe 5.3. Une situation météorologique a été étudiée pour chaque modèle. Elles sont décrites en 5.4. Une étude de cas réels fera l'objet du chapitre 6 et confirmera ou non les résultats de cette évaluation avec données radar simulées.

La méthode de prévision s'appuie sur deux éléments essentiels que sont l'advection et le VIL. Les problèmes d'advection ne sont pas traités dans cette évaluation. Nous

Méthode	classique	alternative	liquide
Eau en phase glace au dessus de la couche de fusion	traitée comme de l'eau liquide	traitée comme de l'eau en phase glace	non traitée
Eau en phase glace et liquide dans la couche de fusion	traitée comme de l'eau liquide	interpolation	traitée en partie comme de l'eau liquide
Eau liquide sous la couche de fusion	traitée comme de l'eau liquide	traitée comme de l'eau liquide	traitée comme de l'eau liquide

TAB. 5.1 – Méthodes de mesure du VIL

cherchons d'abord à savoir si la mesure du VIL, à travers la formulation de ce modèle, présente un intérêt pour la prévision de la pluie à très courte échéance. Le chapitre 2 a montré les défauts de la mesure actuelle du VIL et a proposé une méthode alternative de mesure. Il a également fait prendre conscience que le terme «VIL» pouvait prendre deux sens différents selon la prise en compte ou non de la phase glace. Le modèle de prévision sera donc testé selon les différentes méthodes de mesure qui attribuent au modèle un sens physique bien différent. Nous distinguerons ces différentes interprétations du VIL selon la terminologie précisée dans le tableau 5.1. Le modèle de prévision sera ainsi qualifié selon la méthode de mesure du VIL de «classique», «alternative» ou «liquide». On montrera les conséquences des différentes méthodes de mesure sur les valeurs des variables et les performances du modèle de prévision.

Nous avons vu dans le chapitre 4 que la méthode de prévision est fondée sur les intensités de pluie au sol et le VIL. Une étude statistique de ces variables, proposée dans le paragraphe 5.6 renseigne sur la structure spatiale de ces variables et justifie les précautions employées lors de l'application du modèle. Enfin, RadVil repose sur deux hypothèses de régime permanent qui portent sur le temps de réponse et le terme source. Il convient donc d'étudier, dans ce même paragraphe 5.6, leur variabilité afin de s'assurer que les hypothèses d'évolution adoptées sont réalistes.

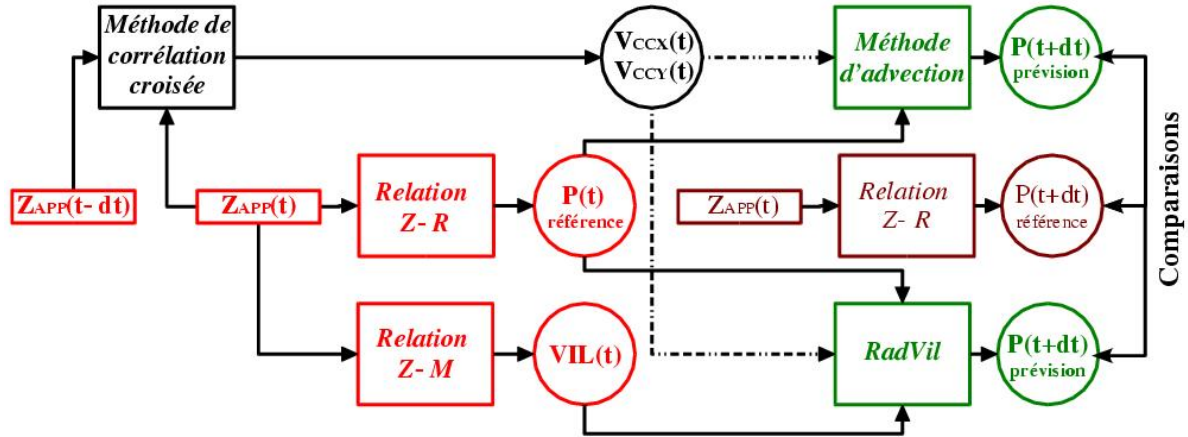


FIG. 5.1 – Démarche de l'évaluation de RadVil avec données radar simulées. Elle consiste à comparer les performances de RadVil avec celles du modèle d'advection (tous deux représentés en vert) sur lequel il repose. Il est ainsi mis en évidence l'intérêt du VIL pour la prévision de la pluie à très courte échéance. Les couleurs rouge et marron mettent en évidence les informations de référence simulées à partir des modèles météorologiques méso-échelles. La couleur rouge correspond aux informations visant à initialiser les méthodes d'extrapolation tandis que la couleur marron correspond aux informations visant à les évaluer.

5.2 Démarche de l'étude

Le but de cette étude est de tester la formulation de RadVil. En principe, le modèle de prévision se fonde sur des informations radar réelles. La qualité des prévisions obtenues dépend donc de celle du modèle et de celle des données radar. Souhaitant évaluer en priorité la formulation, nous avons simulé les données radar. La figure 5.1 illustre la démarche adoptée.

La pluie et le VIL sont calculés à partir du facteur de réflectivité radar apparent Z_{APP} lui-même obtenu à partir de modèles numériques méso-échelle et d'un modèle simulant le facteur de réflectivité qui serait mesuré par radar. Les éléments en rouge et marron sur la figure correspondent aux données simulées. Le rôle premier de ces données radar est l'initialisation des méthodes d'extrapolation que sont RadVil et le modèle d'advection. Les modèles numériques méso-échelle servent également, dans notre démarche, de référence lors de l'évaluation des prévisions de RadVil par rapport à son modèle d'advection. Les

modèles d'extrapolation testés (RadVil et son modèle d'advection) sont donc «alimentés» par des données simulées à partir des modèles numériques méso-échelle et leurs résultats sont comparés aux précipitations également simulées par les modèles numériques méso-échelle. Ainsi, les modèles numériques jouent-ils à la fois le rôle de simulateur de données radar (rôle représenté par la couleur rouge sur la figure) et de témoin (couleur marron) lors de la comparaison des prévisions obtenues par les méthodes d'extrapolation. Nous les appellerons pour cette raison «modèles de référence».

Une fois les données radar simulées, l'évaluation de RadVil est effectuée en comparant ses performances à celles du modèle d'advection sur lequel il repose. Pour cela, les pluies instantanées prévues sont comparées aux pluies de référence. Le modèle proposé a pour objectif la prévision de la pluie à très courte échéance (5 à 60 minutes) sur des bassins versants urbains sous surveillance hydrologique. Les performances du modèle ont par conséquent été calculées pour des bassins de différentes tailles¹. Le domaine d'étude est divisé en sous-domaines de forme rectangulaire qui représentent chacun un bassin versant. La méthode est évaluée sur tous les sous-domaines quelles que soient les valeurs des intensités de la pluie.

Le coefficient de corrélation (CC), le critère de Nash ($Nash$) et l'erreur quadratique moyenne ($RMSE$) servent de critères de performance pour l'évaluation des méthodes de prévision de la pluie. Les définitions de ces critères sont respectivement :

$$CC = \frac{\sum_{i=1}^n ((y_i - \bar{y}) (\hat{y}_i - \bar{\hat{y}}))}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2 \sum_{i=1}^n (\hat{y}_i - \bar{\hat{y}})^2}}, \quad (5.1)$$

où y est la valeur de référence et $\hat{y}$ est la valeur prévue.

$$Nash = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (\hat{y}_i - y_i)^2}{\sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2}, \quad (5.2)$$

$$\text{et } RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (y_i - \hat{y}_i)^2}. \quad (5.3)$$

¹La taille des bassins ne doit pas être confondue avec la taille de la maille du modèle. La quantité de pluie prévue est comparée avec la quantité de référence bassin par bassin.

5.3 Présentation des modèles météorologiques méso-échelle

Les modèles numériques de prévision météorologique (1.3.2) utilisés comme référence pour cette étude de faisabilité de RadVil sont le modèle de Clark et Mésos-NH. La description des processus atmosphériques à une échelle située entre l'échelle locale (quelques kilomètres) et synoptique (plusieurs centaines de kilomètres) constitue l'intérêt majeur de ces modèles de recherche. Le modèle de Clark a été développé par l'équipe de recherche de T.L. Clark du N.C.A.R. (National Center for Atmospheric Research) aux États-Unis (Clark, 1979) (Clark et al., 1996). Le Modèle Mésos-NH (Lafore et al., 1998) a été développé au Laboratoire d'Aérodynamique (LA) et au Centre National de Recherches Météorologiques (CNRM). Il s'adresse à des domaines d'application plus variés pour une utilisation dans des domaines où la simulation des processus atmosphériques présente un intérêt : par exemple l'agro-météorologie ou la chimie de l'atmosphère. Les deux modèles présentent des caractéristiques communes présentées ci-dessous.

5.3.1 Généralités

A méso-échelle, l'hypothèse hydrostatique, généralement employée par des modèles à plus grande échelle et qui implique un équilibre entre la force de gravité et la force du gradient de pression, ne peut plus être vérifiée car l'extension horizontale du domaine étudié n'est plus suffisamment grande par rapport à l'extension verticale. Cette caractéristique implique la description et non plus la paramétrisation de certains processus physiques comme la convection. En travaillant à plus haute résolution spatiale selon le choix de l'utilisateur, les modèles de Clark et Mésos-NH sont capables de représenter convenablement les systèmes précipitants les plus variés : des petits systèmes convectifs aux grands systèmes cycloniques. Ils présentent également l'avantage de pouvoir être imbriqués (grid-nesting) ; un modèle «coupleur» englobe alors la zone d'étude d'un modèle à plus haute résolution. Cette technique offre une meilleure description des processus atmosphériques sur une région sans pour autant augmenter significativement le coût numérique. Les interactions entre modèle coupleur et modèle à haute résolution peuvent s'effectuer dans les deux sens.

Clark et Méso-NH décrivent, sur une grille tridimensionnelle, l'évolution de variables pronostiques comme la température, la pression, les composantes de la vitesse de l'air et les rapports de mélange de l'eau sous ses différentes formes. La grille horizontale est généralement choisie régulière tandis que la grille verticale est plus resserrée aux niveaux les moins élevés (Gal-Chen et Somerville, 1975), offrant ainsi une meilleure résolution pour décrire les variables dans les basses couches de l'atmosphère.

5.3.2 Équations générales d'évolution de l'atmosphère

Les modèles de Clark et Méso-NH reposent sur un système d'équations comprenant :

- une équation d'état reliant la pression p à la température T :

$$p = \rho R^\dagger T, \quad (5.4)$$

où ρ et $R^\dagger$ sont respectivement la densité et la constante spécifique de l'air.

- trois équations de conservation de la quantité de mouvement selon les trois directions de l'espace. Ces équations prennent en compte la force de Coriolis, la gravité, les forces de gradient de pression et de frottement :

$$\frac{d\mathbf{V}}{dt} = -2\boldsymbol{\Omega} \times \mathbf{V} - g\mathbf{k} - \frac{1}{\rho}\nabla p + \mathbf{F}, \quad (5.5)$$

où $\mathbf{V}$ est le vecteur vitesse de l'air, Ω est la vitesse angulaire de Terre, g la gravité, $\mathbf{k}$ le vecteur unité vertical dirigé vers le haut et $\mathbf{F}$ représente les forces de frottement.

- une équation thermodynamique :

$$c_v \frac{dT}{dt} = \frac{p}{\rho^2} \frac{d\rho}{dt} + S^\dagger, \quad (5.6)$$

où c_v et $S^\dagger$ sont respectivement la capacité calorifique à volume constant et le terme source de chaleur.

- une équation de conservation de la masse d'eau pour chacune de ses formes :

$$\frac{\partial \rho q_v}{\partial t} + \vec{\nabla}(\rho q_v \mathbf{V}) = \rho Q_v^* \quad (5.7)$$

$$\frac{\partial \rho q_l}{\partial t} + \vec{\nabla}(\rho q_l \mathbf{V}) = \rho Q_l^* \quad (5.8)$$

$$\frac{\partial \rho q_s}{\partial t} + \vec{\nabla}(\rho q_s \mathbf{V}) = \rho Q_s^* \quad (5.9)$$

où q_v , q_l et q_s sont respectivement les rapports de mélange en vapeur d'eau, eau liquide et glace, Q^* représente l'effet de changement de phase, sédimentation et diffusion. Les indices v , l et s correspondent aux phases vapeur, liquide et solide de l'eau.

Les deux modèles possèdent une contrainte anélastique. L'approximation anélastique est définie par

$$\vec{\nabla}(\rho \mathbf{V}) = 0. \quad (5.10)$$

Cette contrainte permet de filtrer, dans le système d'équations, les ondes acoustiques qui n'ont pas d'intérêt en météorologie. Elle suppose que la densité de l'air ne varie que sur la verticale. Elle modifie l'équation de continuité et nécessite un nouveau calcul du champ de pression à chaque pas de temps.

5.3.3 Initialisation et conditions aux limites

Le modèle haute résolution est en principe initialisé à partir de champs de variables pronostiques du modèle coupleur. Dans Mésos-NH, l'état initial peut être enrichi par des données au sol, satellitaires et radar à fines échelles afin de mieux décrire les systèmes convectifs et l'environnement dans lequel ils évoluent.

Les conditions aux limites sont à définir au sommet, au sol et sur les côtés. La condition au sommet permet l'absorption des ondes de gravité afin d'éviter qu'elles se réfléchissent vers le bas. La condition limite au sol prend en compte la topographie et les flux turbulents de chaleur, d'humidité et de quantité de mouvement. Les conditions limites latérales sont en principe de type «ouvert» de sorte de que les échanges d'informations avec l'extérieur soient possibles. Des méthodes de relaxation, c'est-à-dire des méthodes limitant les réflexions tout en assurant les échanges avec l'extérieur, sont pour cela souvent employées.

5.3.4 Paramétrisations

Les paramétrisations servent à décrire les processus physiques «sous-maille». L'effet de ces processus est alors déterminé de façon globale. Les deux modèles possèdent une

paramétrisation des effets de surface. Par exemple, le modèle de Clark tient compte de la nature du sol dans sa paramétrisation (Thielen et Creutin, 1997). Les deux modèles possèdent une paramétrisation du rayonnement et des processus microphysiques des nuages chauds selon le schéma de Kessler (1969) et froids selon le schéma de Koenig et Murray (1976). Méso-NH contient également une paramétrisation de la turbulence et de la convection. Le schéma de convection n'est activé que si la taille de la maille n'est plus suffisamment petite pour décrire explicitement le phénomène.

5.4 Situations météorologiques étudiées

Pour chaque modèle numérique de méso-échelle, une situation météorologique a été étudiée : un évènement convectif sur le bassin parisien durant l'été 1994 simulé par le modèle Méso-NH et un système convectif sur le sud du Massif Central de l'automne 2001 simulé par le modèle de Clark. Ces situations météorologiques et leur simulation font l'objet des deux prochains paragraphes.

5.4.1 L'évènement convectif du 4 août 1994 sur le bassin parisien par le modèle Méso-NH

La situation météorologique simulée par Méso-NH correspond à l'évènement convectif de l'après-midi du 4 août 1994 sur le bassin parisien (figures 5.2 et 5.3). Cette situation météorologique est décrite plus en détail par Ducrocq et al. (2000). Le radio-sondage effectué quelques heures seulement avant le début de l'évènement dénote une atmosphère très instable avec un CAPE de 2200 J kg^{-1} . Un système convectif de méso-échelle organisé sous forme d'une ligne (squall line) a traversé le bassin parisien d'ouest en est. Ce système se trouvait à l'avant d'une zone dépressionnaire qui s'étendait de l'Irlande aux Canaries. Un mécanisme de régénération des cellules a été observé dans la partie sud du système. Les précipitations simulées par le modèle Méso-NH sont cohérentes avec les précipitations observées sauf dans la partie du système correspondant à la régénération. Cet évènement a occasionné localement des précipitations au sol de 20 mm en moins de 10 minutes. Cependant, le maximum de pluie relevé n'a pas dépassé 25 mm.

Le domaine étudié s'étend sur $200 \times 360 \text{ km}^2$ et est décrit par une grille horizontale

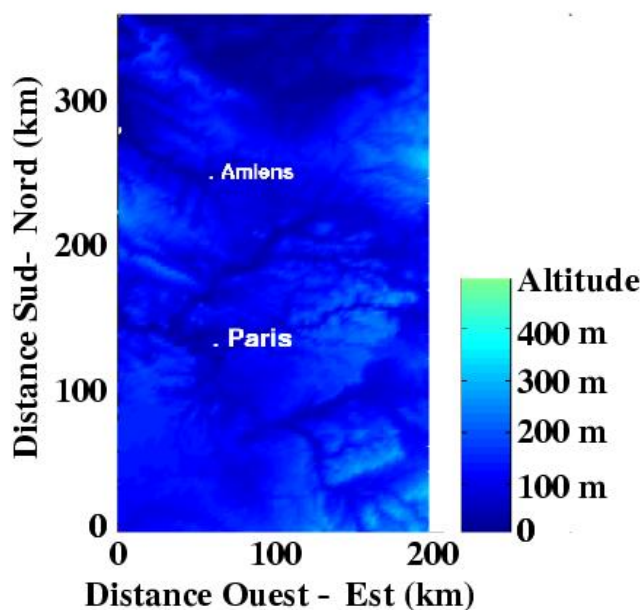


FIG. 5.2 – Topographie du domaine sur lequel le modèle Més0-NH a été utilisé

de 2.5 km. Les informations du modèle sont extraites du modèle au temps de temps de 5 minutes. La grille verticale contient 40 niveaux jusqu'à 19 km. L'initialisation a été réalisée à partir d'une prévision du modèle ALADIN à trois heures.

5.4.2 L'évènement convectif dans le sud-est de la France du 6 octobre 2001 par le modèle de Clark

La situation météorologique simulée par le modèle de Clark correspond à l'épisode pluvieux de la soirée du 6 octobre 2001 sur le sud du Massif Central en bordure des Cévennes (Yates, 2002). Elle est représentée par les figures 5.4 et 5.6. 300 mm de pluie ont été relevés en une nuit et des cumuls horaires de 50 mm ont été relevés sur le bassin du Viridoule dont la crue a provoqué des dégâts importants. Les indicateurs d'instabilité (CAPE et CIN) calculés à partir des mesures effectués par radio-sondage à Nîmes la journée du 6 octobre (figure 5.5) ne témoignaient pourtant pas d'une forte instabilité. Au sud, des entrées maritimes étaient responsables d'un apport d'air humide dans les basses couches. A l'ouest, un thalweg s'étendait de l'Irlande aux côtes atlantiques espagnoles et

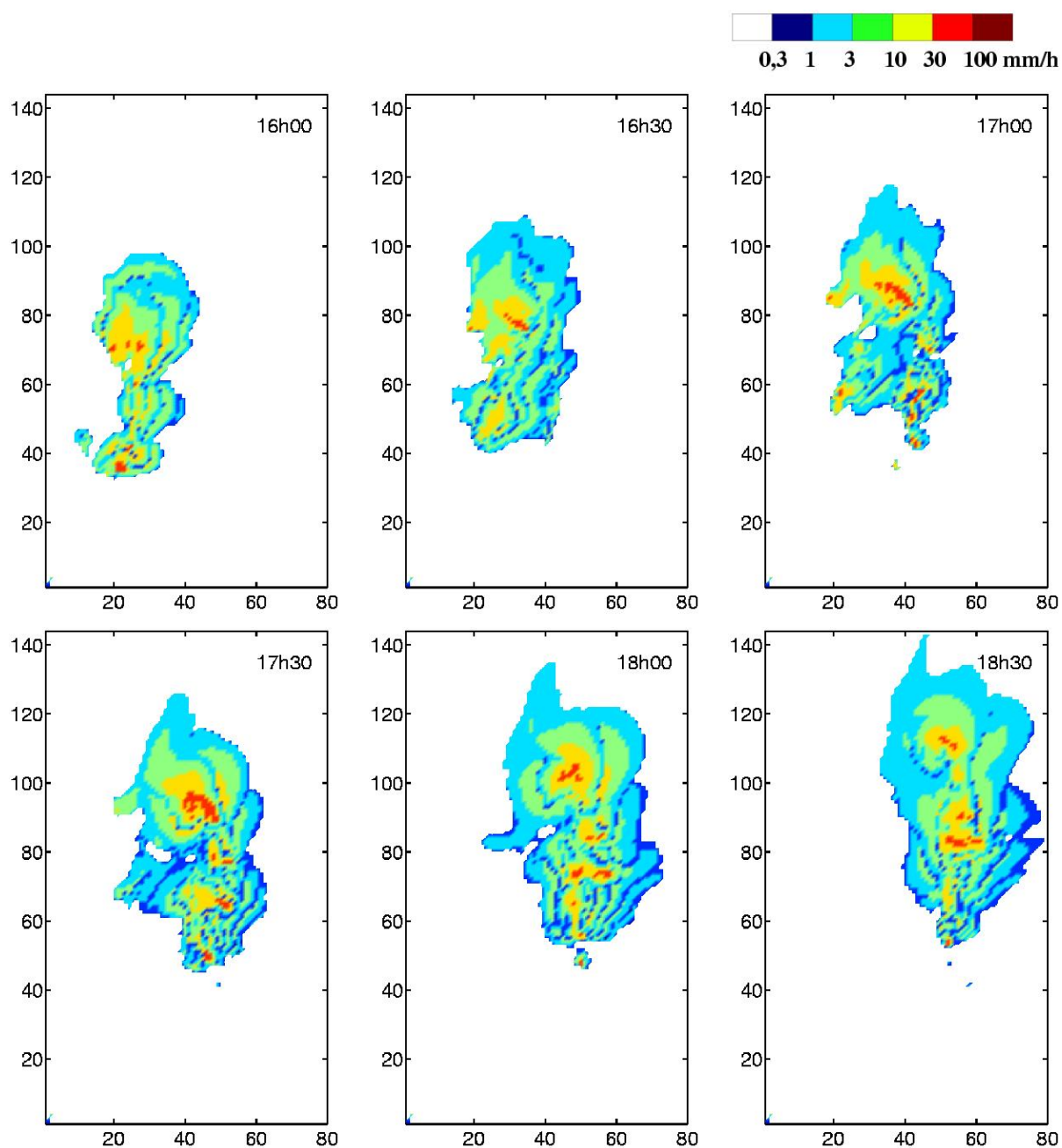


FIG. 5.3 – Champs de précipitation au sol calculés à partir des données radar simulées - Situation du 4 août 1994 à 16h, 16h30, 17h, 17h30, 18h et 18h30. Le domaine de 80 par 144 mailles de 2,5 km correspond au bassin parisien représenté sur la figure 5.2

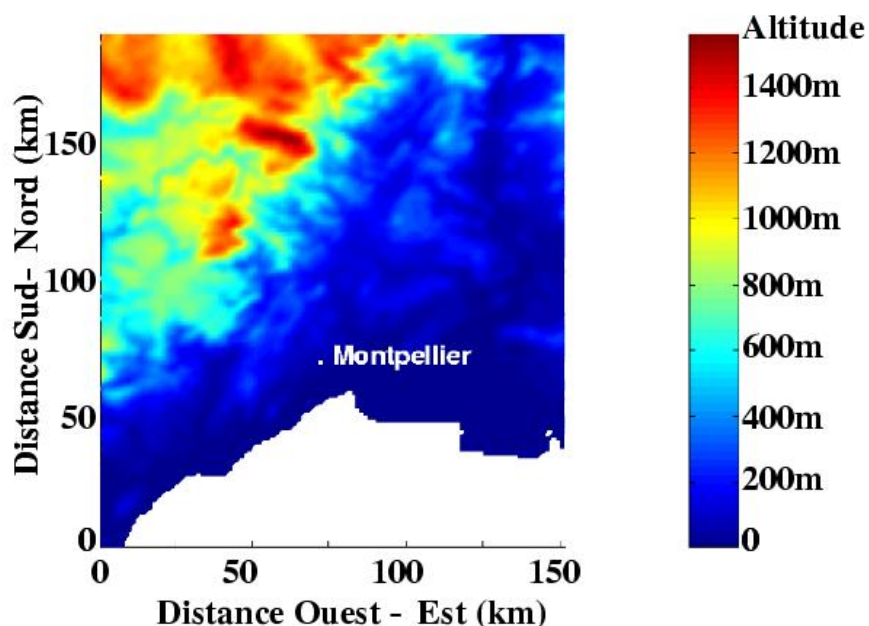


FIG. 5.4 – Topographie du domaine sur lequel le modèle de Clark a été utilisé

était associé à un front froid du Nord de la France au Bordelais. Le modèle de Clark a été initialisé à partir du modèle du centre Européen sur le domaine France. Les pluies simulées par Clark se développent un peu plus au sud que dans la réalité. Le domaine étudié s'étend sur $188 \times 158 \text{ km}^2$ et est décrit par une grille horizontale de 1,3 km. Les informations du modèle sont extraites du modèle au temps de temps de 6 minutes. Le maillage vertical, variable comme pour Mésos-NH, contient également une quarantaine de niveaux.

5.5 Simulation des données radar

Dans le contexte de cette étude de faisabilité, RadVil a été alimenté par des données de précipitation au sol et de VIL estimées à partir de données radar simulées et non réelles. Les données radar simulées ont été calculées à partir de sorties des modèles météorologiques méso-échelle présentés dans le paragraphe 5.3. Le calcul du VIL et de l'intensité des précipitations de référence est réalisé en trois étapes afin de se placer dans les conditions de mesure équivalentes à la réalité du terrain :

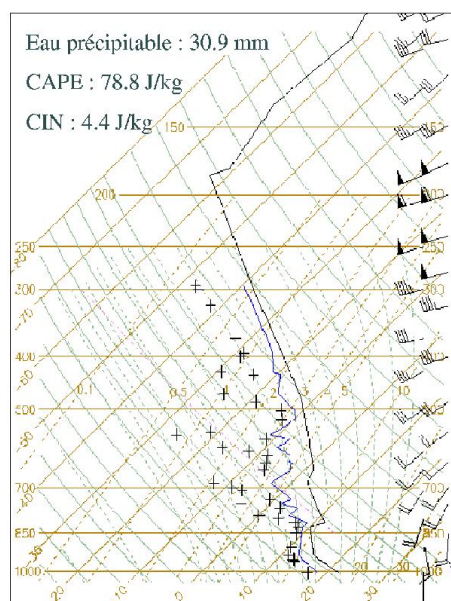


FIG. 5.5 – Radio-sondage de Nîmes du 6 octobre 2001 à 12h

- la première étape consiste à simuler la réflectivité vraie correspondant au contenu en eau et au type des hydrométéores fournis par le modèle météorologique ;
- la seconde étape correspond à la simulation du profil de réflectivité apparent, c'est-à-dire celui effectivement observé par radar ;
- la troisième étape correspond à l'estimation du VIL et du taux de précipitation tels qu'ils auraient été estimés par radar à partir des profils verticaux de réflectivité radar apparents.

5.5.1 Simulation du facteur de réflectivité radar vrai

Le calcul du facteur de réflectivité vrai met en oeuvre le modèle de réflectivité décrit de façon détaillée dans le chapitre 2. Ce modèle qui traduit directement le contenu en eau en facteur de réflectivité radar nécessite la connaissance de l'isotherme 0°C et la densité des hydrométéores en phase glace. La première information permet d'appliquer des relations différentes entre le facteur de réflectivité Z et le contenu en eau M de part et d'autre de la couche de fusion. La connaissance de la densité permet d'adapter la relation Z - M selon la densité de l'hydrométéore mesuré. Les modèles météorologiques méso-échelle utilisés fournissent la densité de l'air et le rapport de mélange de l'eau sous différentes formes

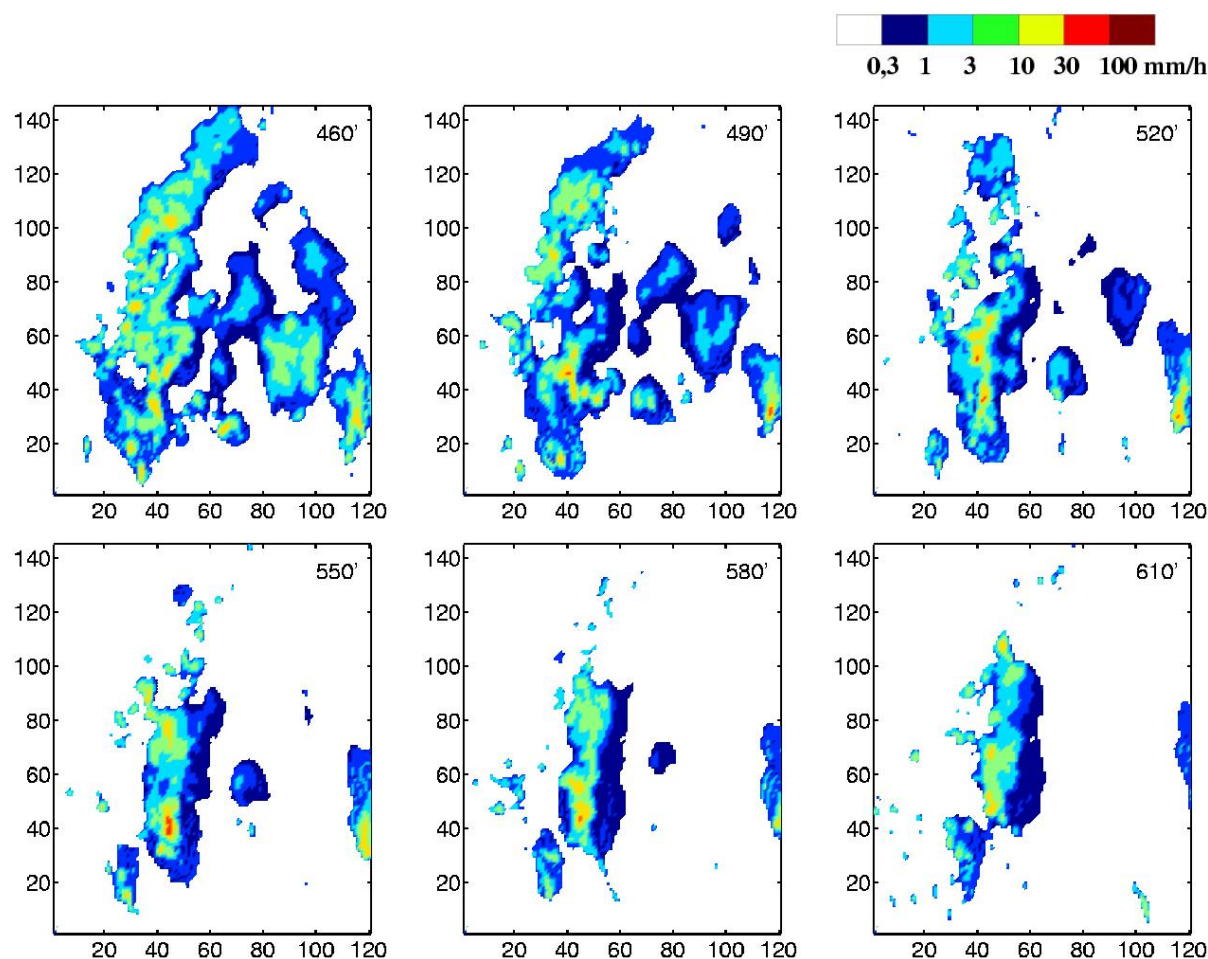


FIG. 5.6 – Champs de précipitation au sol calculés à partir des données radar simulées - Situation du 6 octobre 2001 à $t=460, 490, 520, 550, 580, 610$ minutes de la simulation. Le domaine de 121 par 145 mailles de 1,3 km correspond au sud du Massif Central représenté sur la figure 5.4

Ouverture à 3 dB	1.3°
Puissance	300 kW
Nombre d'angles de site	Autant que nécessaire
Longueur d'onde	5 cm
Durée des impulsions	1 μs
Puissance détectable	-110 dBm

TAB. 5.2 – Caractéristiques du radar virtuel

ainsi que l'altitude de l'isotherme 0°C. Le produit de la densité de l'air par les rapports de mélange renseigne directement sur le contenu en eau présent dans chaque maille du modèle météorologique. Pour Méso-NH, trois types d'hydrométéores définis ont été utilisés : l'eau liquide précipitante, le grésil et la neige (agrégats). Pour le modèle de Clark, deux types définis d'hydrométéores ont été employés : l'eau liquide précipitante et l'eau précipitante en phase glace. La valeur de 319 kg m⁻² a été retenue pour la densité du grésil dans Méso-NH et de la glace dans Clark.

5.5.2 Simulation du facteur de réflectivité radar apparent

Le modèle de lecture radar, également présenté dans le chapitre 2, a été utilisé pour simuler le facteur de réflectivité apparent, c'est-à-dire, celui effectivement mesuré par le radar. Il dépend essentiellement de la distance au radar, des caractéristiques de ce dernier et de celles du faisceau. Pour les deux cas étudiés, le radar a été virtuellement placé au centre du domaine d'étude. Ses caractéristiques sont similaires à celles d'un radar réel (tableau 5.2).

5.5.3 Mesure du taux précipitant et du VIL

A partir de cette étape, la procédure est identique à celle suivie dans les conditions réelles : le facteur de réflectivité radar est disponible et son interprétation en terme de taux de précipitation et de contenu en eau est effectuée au moyen de relations Z-M et Z-R classiques (relations (5.11) et (5.12)). Pour l'estimation de l'intensité de pluie, la relation

suivante est appliquée (Battan, 1973) :

$$Z = 200R^{1.6}, \quad (5.11)$$

où Z est exprimé en $\text{mm}^6 \text{ m}^{-3}$ et R en mm h^{-1} .

Les trois variantes de RadVil, qui correspondent aux trois méthodes de mesure du VIL (résumées dans le tableau 5.1), sont testées. Ces méthodes sont brièvement rappelées ici :

- la première appelée «classique» considère la totalité du profil vertical du facteur de réflectivité radar apparent représentatif de l'eau liquide précipitante. La conversion entre le facteur de réflectivité apparente et le contenu en eau est donc réalisée au moyen d'une relation Z-M adaptée à l'eau liquide ;
- s'il est possible de distinguer les différentes phases de l'eau sur les différents éléments du profil vertical du facteur de réflectivité, alors les phases liquide et glace peuvent être traitées distinctement dans le calcul du contenu en eau précipitante. Il s'agit là de la méthode «alternative» proposée dans le chapitre 2 ;
- la troisième méthode appelée «liquide» est identique à la méthode alternative mais seule l'eau liquide est comptabilisée dans le calcul du contenu en eau précipitante.

La relation Z-M classique (voir chapitre 2) employée est :

$$M = 3.44 \cdot 10^{-6} Z^{4/7}, \quad (5.12)$$

où Z est également exprimé en $\text{mm}^6 \text{ m}^{-3}$ et M , le contenu en eau, en kg m^{-3} . La relation Z-M appliquée pour l'eau en phase glace est celle correspondant au grésil d'une densité de 319 kg m^{-2} :

$$M = 3.90 \cdot 10^{-6} Z^{0.619} \quad (5.13)$$

La méthode alternative est appliquée dans les meilleures conditions qui ne sont toutefois pas celles rencontrées en réalité. Les valeurs du profil de contenu en eau sont intégrées sur la verticale pour construire le VIL.

5.6 Étude statistique des variables de RadVil

Avant l'évaluation du modèle conceptuel, une étude sur la répartition des valeurs du temps de réponse et sur l'auto-corrélation spatiale et temporelle des variables de RadVil est proposée. Elle a pour objectif de :

	Moyenne	Médiane	Maximum
Pluie (mm h^{-1})	5,01	2,48	115
VIL «liquide» (kg m^{-2})	1,03	0,48	22
VIL «classique» (kg m^{-2})	3,09	1,83	33
VIL «alternatif» (kg m^{-2})	4,57	2,57	45
Temps de réponse «liquide» (min)	15	13	-
Temps de réponse «classique» (min)	49	39	-
Temps de réponse «alternatif» (min)	72	54	-

TAB. 5.3 – Caractéristiques des variables de RadVil pour la situation du 04 août 1994

- mieux comprendre la signification du temps de réponse ;
- mieux connaître la structure spatiale des variables de RadVil et des conséquences de ces structures sur le fonctionnement du modèle ;
- vérifier les hypothèses d'évolution des modèles de prévision. En effet, RadVil s'appuie sur une hypothèse de régime permanent du terme source et du temps de réponse tandis que le modèle d'advection s'appuie sur une hypothèse de régime permanent des intensités de pluie.

5.6.1 Caractéristiques et répartition des valeurs

Le temps de réponse a été présenté dans le chapitre 4 comme un indicateur d'activité de la colonne atmosphérique. Il s'agit, rappelons-le, du rapport entre le stock d'eau précipitante (VIL) et le flux de précipitation à la base de la colonne.

Le temps de réponse est calculé de la manière suivante : lorsque la valeur du taux de précipitation au sol est suffisamment grande (0.5 mm/h), le rapport entre le VIL et le taux de précipitation au sol est établi en chaque point des images disponibles. Les valeurs des temps de réponse sont présentées sous forme d'histogramme sur la figure 5.7 pour chaque situation météorologique étudiée et selon chaque méthode de mesure du VIL. Les deux tableaux 5.3 et 5.4 complètent les informations fournies par les histogrammes en apportant des informations sur les situations météorologiques étudiées. Ils donnent un ordre de grandeur des variables du modèle dans ces deux situations.

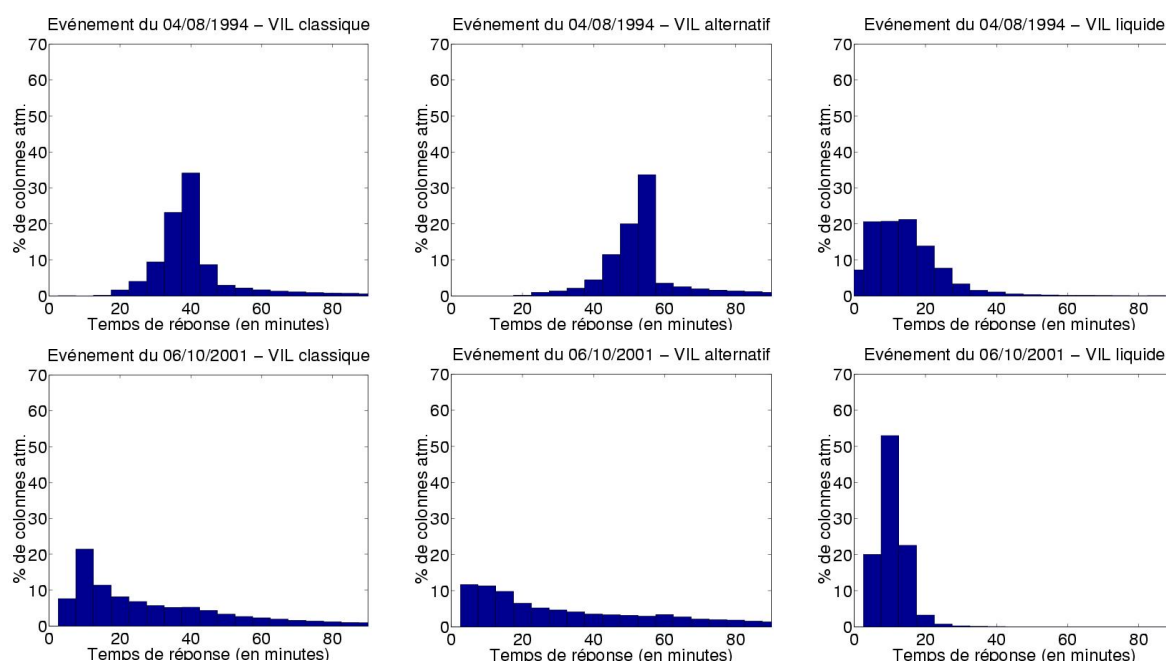


FIG. 5.7 – Répartition des valeurs du temps de réponse en fonction de la méthode de mesure du VIL, en haut pour la situation du 04 août 1994, en bas pour celle du 06 octobre 2001.

	Moyenne	Médiane	Maximum
Pluie (mm h^{-1})	2,68	1,47	58
VIL «liquide» (kg m^{-2})	0,43	0,25	10
VIL «classique» (kg m^{-2})	1,32	0,65	22
VIL «alternatif» (kg m^{-2})	2,08	0,90	36
Temps de réponse «liquide» (min)	11	10	-
Temps de réponse «classique» (min)	38	24	-
Temps de réponse «alternatif» (min)	60	33	-

TAB. 5.4 – Idem au tableau 5.3 pour la situation du 06 octobre 2001

Les trois méthodes de mesure du VIL peuvent attribuer au modèle des sens physiques très différents. En effet, il apparaît clairement sur ces histogrammes que la méthode de mesure du VIL joue un rôle déterminant dans la valeur du temps de réponse. Lorsque la méthode classique est utilisée, le temps de réponse a une valeur modale de 15 et 40 minutes dans les deux situations météorologiques étudiées. Lorsque le contenu en eau précipitante est mesuré par la méthode alternative, le stock d'eau précipitante total est plus grand. En effet, l'eau sous forme glace est sous-estimée par la méthode classique. La sous-estimation étant corrigée par la méthode alternative, les valeurs du VIL sont plus élevées et le temps de réponse devient alors plus important : environ une heure dans le cas du 04 août 1994.

Lorsque l'eau liquide seule est prise en compte dans le stock d'eau précipitante (méthode dite «liquide»), le temps de réponse devient extrêmement court : les valeurs du mode tombent respectivement à 10 et 15 minutes. Si on considère le temps de réponse comme la capacité de la colonne atmosphérique à restituer sous forme de précipitations au sol son contenu en eau, cette capacité est plus importante pour l'eau liquide que pour l'eau en phase glace. La glace semble stockée en altitude. Une interprétation physique est difficile car cette approche ne décrit pas les processus microphysiques en phase glace.

L'étude des répartitions des valeurs de temps de réponse montre donc que la dynamique verticale des précipitations dans RadVil est fortement influencée par la méthode de mesure du contenu en eau.

5.6.2 Auto-corrélation spatiale

La structure spatiale des variables de RadVil est étudiée car :

1. le temps de réponse et le terme source dépendent du VIL et de la pluie et leur cohérence spatiale peuvent être liées ;
2. la prévision, qui repose sur l'advection des champs de ses variables, pourrait être meilleure lorsque la cohérence spatiale des champs est forte.

Le coefficient d'auto-corrélation spatiale est calculé de la manière suivante : sur toutes les images disponibles et en chaque pixel, la liste des valeurs des couples de points séparés par une distance donnée est dressée ; puis, un coefficient de corrélation est calculé par classe de distance.

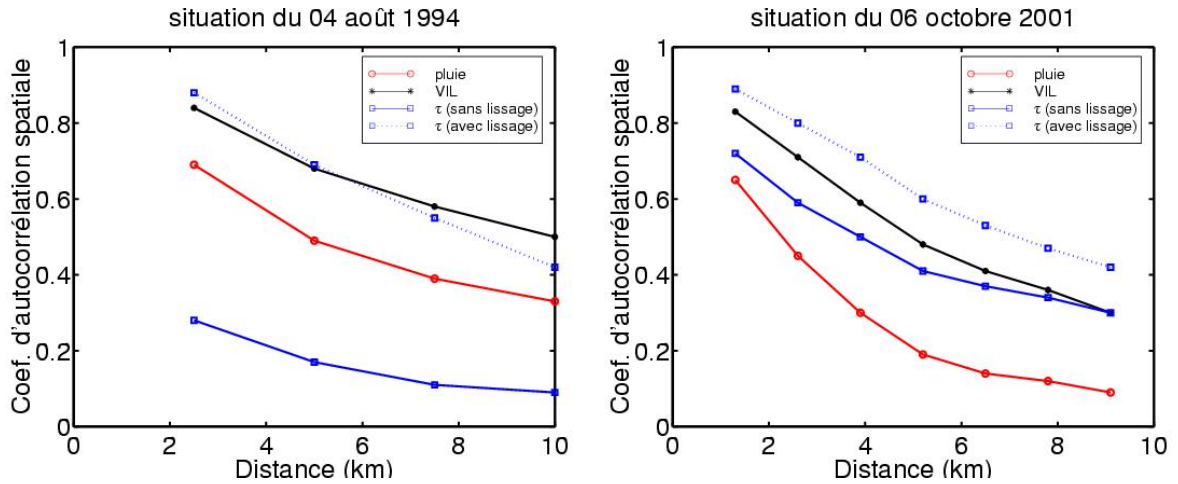


FIG. 5.8 – Coefficient d’auto-corrélation spatiale de la pluie, du VIL et du temps de réponse pour les situations du 04 août 1994 et du 06 octobre 2001

Les précipitations au sol et le VIL présentent une grande variabilité spatiale comme le montrent la figure 5.8. Le temps de réponse et le terme source, calculés à partir de ces variables, sont donc susceptibles de souffrir de cette forte variabilité. Pour palier cette variabilité, on effectue une opération de lissage. Cette opération consiste à remplacer la valeur en chaque point par la moyenne des valeurs des points alentours. Le lissage doit améliorer la cohérence spatiale mais peut dégrader la précision des mesures. C’est pourquoi les champs de pluie et de VIL sont lissés avant leur utilisation dans le calcul du temps de réponse mais leurs valeurs initiales sont préservées pour les autres utilisations.

Les résultats présentés sur la figure 5.8 montrent l’effet positif du lissage sur le coefficient d’auto-corrélation spatiale du temps de réponse. Le résultat est plus spectaculaire pour la situation du 4 août 1994 où la variabilité spatiale du temps de réponse était la moins élevée.

Différents lissages effectués permettent d’estimer le compromis à réaliser entre la précision et la cohérence spatiale du champ de temps de réponse pour que ce terme soit le plus utile pour RadVil.

5.6.3 Auto-corrélation temporelle

Cette étude a pour objectif de vérifier les hypothèses d'évolution de RadVil et du modèle d'advection. L'auto-corrélation temporelle renseigne sur la validité de l'hypothèse de stationnarité (au sens lagrangien) de la variable étudiée. En d'autres termes, elle indique jusqu'à quelle échéance le champ de la variable garde la même cohérence spatiale. Le modèle d'advection repose sur une hypothèse de régime permanent des précipitations au sol. Cette méthode de prévision devrait donc mieux fonctionner lorsque l'auto-corrélation temporelle des champs de précipitation au sol est grande. RadVil place l'hypothèse de stationnarité sur le temps de réponse et le terme source qui dépendent à la fois du VIL et des intensités de pluie. L'hypothèse ne repose donc plus uniquement sur les précipitations.

Le coefficient d'auto-corrélation temporelle est calculé de la manière suivante : pour différentes échéances, le déplacement entre le champ de la variable à t et $t + \Delta t$ est estimé, puis une translation des deux champs est effectuée de manière à les superposer au mieux. Les études d'auto-corrélation temporelle sont donc corrigées des effets d'advection. Toutefois, du fait de la procédure de superposition imparfaite, le coefficient d'auto-corrélation temporelle est sous-estimé. L'opération est réalisée sur l'ensemble des images disponibles pour les échéances allant jusqu'à 30 minutes.

Pour les trois variables présentées sur la figure 5.9, on remarque une décroissance du coefficient d'auto-corrélation en fonction du temps. Elle signifie qu'aucune hypothèse de stationnarité ne peut être valable à 100%. On remarque cependant que la décroissance du coefficient relatif au VIL est beaucoup moins marquée que celle des intensités de pluie au sol. Une méthode de prévision de la pluie fondée sur le VIL, comme RadVil, pourrait donc mieux anticiper les précipitations. Toutefois l'hypothèse de régime permanent de ce modèle ne repose pas sur le VIL mais sur le temps de réponse et le terme source.

Les coefficients relatifs au temps de réponse et au terme source sont toujours plus faibles que ceux de la pluie du 4 août 1994. Le 6 octobre 2001, ils sont presque toujours supérieurs. Lorsque les coefficients d'auto-corrélation temporelle du temps de réponse et du terme source sont plus élevés que ceux de la pluie, RadVil devrait fournir de meilleures prévisions que le modèle d'advection. C'est notamment le cas le 6 octobre 2001.

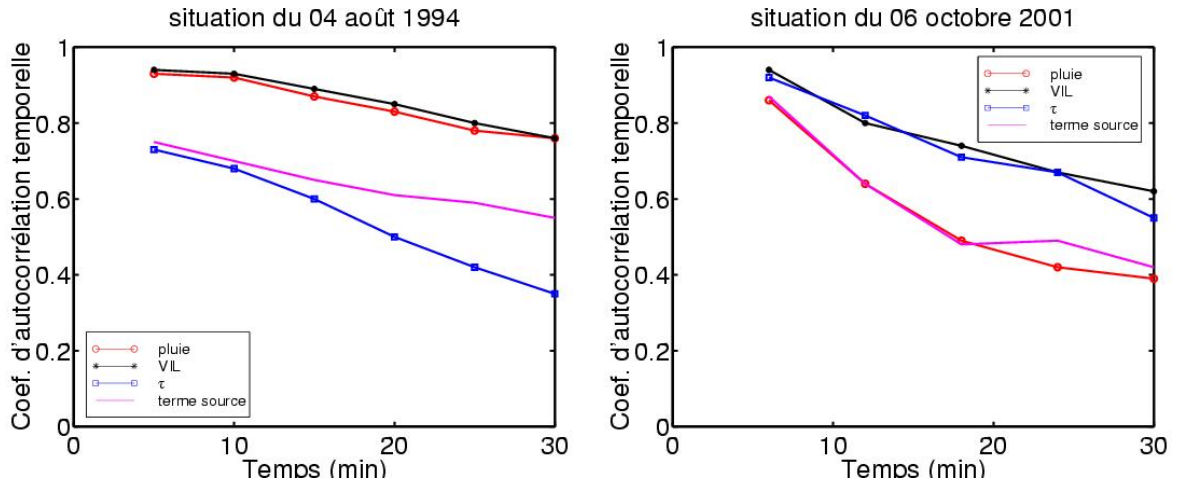


FIG. 5.9 – Coefficient d’auto-corrélation temporelle de la pluie, du VIL, du temps de réponse et du terme source pour les situations du 04 août 1994 et du 06 octobre 2001. Il s’agit des valeurs de VIL et de pluie «lissées» (voir paragraphe sur l’auto-corrélation spatiale).

5.7 Application de RadVil aux données radar simulées

Cette dernière partie présente les performances de RadVil comparées à celles du modèle d’advection. Les versions du modèle qui correspondent aux trois méthodes de mesure du VIL sont testées. La version de base utilise le VIL obtenu par la méthode de mesure classique. Les deux variantes sont fondées sur le VIL estimé respectivement par les méthodes «alternative» et «liquide».

La taille de la maille est choisie la plus petite possible de façon à profiter pleinement de la résolution offerte par les modèles météorologiques de référence : 1,3 km pour le modèle de Clark et 2,5 km pour MésO-NH. Cette taille est relativement proche de celle qu’offrirait un radar urbain utilisé avec la meilleure résolution, c’est-à-dire environ 1 km².

Les études d’auto-corrélation spatiale du temps de réponse et du terme source (cf 5.6.2) ont montré que la variabilité spatiale et temporelle du temps de réponse et du terme source peut être moins élevée que celle des précipitations au sol et du VIL. La continuité des champs de pluie prévus par RadVil peut alors être dégradée. Une solution consiste à lisser les champs de précipitations et de contenu en eau utilisés pour le calcul

du temps de réponse et du terme source lors de la phase d'initialisation. Elle est justifiée par l'étude de corrélation spatiale (5.6.2) et a été testée sur la situation du 4 août. Les meilleures performances de RadVil sont obtenues lorsque le champ de VIL et de pluie servant au calcul du temps de réponse s'étend sur au moins deux mailles alentour. Cette solution offrant une meilleure cohérence spatiale du champ de temps de réponse, le temps de réponse et le terme source sont donc calculés à partir des précipitations et du VIL moyennés sur plusieurs mailles. On préserve toutefois la haute résolution des champs de pluie et de VIL dans la phase de prévision du modèle.

Enfin, la vitesse de déplacement des systèmes précipitants est calculée par la méthode de corrélation croisée présentée dans le chapitre 1.

Les prévisions réalisées sont des prévisions instantanées. A partir de ces dernières, les cumuls de pluie peuvent être calculés et ainsi peut-on tester les performances du modèle conceptuel pour des besoins plus spécifiques à l'hydrologie. Les résultats obtenus pour les pluies cumulées sont similaires à ceux des pluies instantanées.

5.8 Résultats

Les figures 5.10 et 5.11 illustrent les résultats de cette évaluation préliminaire. Elles représentent les valeurs des critères de performance (coefficient de corrélation, critère de Nash et erreur quadratique moyenne) en fonction de l'échéance des prévisions de pluie réalisées par :

- le modèle RadVil dans sa version de base
- le modèle d'advection sur lequel repose RadVil
- les versions «liquide» et «alternative» de RadVil

par rapport aux précipitations de référence obtenues à partir du modèle météorologique méso-échelle. Nous proposons d'interpréter ces résultats en comparant d'abord les prévisions de RadVil avec celles du modèle d'advection puis ensuite en comparant les prévisions des variantes de RadVil entre elles.

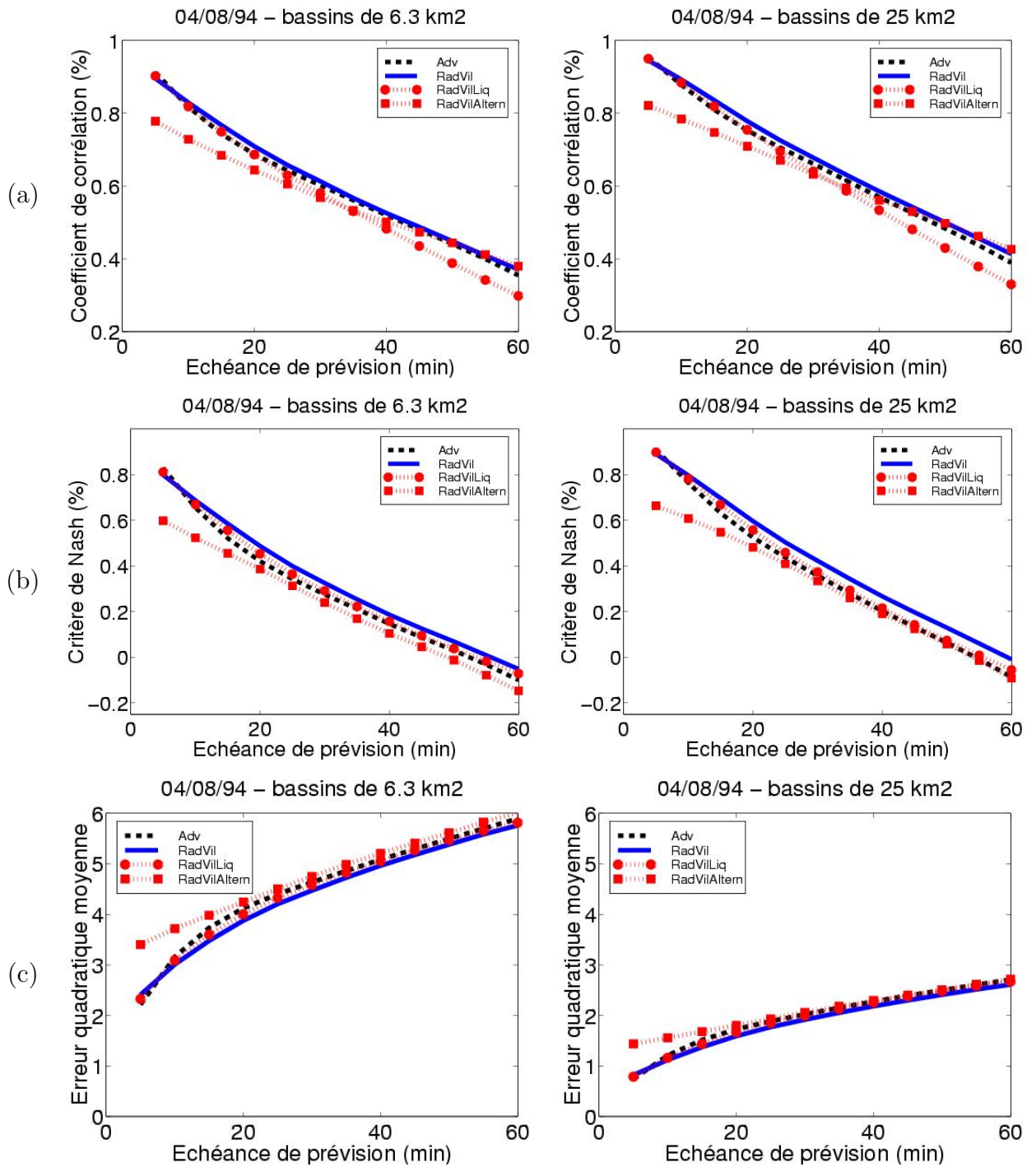


FIG. 5.10 – Comparaison des performances de RadVil et du modèle d'advection en prévision instantanée pour la situation du 4 août 1994 sur des bassins de 6,25 et 25 km²

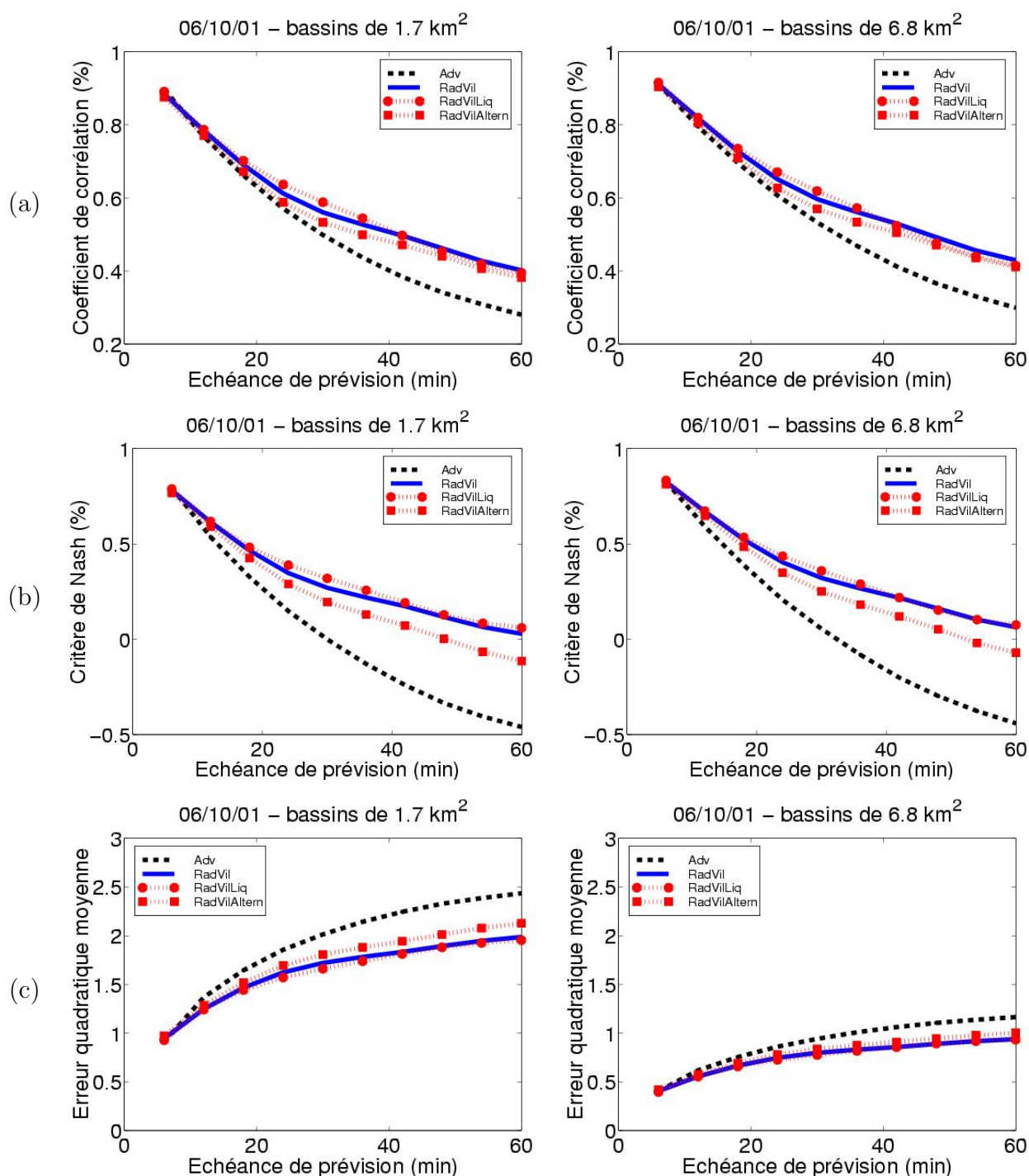


FIG. 5.11 – Comparaison des performances de RadVil et du modèle d'advection en prévision instantanée pour la situation du 6 octobre 2001 sur des bassins de 1,7 et 6,8 km²

5.8.1 Évaluation de RadVil par rapport au modèle d'advection

Selon les figures 5.10 et 5.11, les performances des modèles de prévision sont meilleures sur des bassins de plus grande superficie. Il est en effet plus difficile de réaliser des prévisions exactes sur de petits bassins versants. Cette différence apparaît toutefois assez faible. RadVil semble ensuite fournir de meilleures prévisions que le modèle d'advection. Cette amélioration est indépendante de la taille des bassins sur lesquels la prévision est effectuée. L'information supplémentaire interprétée dans le modèle conceptuel paraît donc utile. L'apport semble cependant faible dans la situation météorologique du 04 août 1994. Les coefficients d'auto-corrélation temporelle du temps de réponse et du terme source ne sont pas, dans cette situation, plus élevés que ceux des précipitations au sol (cf 5.6.3). L'hypothèse de régime permanent portant sur ces deux variables n'est donc pas plus justifiée que celle portant sur la pluie dans le modèle d'advection et les performances des deux modèles sont équivalentes. L'amélioration apportée par le modèle conceptuel est plus marquée dans la situation météorologique du 6 octobre 2001 où les valeurs du critère de performance de RadVil se détachent clairement de celles du modèle d'advection. Les valeurs élevées des coefficients d'auto-corrélation temporelle du temps de réponse et du terme source par rapport à ceux de la pluie laissaient présager ces meilleures performances.

5.8.2 Évaluation des versions de RadVil entre elles

Les résultats obtenus par les variantes de RadVil sont assez proches de ceux de la version de base. On obtient toutefois de meilleurs résultats dans la version «liquide».

La version alternative fournit de moins bons résultats. Dans cette version, le contenu en eau précipitante est pourtant sensé être mieux estimé. La formulation actuelle du modèle conceptuel ne semble donc pas adaptée à la prise en compte de la phase glace. Elle ne peut appréhender correctement les phénomènes microphysiques complexes en phase glace responsables en partie de la dynamique verticale des précipitations.

Des améliorations dans la formulation de RadVil sont envisagées. Une première consisterait à décrire les échanges entre l'eau liquide et l'eau en phase glace. La formulation d'un modèle double réservoir eau liquide / eau glace a été tentée sans succès. En effet, il n'est aisé de distinguer facilement, dans les termes source des réservoirs, les apports liés à la condensation, ou la transformation de l'eau nuageuse et les apports liés aux transferts

d'eau d'un réservoir à l'autre. Une autre voie envisagée est l'application du concept de RadVil à des cellules de pluies traitées séparément. Le modèle de prévision pourrait donc s'appuyer sur des méthodes de type «reconnaissance et suivi de cellules». Enfin, les hypothèses d'évolution du modèle, actuellement très rigides, pourraient être modifiées. On pourrait, par exemple, tenter de déterminer le stade d'évolution du système précipitant de façon à faire évoluer dans le temps, le temps de réponse et le terme source.

5.9 Conclusion

Cette étude de faisabilité numérique et de sensibilité a montré l'intérêt de la mesure du VIL pour la prévision de la pluie et les performances d'un modèle conceptuel de prévision fondé sur cette mesure. La forte variabilité spatiale des précipitations et du VIL peut nuire à ce type de modélisation. Le lissage de ces variables semble nécessaire dans la phase d'initialisation pour assurer une cohérence spatiale des variables internes du modèle. Les hypothèses d'évolution de RadVil portent sur le temps de réponse et le terme source. L'application du modèle semble donc plus utile lorsque la cohérence temporelle de ces variables est meilleure que celle de la pluie. Enfin l'intérêt du contenu en eau précipitante semble se réduire à sa partie liquide dans la formulation actuelle du modèle qui ne représente pas les processus microphysiques en phase glace.

Le dernier chapitre propose une évaluation avec des données radar réelles de façon à confirmer les résultats obtenus dans cette étude préliminaire n'utilisant que des données radar simulées.

Chapitre 6

Évaluation de RadVil avec des données radar réelles

Le modèle de prévision de la pluie RadVil (présenté dans le chapitre 4) a fait l'objet d'une étude de faisabilité à partir de données radar simulées (chapitre 5). Les résultats de cette étude montrent que le VIL pourrait être utile pour améliorer les méthodes de prévision par extrapolation des systèmes précipitants détectés par radar. Une validation du modèle conceptuel implique une étude similaire mettant en jeu de véritables données radar volumiques. Hors, les campagnes de mesure impliquant des radars à auscultation volumique sont rares. En effet, des modèles conceptuels du type de RadVil ont été peu testés avec des données radar réelles de qualité (Dolcine et al., 1998). C'est pourquoi une telle évaluation est proposée dans ce chapitre à partir des données collectées durant les périodes d'observation intensives du programme MAP (Mesoscale Alpine Programme). Ce chapitre présente brièvement ce programme de recherche dans le premier paragraphe. Le deuxième paragraphe documente les événements pluvieux choisis pour la validation de RadVil. Nous verrons ensuite comment le taux de précipitation et le VIL sont estimés dans le troisième paragraphe. Comme dans le chapitre précédent, une étude statistique, objet du quatrième paragraphe, est réalisée sur les principales variables du modèle. La fin du chapitre est consacrée aux résultats de cette évaluation de RadVil.

6.1 Le programme MAP

Le programme international de recherches MAP (Mesoscale Alpine Programme) (Binder et al., 1999; Bougeault et al., 2001a) vise à améliorer les connaissances et la prévision des phénomènes météorologiques et hydrologiques en montagne : les précipitations intenses ou prolongées, les vents violents dans les vallées et la turbulence en haute altitude. Le programme est composé de 8 volets qui couvrent les domaines suivants :

- les mécanismes des précipitations orographiques,
- les anomalies de tourbillon potentiel en altitude,
- les mesures hydrologiques et la prévision des inondations,
- la dynamique de l'écoulement dans un col,
- la prévision du foehn,
- le déferlement des ondes de relief,
- la structure du sillage engendré par les Alpes,
- la turbulence dans les vallées alpines.

Ce projet, initié en 1994 par MétéoSuisse et l'École polytechnique fédérale de Zurich, fait suite à une série de campagnes de mesure visant à étudier l'influence des montagnes sur l'atmosphère (Alpex, FRONT). Le projet a rassemblé des partenaires de 14 pays et d'organisations diverses comme des services météorologiques, des écoles et facultés ainsi que des laboratoires de recherche publics et privés.

MAP dispose d'un centre de données basé à l'École polytechnique fédérale de Zurich et organise régulièrement des réunions scientifiques. Une expérience de terrain de grande envergure a été menée durant l'automne 1999 (Bougeault et al., 2001b). Plusieurs périodes d'observations intensives (POI) ont permis de constituer une base de donnée conséquente sur des situations météorologiques particulièrement intéressantes du point de vue scientifique. Trois zones géographiques ont été fortement instrumentées : la région du Lac Majeur, la vallée du Rhin et la vallée du Wipp. Plusieurs avions de recherche ont ausculté les nuages pendant les POI ; six radars météorologiques étaient installés dans la région tandis que d'autres nombreuses mesures étaient effectuées par des stations automatiques de surface, radio-sondes, profileurs de vent, sodars, scintillomètres, lidars Doppler, etc.

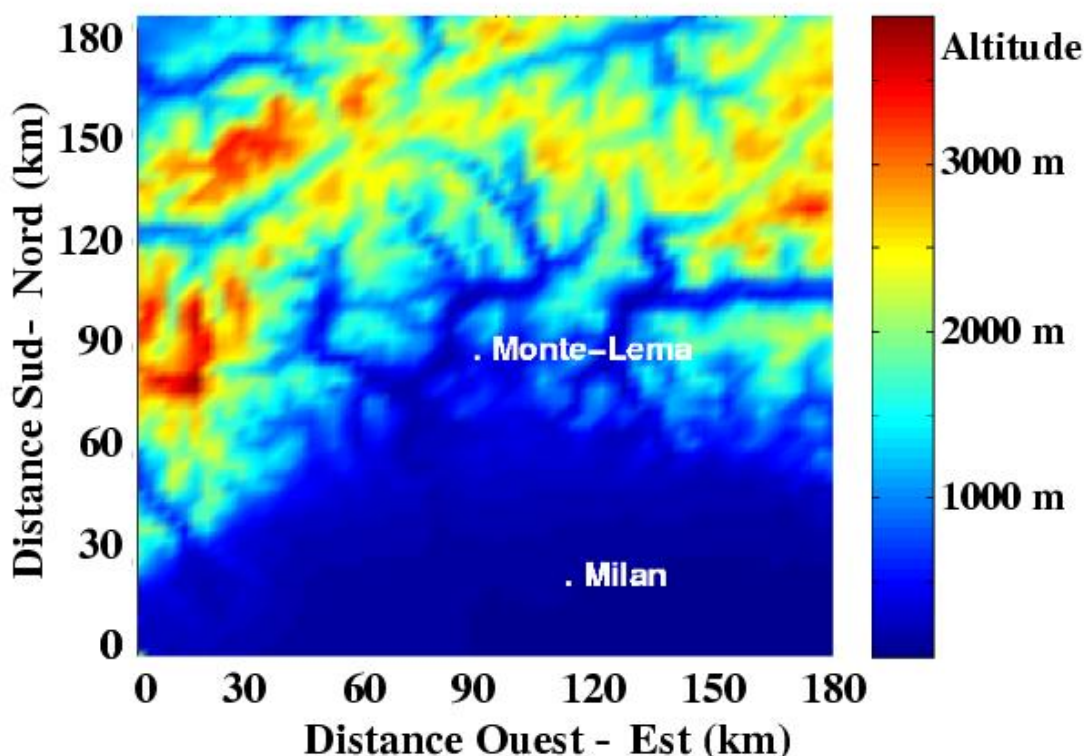


FIG. 6.1 – Topographie du domaine sur lequel RadVil est évalué

6.2 Les mesures et les évènements choisis

Les données du radar du Monte-Lema, radar volumique et Doppler opérationnel de la météorologie Suisse, ont été utilisées pour la validation de RadVil. Ses caractéristiques sont précisées dans le tableau 6.1. Deux évènements pluvieux ont été choisis parmi ceux enregistrés durant les périodes d’observations intensives pour illustrer les deux types d’évènements pluvieux présentés dans le chapitre 1 : une situation particulièrement convective la soirée du 17 septembre 1999 (figures 6.1 et 6.3) et une situation de type stratiforme la matinée du 24 octobre 1999 (figure 6.5).

6.2.1 L’évènement de type convectif du 17 septembre 1999

Cet épisode de la période d’observation intensive 2A est particulièrement apprécié par les chercheurs pour l’intérêt de la situation météorologique ainsi que pour la qualité et

Latitude	46.042 ° N
Longitude	8.833 ° E
Altitude	1625 m
Bande	C
Type	Doppler
Portée	130 km
Porte	1 km
Vitesse de Nyquist	8.27 ou 16.57 m s ⁻¹ selon l'angle d'élévation
Protocole de balayage	20 PPI toutes les 5 minutes
Couverture azimutale	totale

TAB. 6.1 – Caractéristiques du radar du Monte-Lema (d'après Tabary et al., 2002)

la quantité des observations qui ont pu être effectuées. Une ligne de convergence s'est développée au cours de l'après-midi en montagne au nord-ouest du Lac Majeur et s'est déplacée vers le sud-est pendant la nuit. Son développement s'est produit dans une atmosphère instable bien au devant d'une zone dépressionnaire centrée sur l'Europe de l'Ouest. Le radio-sondage effectué à 12h00 à Milan (figure 6.2) montre une stratification instable de l'atmosphère, un faible flux d'est dans les basses couches et un flux de sud-ouest modéré en altitude. La ligne de convergence faisait partie d'un système convectif de méso-échelle d'environ 400 km sur 100 km si l'on se réfère aux images satellite. Les premières grosses cellules convectives ont commencé à se développer vers 17h sur les pentes au vent des Alpes au nord-ouest du Lac Majeur. Les cellules ont ensuite fusionné et donné naissance à un système convectif en ligne vers 19h00 qui s'est déplacé vers le sud-est en direction du Lac Majeur. La structure des précipitations a été identifiée à partir des enregistrements du radar polarimétrique américain S-POL à travers les algorithmes du NCAR et de l'université de Washington. Ont été identifiées des gouttes de pluie, particules de grêle et gouttes d'eau surfondues. Les précipitations au sol ont atteint 70 mm à certains endroits. Le système a ensuite continué à se déplacer dans la nuit vers Milan et des précipitations ont été enregistrées jusqu'au lendemain après-midi. La figure 6.3 montre les champs de précipitations au sol estimées entre 20h30 à 23h00. C'est sur cette période qu'a été évalué

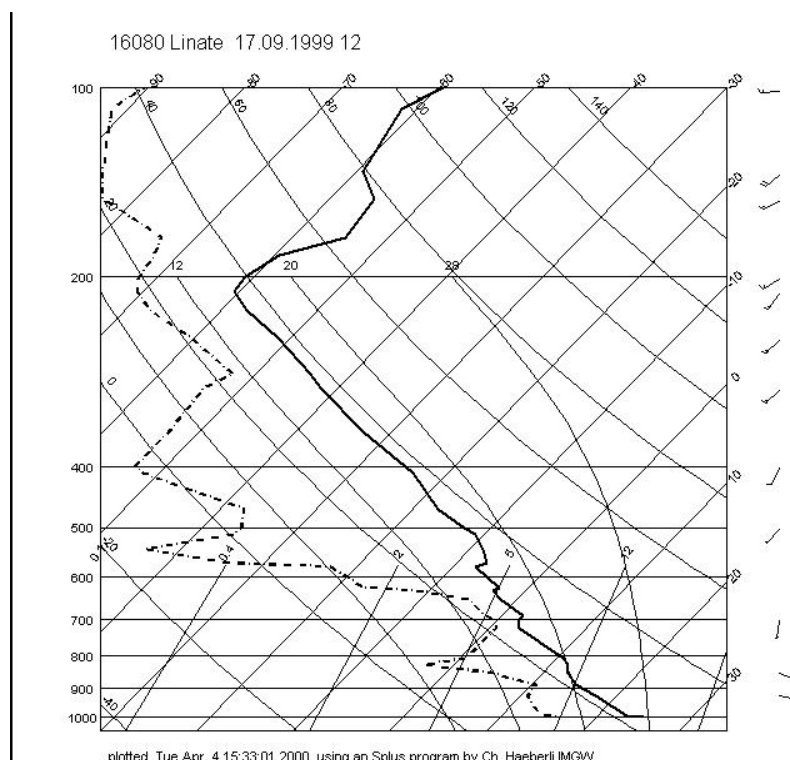


FIG. 6.2 – Radio-sondage de Milan du 17 septembre 1999 à 12h

le modèle de prévision.

6.2.2 L'évènement de type stratiforme du 24 octobre 1999

L'évènement pluvieux de cette journée a été observé lors de la POI 10 du programme MAP. Il s'agissait de précipitations stratiformes se situant au devant d'un front qui se déplaçait lentement vers l'est avec un fort flux de sud ouest en altitude. Le radio-sondage effectué à Milan à minuit (figure 6.4) présente une inversion de température dans les basses couches humides. Les plus importantes ont touché le flanc nord-ouest des Alpes. Une bande brillante très étendue a été observée sur les images radar. Les mesures microphysiques aéroportées effectuées lors de cette journée ont montré une stratification microphysique simple : la présence de neige sèche en altitude, de neige humide dans la couche de fusion et de gouttes de pluie en dessous. La figure 6.5 retrace les précipitations au sol estimées à partir des images radar pour l'évènement de cette journée de 11h00 à 13h30, période sur laquelle RadVil a été testé.

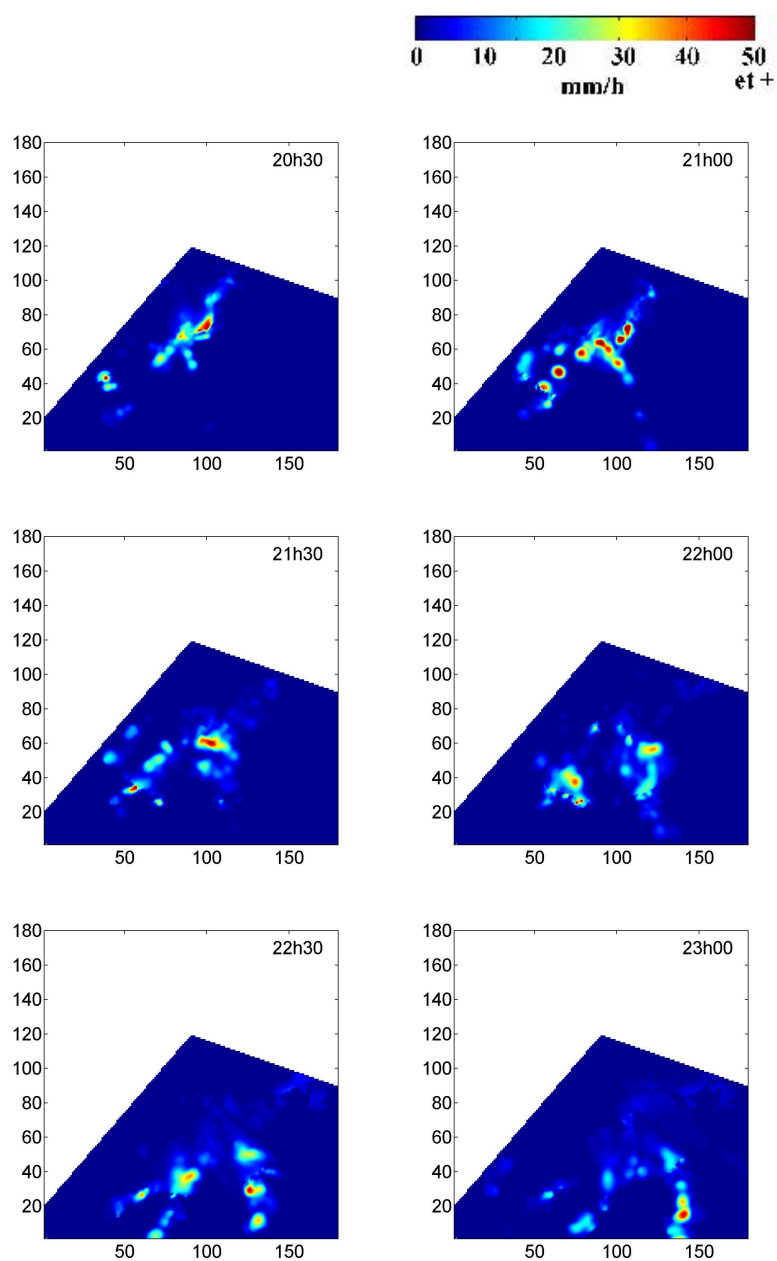


FIG. 6.3 – Champs de précipitation au sol estimé à partir des images radar du Monte-Lema le 17 septembre 1999 à 20h30, 21h, 21h30, 22h, 22h30 et 23h. Le radar est situé au centre de ce domaine de 180 par 180 km représenté sur la figure 6.1. Le domaine où la visibilité du radar est insuffisante est représenté en blanc

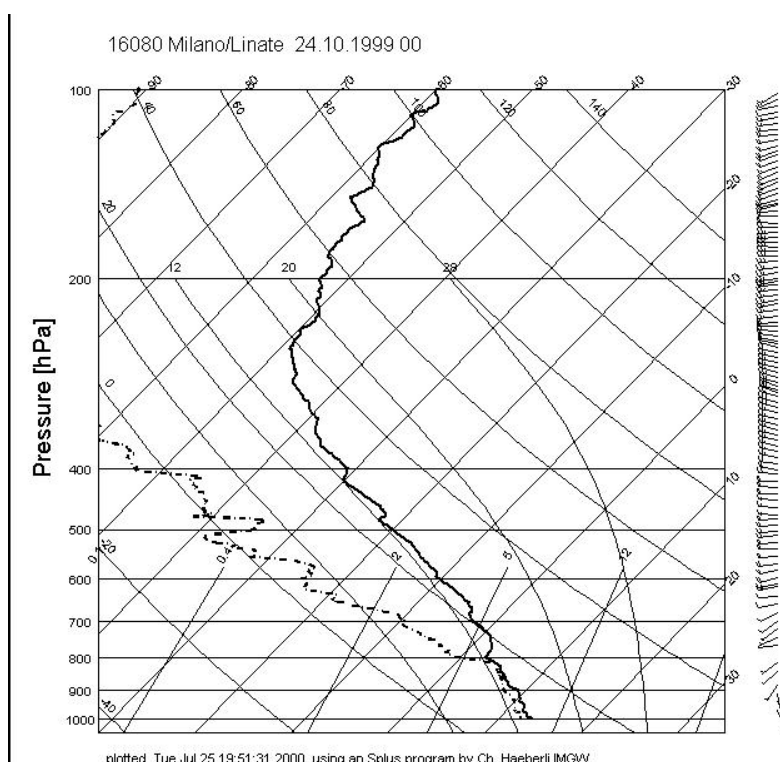


FIG. 6.4 – Radiosondage de Milan du 24 octobre 1999 à 00h

6.3 Qualité des images radar et traitement des données

6.3.1 Difficultés liées au relief des Alpes

Comme l'indique le tableau 6.1, le radar est situé sur le Monte-Lema à 1625 mètres d'altitude et a une portée de 130 km. Il effectue une auscultation azimutale pour des angles de site variant de 0 à 40 degrés. L'exploration volumique est réalisée en 2 fois 2 minutes 30.

Les données radar sous forme polaire sont projetées sur une grille cartésienne d'une résolution spatiale de $1 \times 1 \text{ km}^2$ dans le plan horizontal et de 0,5 km dans le plan vertical.

Les échos fixes associés au relief sont supprimés. Les effets de masque créés par les Alpes sont importants, surtout dans le Valais (la région située au nord-ouest du radar). Ces effets réduisent l'information radar disponible aux altitudes les plus faibles et contraignent de ce fait à modifier les techniques de mesure de la pluie et du VIL présentés dans le précédent

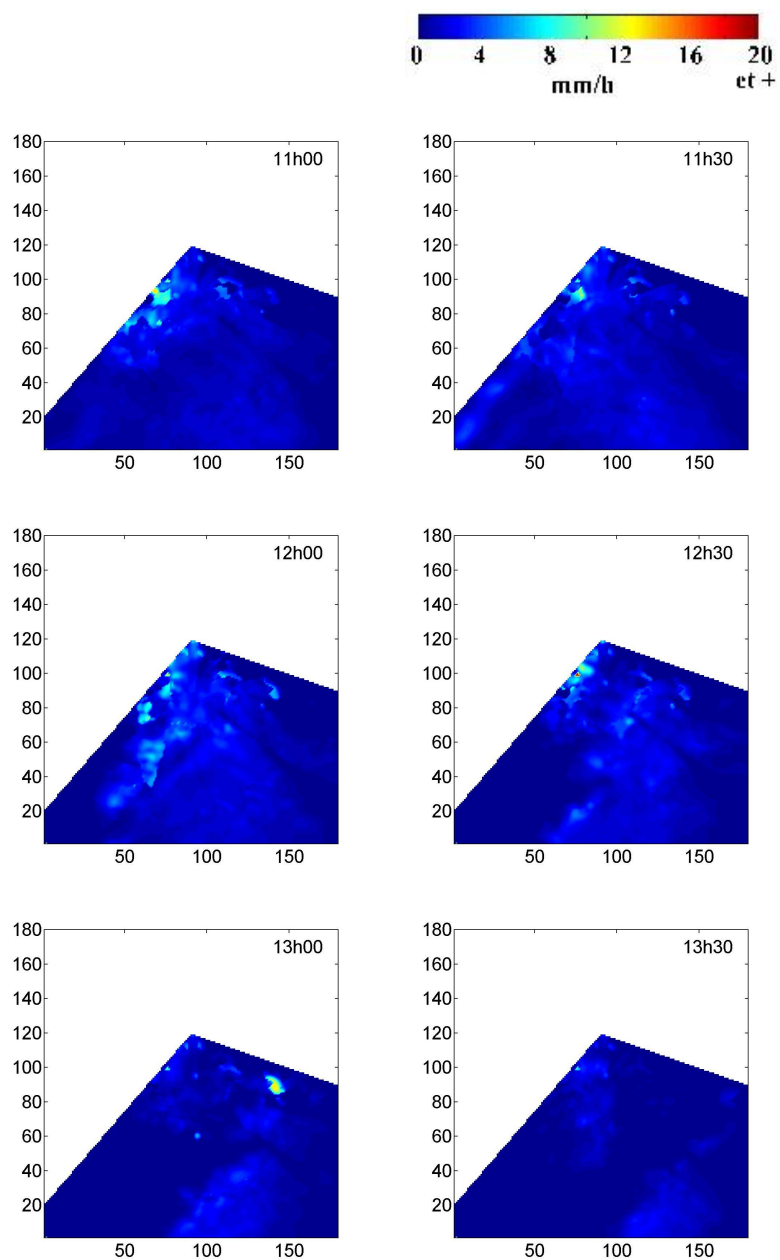


FIG. 6.5 – Champs de précipitation au sol estimé à partir des images radar du Monte-Lema le 24 octobre 1999 à 11h, 11h30, 12h, 12h30, 13h et 13h30.

chapitre. L'auscultation volumique permet toutefois de limiter les désagréments. En effet, elle offre la possibilité d'estimer les précipitations à différentes altitudes. Lorsque le relief gêne la mesure radar au premier angle de site, généralement employé pour l'estimation de la pluie, la mesure effectuée à l'un des angles suivants peut la remplacer. Cette opération est réalisée pour l'estimation de la pluie jusqu'à une altitude de 2000 mètres. L'intensité de la pluie est estimée par la relation (5.11). Par cette technique, les valeurs des intensités de pluie réelles et estimées diffèrent parce que i) la relation entre le facteur de réflectivité radar et le taux précipitant n'est pas exacte mais aussi parce que ii) les estimations de pluie ne correspondent pas toujours à celles qui auraient été estimées à proximité du sol.

La mesure du VIL, réalisée au moyen des relations (5.12) ou (5.13) selon la méthode de mesure choisie, est également affectée par les effets du relief. Pour chaque point du domaine, les mesures radar nécessaires à la mesure du VIL sont prises en considération à partir du niveau où les valeurs du facteur de réflectivité sont disponibles. Aucune extrapolation n'est réalisée vers le bas de la colonne. Les bases des colonnes atmosphériques peuvent donc être situées à des altitudes variables d'une maille à l'autre du modèle. Les valeurs du VIL sont donc plutôt sous-estimées.

Les performances du modèle RadVil et du modèle d'advection sont calculées en comparant leurs prévisions de pluie pour une date donnée avec celles des estimations de pluie effectuées par radar à cette même date. La qualité des prévisions des modèles est donc affectée par les erreurs de mesure radar habituelles mais également par le fait que :

1. la «topographie» du champ de taux précipitant utilisé lors de l'initialisation ne correspond pas toujours à celui utilisé lors de l'évaluation ;
2. le VIL n'est pas toujours estimé sur la totalité de la colonne atmosphérique.

6.3.2 Application de la méthode alternative de mesure du VIL

L'évaluation de Radvil est menée sur sa version «classique» et sur ses deux variantes «alternative» et «liquide». Le but est, comme dans le chapitre 5, de quantifier l'intérêt d'une distinction entre eau liquide et eau en phase glace dans la présente formulation de RadVil. Comme il a été précisé précédemment, l'information radar n'est disponible en certains points qu'à partir d'une certaine altitude. L'intégration verticale des contenus en eau estimés par radar ne débute donc qu'au niveau où la réflectivité est disponible.

Nous avons vu dans le chapitre 2 que la méthode alternative nécessite la connaissance, même approximative, de l'isotherme 0°C et de la densité moyenne des hydrométéores en phase glace. Dans l'étude de faisabilité (chapitre 5), les informations sur la température et le type des hydrométéores provenaient du modèle météorologique à l'origine des données radar simulées. Dans la réalité, ces informations ne sont pas directement accessibles. Les températures au sol relevées par les stations météorologiques situées autour du radar ont été utilisées conjointement avec un profil de température théorique (adiabatique saturée) pour estimer l'isotherme 0°C. Les stations situées dans une zone de 180 par 180 km centrée sur la position du radar ont été retenues. Le poids accordé aux mesures de chaque station dépend de la distance entre le point où l'isotherme est estimée et la station météorologique. L'altitude de l'isotherme est déterminée par la relation (6.1) :

$$h_0 = \frac{t_{sol}}{\gamma_z} + h_{sol}, \quad (6.1)$$

où h_0 est l'altitude de l'isotherme 0°C, γ_z est le gradient adiabatique humide saturé, t_{sol} et h_{sol} sont la température et l'altitude au sol.

La densité des hydrométéores en phase glace ainsi que la relation Z-M (relation 5.13) utilisée au dessus de l'isotherme 0°C sont les mêmes qu'au chapitre précédent.

Les techniques d'interprétation des données des radars à diversité de polarisation, comme celle du NCAR (cf. 6.2.1) peuvent distinguer les différentes phases des hydrométéores et pourraient estimer avec beaucoup plus de précision l'altitude de l'isotherme 0°C. La recherche de l'isotherme 0°C pourrait également être effectuée simplement en localisant la bande brillante lorsque cet effet se produit.

6.4 Étude statistique des variables de RadVil

Comme dans le chapitre précédent, une étude des variables du modèle est entreprise. Les mêmes outils statistiques sont employés.

6.4.1 Caractéristiques et répartition des valeurs

Les tableaux 6.2 et 6.3 dressent la liste des valeurs moyennes, médianes et maximales des intensités de pluie au sol, du VIL et du temps de réponse. On remarque que les

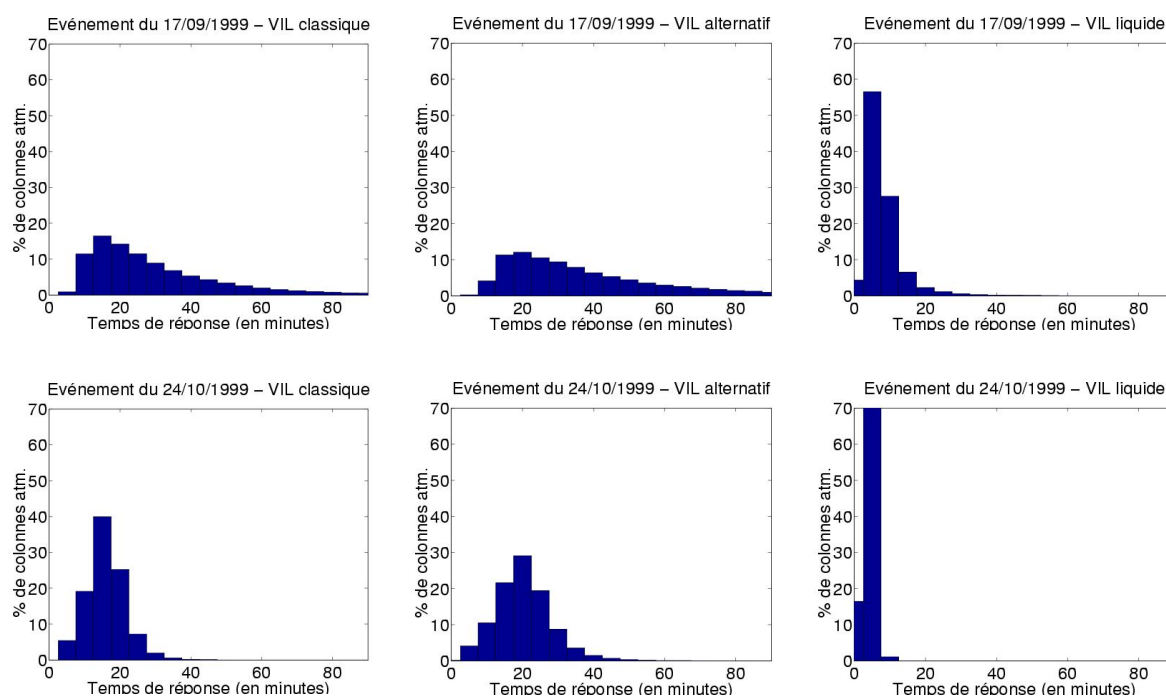


FIG. 6.6 – Répartition des valeurs du temps de réponse en fonction de la méthode de mesure du VIL, en haut pour la situation du 17 septembre 1999, en bas pour celle du 24 octobre 1999.

deux évènements étudiés se différencient par leurs valeurs moyennes de contenu en eau et d'intensité de pluie environ 5 fois plus élevées le 17 septembre 1999. Le temps de réponse moyen est également différent dans les deux situations : environ 15 minutes le 24 octobre contre 40 le 17 septembre. L'histogramme représentant le temps de réponse du 24 octobre 1999 montre qu'il possède une dispersion moins marquée que le 17 septembre 1999. La gamme des intensités de pluie et des valeurs de VIL est moins large : la dynamique verticale des précipitations semble plus simple. Dans l'ensemble, les histogrammes relatifs aux deux situations de MAP choisies ont les mêmes caractéristiques que ceux des situations simulées du chapitre 5 : le temps de réponse provenant du VIL estimé par la méthode liquide est beaucoup plus court que celui correspondant au VIL estimé par la méthode classique.

6.4.2 Auto-corrélation spatiale

Le coefficient d'auto-corrélation spatiale des variables de RadVil suit, dans les situations météorologiques réelles, les mêmes caractéristiques que celles obtenues dans les

	Moyenne	Médiane	Maximum
Pluie (mm h^{-1})	5,09	2,11	124
VIL «liquide»(kg m^{-2})	0,57	0,29	64
VIL «classique»(kg m^{-2})	2,05	0,93	30
VIL «alternatif»(kg m^{-2})	3,08	1,21	57
Temps de réponse «liquide»(min)	8	7	-
Temps de réponse «classique»(min)	40	25	-
Temps de réponse «alternatif»(min)	59	34	-

TAB. 6.2 – Caractéristiques des variables de RadVil pour la situation du 17 septembre 1999

	Moyenne	Médiane	Maximum
Pluie (mm h^{-1})	1,56	1,29	21
VIL «liquide»(kg m^{-2})	0,12	0,11	0,71
VIL «classique»(kg m^{-2})	0,36	0,34	1,84
VIL «alternatif»(kg m^{-2})	0,46	0,41	3,17
Temps de réponse «liquide»(min)	5	5	-
Temps de réponse «classique»(min)	16	16	-
Temps de réponse «alternatif»(min)	20	20	-

TAB. 6.3 – Idem au tableau 6.2 pour la situation du 24 octobre 1999

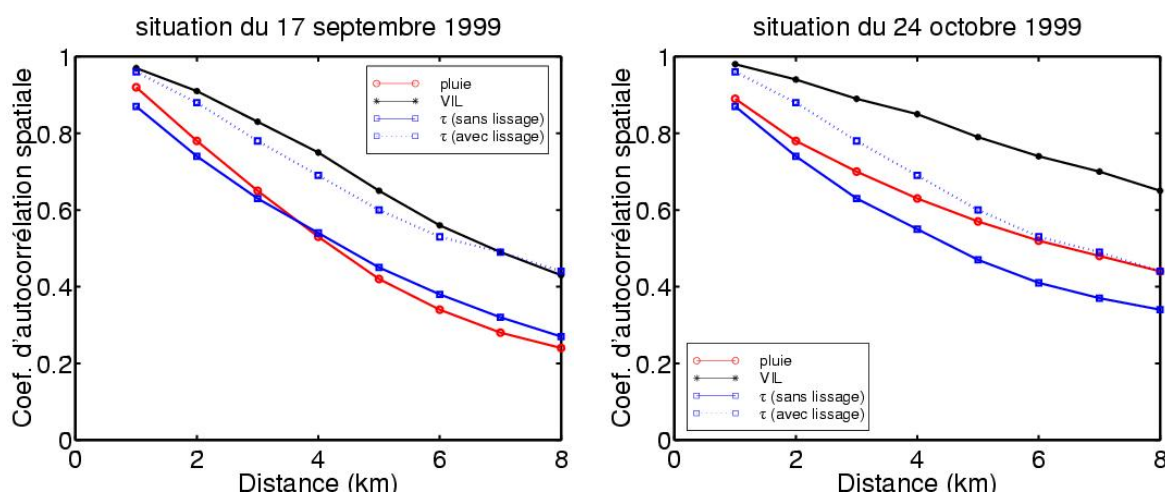


FIG. 6.7 – Coefficient d’auto-corrélation spatiale de la pluie, du VIL et du temps de réponse pour les situations des 17 septembre et 24 octobre 1999

situations météorologiques simulées. Le VIL possède dans les deux cas une distance de décorrélation spatiale plus grande que celle de la pluie. On observe une meilleure corrélation spatiale dans le cas stratiforme ; les pluies sont en effet moins localisées et présentent des maxima moins marqués.

Le lissage des champs de VIL et d’intensité de pluie au sol préalable au calcul du temps de réponse lui offre une structure spatiale plus cohérente. Le gain apporté est proche de celui obtenu dans la situation du 6 octobre 2001.

6.4.3 Auto-corrélation temporelle

Les résultats de l’étude d’auto-corrélation temporelle sont assez proches de ceux de l’étude de faisabilité. On observe à nouveau deux types de situations : une où le coefficient du terme source et du temps de réponse est plus grand que celui de la pluie (le 17 septembre), et une autre où il est plus faible (le 24 octobre). Dans ce dernier cas, l’hypothèse de persistance du champ de pluie est mieux vérifiée que celle portant sur le temps de réponse et le terme source. Le modèle RadVil ne devrait donc pas apporter d’améliorations au modèle d’advection.

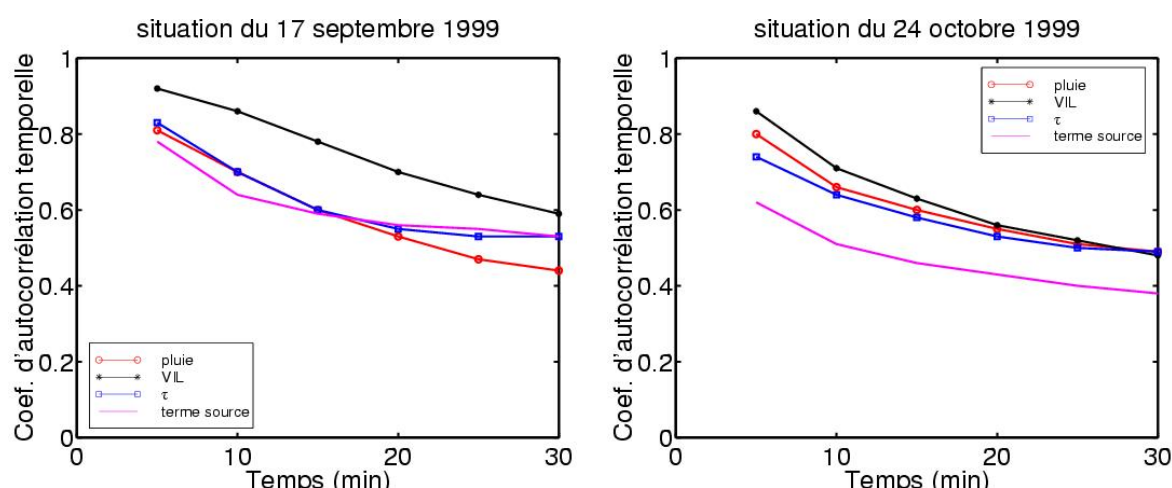


FIG. 6.8 – Coefficient d'auto-corrélation temporelle de la pluie, du VIL, du temps de réponse et du terme source pour les situations des 17 septembre et 24 octobre 1999

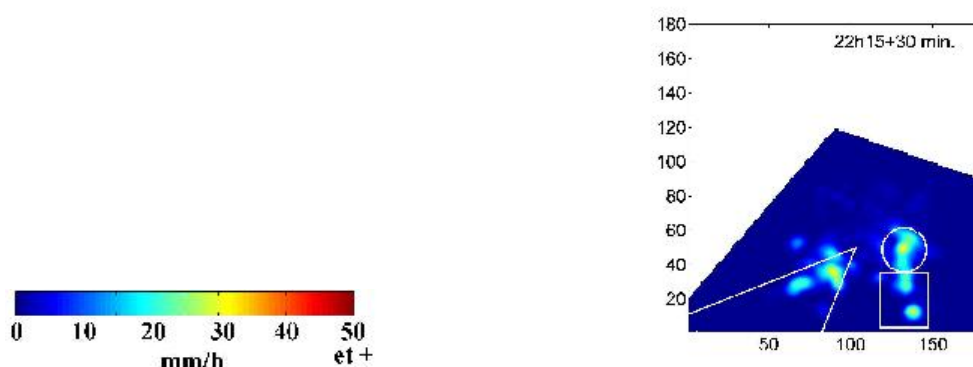
6.5 Résultats de l'évaluation

L'évaluation est réalisée en comparant les prévisions de pluie fournies par les deux modèles d'extrapolation (RadVil et le modèle d'advection) aux intensités de pluie de référence. Dans l'étude de cas avec données radar simulées, les intensités de pluie de référence correspondaient aux variables estimées à partir de facteurs de réflectivité simulés. Elles correspondent maintenant aux taux précipitants estimés à partir des facteurs de réflectivité radar réels.

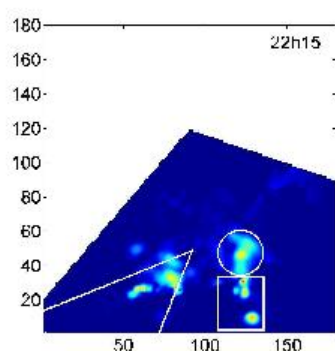
Les résultats obtenus sont illustrés de manière qualitative par la figure 6.9 pour la situation du 17 septembre 1999 et de manière quantitative par les figures 6.10 (situation du 17 septembre 1999) et 6.11 (24 octobre 1999).

Ces deux figures confirment, pour la situation convective du 17 septembre, les conclusions avancées dans l'étude de faisabilité :

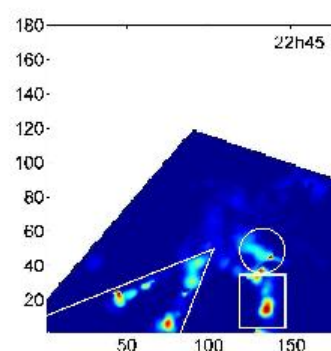
- Le modèle conceptuel RadVil semble apporter une amélioration dans la qualité des prévisions de pluie à très courte échéance par rapport au modèle d'advection sur lequel il repose.
- La version du modèle conceptuel décrite dans le chapitre 4 semble mieux adaptée à l'utilisation de la partie liquide du contenu en eau intégré verticalement. Si le contenu en eau ne peut être estimé que globalement, l'application d'une relation



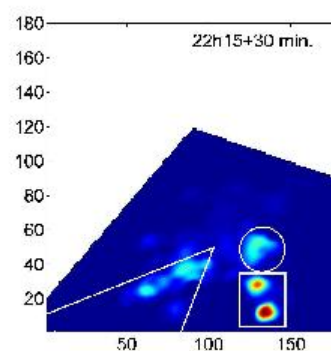
Pluie prévue par le modèle d'advection de 22h15 pour 22h45



Pluie mesurée à 22h15



Pluie mesurée à 22h45



Pluie prévue par le modèle RadVil de 22h15 pour 22h45

FIG. 6.9 – Comparaison qualitative des performances de RadVil et du modèle d'advection en prévision instantanée pour la situation du 17 septembre 1999 de 22h15 pour 22h45. Au milieu : les champs de précipitation au sol à 22h15 et 22h45. En haut et en bas : les prévisions obtenues à 22h15 pour 22h45 par le modèle d'advection et RadVil. Dans la zone délimitée par un cône, aucune des deux méthodes n'a prévu l'apparition de deux nouvelles cellules pluvieuses. Dans les zones délimitées par un rectangle et un cercle, RadVil prévoit bien la diminution de l'intensité pluvieuse (cercle) ainsi que l'intensification de deux cellules (rectangle) et améliore ainsi les prévisions obtenues par le modèle d'advection.

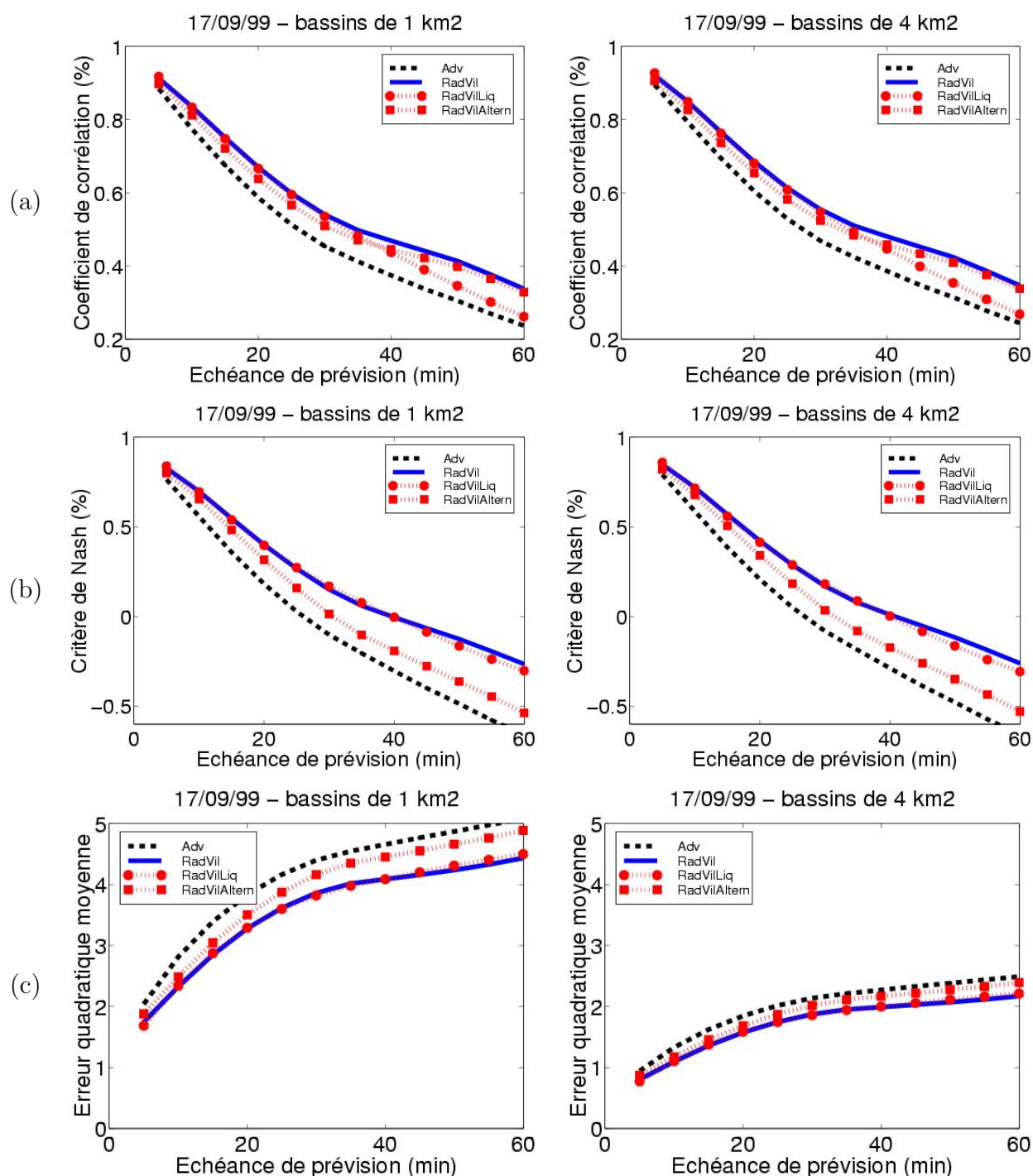


FIG. 6.10 – Comparaison des performances de RadVil et du modèle d'advection en prévision instantanée pour la situation du 17 septembre 1999 sur des bassins de 1 et 4 km²

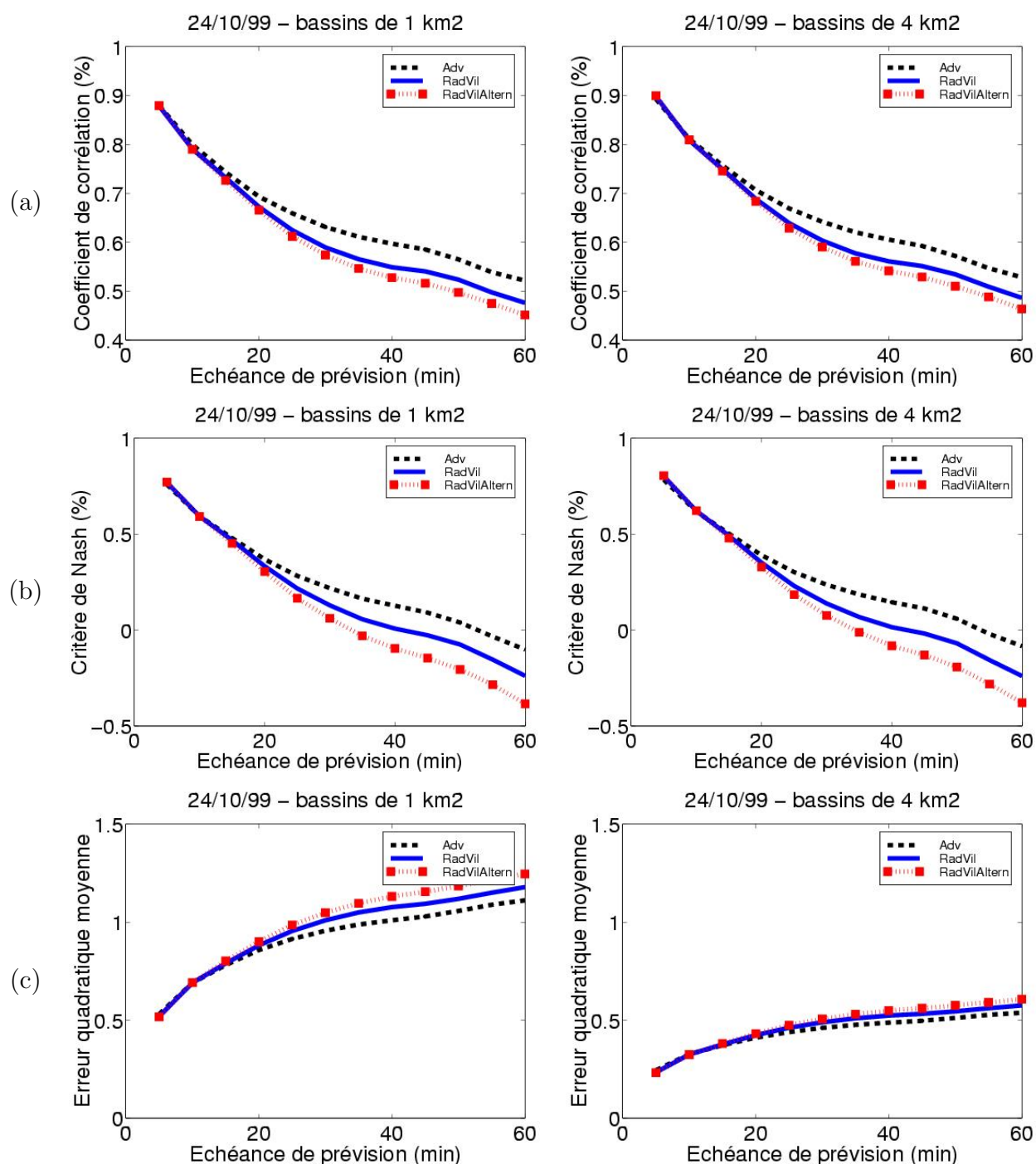


FIG. 6.11 – Comparaison des performances de RadVil et du modèle d'advection en prévision instantanée pour la situation du 24 octobre 1999 sur des bassins de 1 et 4 km²

Z-M classique affecte peu la qualité des prévisions.

Pour la situation de type stratiforme du 24 octobre 1999, RadVil et le modèle d'advection présentent les mêmes performances jusqu'à 10 à 15 minutes. Au delà de 10 à 15 minutes d'échéance, la méthode la plus simple, c'est-à-dire la méthode d'advection seule, prend l'avantage. Les conclusions de l'étude d'auto-corrélation temporelle des variables du modèle semblent de nouveau confirmées. Le VIL, à travers RadVil, ne présenterait un intérêt que si les systèmes précipitants sont structurés et que sa valeur est suffisamment élevée. L'utilisation de RadVil ne semblerait donc pas conseillée dans les autres situations. En effet, le 24 octobre 1999, le temps de réponse et le terme source n'ont pas un meilleur coefficient d'auto-corrélation temporelle que celui de la pluie. Cela implique que les hypothèses sur lesquelles repose RadVil (stationnarité du temps de réponse et du terme source) sont moins bien vérifiées que celle du modèle d'advection (stationnarité du taux précipitant). RadVil présente alors, dans ce cas, une dégradation de la prévision obtenue par la méthode d'advection. Par ailleurs, le modèle est évalué dans une situation complexe où le VIL peut être sous-estimé et où l'altitude à laquelle les précipitations sont mesurées est variable d'un point à un autre. S'il existe une forte variabilité verticale des précipitations liée à des phénomènes d'évaporation ou de renforcement orographique, les erreurs de prévisions peuvent être amplifiées.

Pour ces raisons, une même évaluation dans laquelle la base des colonnes atmosphériques est placée à niveau constant, quoiqu'élevée (2000 m), a été réalisée. Dans ce cas les performances de RadVil deviennent supérieures à celles du modèle d'advection jusqu'à 20 à 25 minutes.

Il apparaît à la fin de cette évaluation que les modèles d'advection fourniraient de meilleurs résultats pour les situations stratiformes. RadVil apporterait une amélioration plus appréciable pour les événements où le temps de réponse et le terme source possèdent un coefficient d'auto-corrélation temporelle supérieur à celui de la pluie.

Cependant, ces conclusions ne s'appuient que sur deux études cas. Il convient donc de tester la méthode de prévision sur d'autres situations météorologiques aussi variées que possible pour confirmer ou non ces conclusions.

Conclusions et perspectives

Les travaux présentés dans ce rapport avaient pour objectif la définition d'une méthode de prévision de la pluie adaptée aux besoins de l'hydrologie urbaine. Cela signifie que les prévisions de la pluie doivent être fournies à l'échelle spatiale des bassins versants et à des échéances proches du temps de réponse de ces bassins. En ville et en montagne, ce temps de réponse est parfois très court.

Le premier chapitre a décrit les systèmes précipitants ainsi que leurs moyens d'observation et de prévision. A l'échelle des bassins versants et pour les applications hydrologiques souhaitées, il a semblé intéressant de tester une méthode de prévision utilisant les images d'un radar météorologique de configuration légère, volumique et à effet Doppler. Ce modèle de prévision proposé, baptisé RadVil, est un modèle d'extrapolation reposant entièrement sur les données d'un tel radar. Il est composé d'un module d'advection et fondé sur la mesure du contenu en eau précipitante intégré verticalement (VIL). La mesure du VIL s'effectue grâce à l'auscultation volumique tandis que la composante d'advection peut être déduite de la réflectivité radar et/ou par la vitesse radiale mesurée par effet Doppler.

Nous nous sommes d'abord intéressé à la qualité de la mesure du VIL par radar. Les erreurs de mesure du VIL sont principalement liées aux conditions météorologiques. Les deux sources d'erreurs prépondérantes sont le phénomène de bande brillante et l'utilisation d'une relation inadaptée entre le contenu en eau M et le facteur de réflectivité radar Z . Une méthode alternative a été proposée pour limiter les erreurs de mesure ; cette méthode consiste à supprimer les mesures radar effectuées dans la couche de fusion et à adapter la relation Z - M selon le type des particules détectées.

Une méthode de restitution du champ des vitesses horizontales a ensuite été proposée. Cette méthode, qui n'utilise que la réflectivité radar et la vitesse radiale d'un seul radar Doppler, repose sur un filtre de Kalman dans lequel les caractéristiques statistiques des

erreurs ont été définies selon une logique physique. La méthode a ensuite été évaluée avec des données radar simulées. Elle fournit des résultats encourageants.

Le modèle de prévision RadVil a enfin été testé. Dans un premier temps des données radar simulées ont remplacé les données radar réelles. L'objectif était de montrer l'intérêt de la mesure du VIL pour la prévision de la pluie à travers le modèle RadVil. Il s'agissait dans le même temps d'évaluer la formulation de cette méthode de prévision. Une étude statistique a été menée conjointement à l'évaluation pour comprendre le fonctionnement du modèle et vérifier ses hypothèses d'évolution. Les hypothèses d'évolution de RadVil sont des hypothèses de régime permanent qui portent sur deux de ses variables : le temps de réponse et le terme source. Le modèle d'advection sur lequel RadVil repose est fondé quant à lui sur une hypothèse de régime permanent des taux précipitants. D'après les études statistiques et les résultats de l'évaluation, l'utilisation de RadVil semblerait plus utile lorsque la cohérence temporelle du temps de réponse et du terme source est meilleure que celle de la pluie. Cette étude a donc montré l'intérêt de la mesure du VIL pour la prévision de la pluie. L'intérêt de cette mesure semble plus marquée lorsque l'eau liquide précipitante est uniquement prise en compte. Il ne s'agit toutefois que des conclusions avancées pour la formulation actuelle du modèle qui ne représente pas les processus microphysiques en phase glace.

L'évaluation de RadVil sur des données radar réelles a confirmé les résultats de l'étude de cas théorique. D'autres études de cas réels doivent être menées afin de vérifier ces conclusions.

Des améliorations concernant la composante microphysique du modèle impliquent une meilleure représentation des processus froids encore mal connus. Cette voie mériterait d'être approfondie. Par ailleurs, les hypothèses d'évolution du modèle qui portent sur le terme source et le temps de réponse sont aujourd'hui trop contraignantes. Si le concept de RadVil était appliqué à une méthode de «reconnaissance et suivi de cellule», une évolution contrôlée de ces variables pourrait être envisagée en estimant par exemple le stade de maturité des cellules individuelles. Cette proposition améliorerait également la composante d'advection du modèle.

Ces travaux ont apporté une contribution à l'interprétation des données radar Doppler et volumiques. Ils ouvrent plusieurs perspectives. La méthode de restitution du champ des

vitesses horizontales présentée dans le chapitre 3 constitue un moyen d'observation simple de la dynamique interne des systèmes précipitants car elle ne requiert qu'un seul radar Doppler. Les radars à diversité de polarisation offrent de nouveaux produits capables entre autre, de distinguer les différents types de précipitation et de localiser l'isotherme 0°C . La mesure du VIL par la méthode alternative proposée dans le chapitre 2 pourrait ainsi être améliorée. Une mesure plus fidèle du contenu en eau par radar pourrait faciliter l'initialisation des modèles météorologiques méso-échelle et présenter un intérêt pour la restitution d'autres variables dynamiques et thermodynamiques.

Bibliographie

- Adler, R. et Mack, R. A. 1984. Thunderstorm cloud height-rainfall rate relations for use with satellite rainfall estimation techniques. *J. Climate Appl. Meteor.* **23**, 280–296.
- Alpert, P. et Shafir, H. 1989. Meso g-scale distribution of orographic precipitation : Numerical study and comparison with precipitation derived from radar measurements. *J. Appl. Meteor.* **28**, 1105–1117.
- Amburn, S. et Wolf, P. 1996. Vil density as a hail indicator. *Wea. Forecasting* **12**, 473–478.
- Andrieu, H. et Creutin, J. 1995. Identification of vertical profiles of radar reflectivities for hydrological applications using an inverse method. part i : Formulation. *J. Appl. Meteor.* **34**, 225–239.
- Andrieu, H., French, M., Krajewski, W. et Georgakakos, K. 2003. Stochastic-dynamical rainfall simulation based on weather radar volume scan data. *à paraître dans Advances in Water Resources*.
- Atlas, D. et Ulbrich, C. 1977. Path- and area-integrated rainfall measurements by microwave attenuation in the 1-3 cm band. *J. Appl. Meteor.* **16**, 1322–1331.
- Austin, G. et Bellon, A. 1974. The use of digital weather radar records for short-term precipitation forecasting. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* **100**, 658–664.
- Austin, P. 1987. Relation between measured radar reflectivity and surface rainfall. *Mon. Wea. Rev.* **115**, 1053–1070.
- Battan, L. 1973. Radar observation of the atmosphere. The University of Chicago Press.
- Bellon, A. et Zawadzki, I. 1994. Forecasting of hourly accumulations of precipitation by optimal extrapolation of radar maps. *J. Hydrol.* **157**, 211–233.
- Berry, E. et Reinhardt, R. 1974. An analysis of cloud drop growth by collection. *J. Atmos. Sci.* **31**, 1814–1831, 2118–2135.

- Billet, J., DeLisi, M. et Smith, B. 1997. Use of regression techniques to predict hail size and the probability of large hail. *Wea. Forecasting* **12**, 154–164.
- Binder, P., Rossa, A., Bougeault, P., Moore, J., Jorgensen, D. et Bollinger, M. 1999. *MAP Implementation Plan*. Disponible sur le site internet de MAP à l'adresse suivante : <http://www.map.ethz.ch/map-doc/mip.pdf>.
- Borga, M., Anagnostou, E. et Krajewski, W. 1997. A simulation approach for validation of a brightband correction model. *J. Appl. Meteor.* **36**, 1507–1518.
- Boudevillain, B. et Andrieu, H. 2003. Assessment of vertically-integrated liquid water content radar measurement. *J. Atmos. Ocean. Technol.* **20**, 807–819.
- Bougeault, P., Binder, P., Buzzi, A., Dirks, R., House, R., Kuettner, J., Smith, R., Steiner, R., Volkert, H. et all the MAP scientists 2001a. The map special observing period. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* **82**, 433–462.
- Bougeault, P., Richard, E. et Roux, F. 2001b. L'expérience map sur les phénomènes de mésoéchelle dans les alpes - premier bilan. *La Météorologie* **33**, 16–33.
- Bousquet, O. et Chong, M. 1998. A multiple-doppler synthesis and continuity adjustment technique to recover wind components from doppler radar system. *J. Atmos. Ocean. Technol.* **15**, 343–359.
- Bronstein, I. et Semendjajew, K. 1981. Taschenbuch der Mathematik. Thun and Frankfurt am Main : Verlag Harri Deutsch.
- Browning, K. et Collier, C. 1989. Nowcasting of precipitation systems. *Rev. Geophys.* **27**, 345–370.
- Browning, K. et Wexler, R. 1968. The determination of kinematic properties of a wind field using doppler radar. *J. Appl. Meteor.* **7**, 105–113.
- Brémaud, P. J. et Pointin, Y. 1993. Forecasting heavy rain from cell motion using radar data. *J. Hydrol.* **142**, 373–389.
- Caillault, K. et Lemaître, Y. 1999. Retrieval of three-dimensional wind fields corrected for the time-induced advection problem. *J. Atmos. Ocean. Technol.* **16**, 708–722.
- Calas, C. 1997. Apport d'une analyse à méso-échelle pour la prévision immédiate des systèmes convectifs. Thèse de doctorat, Université Paul Sabatier de Toulouse.

- Chong, M., Georgis, J.-F., Bousquet, O., Brodzik, S., Burghart, C., Cosma, S., Germann, U., Gouget, V., Jr., R. H., James, C., Prieur, S., Rotunno, R., F. Roux, Vivekanandan, J. et Zeng, Z.-X. 2000. Real-time wind synthesis from doppler radar observations during the mesoscale alpine programme. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* **81**, 2953–2962.
- Clark, T. 1979. Numerical simulations with a three-dimensional cloud model : lateral boundary condition experiments and multi-cellular severe storm calculations. *J. Atmos. Sci.* **34**, 2191–2215.
- Clark, T., Hall, W. et Coen, J. 1996. Source code documentation for the Clark-Hall cloud-scale model, code version G3CH01. NCAR, Boulder, Colorado, USA : NCAR/TN-426+STRNCAR Technical Note.
- Cotton, W. et Anthes, R. 1989. Storm and cloud dynamics. Academic Press, Harcourt Brace Javanovich.
- Crane, R. 1979. Automatic cell detection and tracking. *IEEE Trans. Geosci. Electron.* **GE-17**, 250–262.
- Delrieu, G., Andrieu, H. et Creutin, J.-D. 1999. Quantification of path-integrated attenuation for x- and c-band weather radar systems operating in mediterranean heavy rainfall. *J. Appl. Meteor.* **39(6)**, 840–850.
- Delrieu, G., Creutin, J. et Saint-André, I. 1991. Mean k-r relationships : practical results for typical weather radar wavelengths. *J. Atmos. Ocean. Technol.* **8**, 467–476.
- Denoeux, T. et Rizand, P. 1995. Analysis of radar images for rainfall forecasting using neural networks. *Neural Comput. Apps.* **3**, 50–61.
- Ding, X., Denoeux, T. et Helleco, F. 1993. Tracking rain cells in radar images using multilayer neural networks. *Proceedings of ICANN'93*, 962–967.
- Dixon, M. et Wiener, G. 1993. Titan : Thunderstorm identification tracking, analysis, and nowcasting - a radar-based methodology. *J. Atmos Ocean. Technol.* **10**, 785–797.
- Dolcine, L. 1997. Prévision quantitative à très courte échéance de la pluie. modèle global adapté à l'information radar. Thèse de doctorat, Université Joseph Fourier de Grenoble.
- Dolcine, L., Andrieu, H. et French, M. 1998. Evaluation of a conceptual rainfall forecasting model from observed and simulated rain events. *Hydrol. Earth Sci. Syst.* **2**, 173–182.

- Dolcine, L., Andrieu, H., French, M. et J.-D. Creutin, J. D. 2000. Implementation considerations of a conceptual precipitation model. *J. Geophys. Res.* **105**, 2291–2298.
- Doswell, C. 1987. The distinction between large-scale and meso-scale contribution to severe convection : a case study example. *Wea. Forecasting* **2**, 3–16.
- Ducrocq, V., Lafore, J., Redelsperger, J. et Orain, F. 2000. Initialisation of a fine scale model for convective system prediction : A case study. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* **126**, 3041–3066.
- Ducrocq, V., Tzanos, D. et Senesi, S. 1998. Diagnostic tools using a mesoscale nwp model for the early warning of convection. *Met. Apps* **5**, 329–349.
- Easterbrook, C. 1975. Estimating horizontal wind fields from a two-dimensional curve fitting of single-doppler radar measurements. *Preprints, 16th Radar Meteorologist Conf., Houston, TX, Amer. Meteor. Soc.*, 414–416.
- Edwards, R. et Thompson, R. 1998. Nationwide comparisons of hail size with wsr-88d vertically integrated liquid water and derived thermodynamics sounding data. *Wea. Forecasting* **13**, 277–285.
- Einfalt, T., Denoeux, T. et Jacquet, G. 1990. A radar rainfall forecasting method for hydrological purposes. *J. Hydrol.* **114**, 229–244.
- Fabry, F. et Zawadzki, I. 1995. Long-term radar observations of the melting-layer of precipitation and their interpretation. *J. Atmos. Sci.* **52**, 838–851.
- Faure, D., Schmitt, J. et Auchet, P. 2001. Limits of radar rainfall forecasting for sewage system management : results and application in nancy. *Proceedings 8th International conference on urban storm drainage*, 441–449.
- Fox, N., Sleigh, M. et Pierce, C. 2001. Forecast demonstration project sydney 2000 - part i : An overview of the project and the participating systems. *Weather, Novembre 2001*, 397–404.
- French, M., Andrieu, H. et Krajewski, W. 1995. Uncertainty in vertically integrated liquid water content due to radar reflectivity observation error. *J. Atmos. Ocean. Technol.* **12**, 404–409.
- French, M. et Krajewski, W. 1994. A model for real-time quantitative rainfall forecasting using remote sensing, part 1 : Formulation. *Water Resour. Res.* **30(4)**, 1075–1083.

- Gal-Chen, T. et Somerville, R. 1975. On the use of a coordinate transformation for the solution of the navier-stokes equation. *J. Comp. Phys.* **17**, 209–228.
- Gelb, A. 1974. Applied optimal estimation. The MIT Press.
- Georgakakos, K. et Bras, R. 1984a. A hydrologically useful station precipitation model, 1. formulation. *Water Resour. Res.* **20**, 1585–1596.
- Georgakakos, K. et Bras, R. 1984b. A hydrologically useful station precipitation model, 2. case studies. *Water Resour. Res.* **20**, 1597–1610.
- Georgakakos, K. et Krajewski, W. 1996. Statistical-microphysical causes of rainfall variability in the tropics. *J. Geophys. Res.* **101**, 26165–26181.
- Germann, U. et Zawadzki, I. 2002. Scale-dependence of the predictability of precipitation from continental radar images. part i : Description of the methodology. *Mon. Wea. Rev.* **130**(12), 2859–2873.
- Guilbaud, S. et Obled, C. 1998. L’approche par analogues en prévision météorologique. *La Météorologie* **8**, 21–35.
- Handwerker, J. 2002. Cell tracking with trace3d - a new algorithm. *Atmos. Res.* **61**, 15–34.
- Hardaker, P., Holt, A. et Collier, C. 1995. A melting-layer model and its use in correcting for the bright band in single-polarization radar echoes. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* **121**, 495–525.
- Höller, H., Bringi, V., Hubert, J., Hagen, M. et Meischner, P. 1994. Life cycle and precipitation formation in a hybrid-type hailstorm revealed by polarimetric and doppler radar measurements. *J. Atmos. Sci.* **51**, 2500–2522.
- Jacquet, G., Rizand, P., Ding, X. et Denoeux, T. 1995. Vers une amélioration de la prévision quantitative des précipitations par radar météorologique : L’apport des réseaux de neurones. *Annales des Ponts-et-Chaussées* **74**, 15–29.
- Johnson, J., MacKeen, P., Witt, A., Mitchell, E. D., Stumpf, G., Eilts, M. et Thomas, K. 1998. The storm cell identification and tracking algorithm : An enhanced wsr-88d algorithm. *Wea. Forecasting* **13**, 263–276.
- Joss, J. et Waldvogel, A. 1990. Precipitation measurement and hydrology, a review.

- D. Atlas, Ed., Battan Memorial and 40th Anniversary Radar Meteor. Conf., AMS, Boston, MA, 577-606.*
- Kalman, R. 1960. A new approach to linear filtering and prediction problems. *J. Basic Eng.* **82**, 35–45.
- Kessler, E. 1969. On the distribution and continuity of water substance in atmospheric circulations. *Meteor. Monog.* **10**, 84.
- Kitzmiller, D., McGovern, W. et Saffle, R. 1995. The wsr-88d severe weather potential algorithm. *Wea. Forecasting* **10**, 141–159.
- Klaassen, W. 1988. Radar observations and simulation of the melting layer of precipitation. *J. Atmos. Sci.* **45**, 3741–3753.
- Klazura, G. et Imy, D. 1993. A description of the initial set of analysis products available from the nexrad wsr-88d system. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* **74**, 1293–1311.
- Koenig, L. et Murray, F. 1976. Ice-bearing cumulus cloud evolution, numerical simulation and general comparison against observation. *J. Appl. Meteor.* **15**, 747–762.
- Kozyniak, K., Cluckie, I. et Han, D. 2001. Integrated mesoscale hydrometeorological modelling for rainfall and flood forecasting. *Proceedings of the 5th International Symposium on Hydrological Applications of weather radar, Kyoto, Japan*, 279–285.
- Lafore, J., Asencio, N., Bougeault, P., Ducrocq, V., Duron, J., Fischer, C., Hereil, P., Mascart, P., Pinty, J. P., Redelsperger, J. L., E.Richard et de Arellano, J. V.-G. 1998. The meso-nh atmospheric simulation system. part i : adiabatic formulation and control simulations. *Ann. Geophys.* **16**, 90–109.
- Laroche, S. et Zawadzki, I. 1994. A variational analysis method for retrieval of three-dimensional wind field from single-doppler radar data. *J. Atmos. Sci.* **51**, 2664–2684.
- Lee, T. et Georgakakos, K. 1990. A two-dimensional stochastic-dynamical quantitative precipitation forecasting model. *J. Geophys. Res.* **95**, 2113–2126.
- Lee, T. et Georgakakos, K. 1996. Operational rainfall prediction on meso-gamma scales for hydrologic applications. *Water Resour. Res.* **32**, 987–1003.
- Lhermitte, R. et Atlas, D. 1961. Precipitation motion by pulse doppler radar. *Proc. Ninth Weather Radar Conf., Kansas City, MO, Amer. Meteor. Soc.*, 218–223.

- Li, L., Schmid, W. et Joss, J. 1995. Nowcasting of motion and growth of precipitation with radar over a complex orography. *J. Appl. Meteor.* **34**, 1287–1301.
- MacKeen, P., Brooks, H. et Elmore, K. 1997. The merit of severe and non-severe thunderstorm parameters in forecasts of thunderstorm longevity. *Proceedings, 28th Conf. on Radar Meteorology, Austin, Texas, AMS*, 424–425.
- Marshall, J. et Palmer, W.-M.-K. 1948. The distributions of raindrops with size. *J. Meteor.* **5**, 165–166.
- Matejika, T. et Srivastava, R. 1991. An improved version of the extended velocity-azimuth display analysis of single-doppler radar data. *J. Atmos. Oceanic Tech.* **8**, 452–466.
- Mecklenburg, S., Jurczyk, A., Szturc, J. et Osrodka, K. 2002. Quantitative precipitation forecasts (qpf) based on radar data for hydrological models. *COST Action 717 : Use of radar observations in hydrological and NWP models*. Disponible à l'adresse suivante : <http://pro.smhi.se/cost717/>.
- Morel, C. 2001. Caractérisation objective des systèmes convectifs européens à partir de leur suivi dans l'imagerie satellitaire. Thèse de doctorat, Université Paul Sabatier de Toulouse.
- Nakakita, E., Ikebuchi, S., Nakamura, T., Kanmuri, M., Okuda, M., Yamaji, A. et Takasao, T. 1996. Short-term rainfall prediction method using a volume scanning radar and grid point value data from numerical weather prediction. *J. Geophys. Res.* **101**, 26182–26197.
- Nakakita, E., Ikebuchi, S., Tanaka, M., Shiiba, M. et Takasao, T. 1992. Estimation of three-dimensional wind velocity and conversion rate of water vapor using reflectivity detected by three-dimensionally scanning radar. *Proc. of 2nd Int. Symp. on Hydrological Application of Weather Radar* **C4**.
- Nakakita, E., Yagami, T. et Ikebuchi, S. 2001. Analysis of characteristics of generation and propagation of localized heavy rainfall utilizing dynamic indices for short-term rainfall prediction. *Proceeding of the fifth international symposium on hydrological applications of weather radar, Kyoto, Japan*, 341–346.
- Peace, R., Brown, R. et Camnitz, H. 1969. Horizontal motion field observations with a single pulse doppler radar. *J. Atmos. Sci.* **26**, 1096–1103.

- Pellarin, T., Delrieu, G., Saulnier, G., Andrieu, H., Vignal, B. et Creutin, J. 2002. Hydrologic visibility of weather radar systems operating in mountainous regions : case study for the ardèche catchment (france). *J. Hydrometeor.* **3**, 539–555.
- Pierce, C., Hardaker, P., Collier, C. et Haggett, C. 2000. Gandolf : a system for generating automated nowcasts of convective precipitation. *Met. Apps.* **7**, 341–360.
- Pruppacher, H. et Klett, J. 1978. Microphysics of Clouds and Precipitation. D. Reidel Publishing Company, Boston.
- Qiu, C. et Xu, Q. 1992. A simple adjoint method of wind analysis for single-doppler data. *J. Atmos. Ocean. Technol.* **9**, 588–598.
- Rinehart, R. et Garvey, E. 1978. Three-dimensional storm motion detection by conventional weather radar. *Nature* **273**, 287–289.
- Roberts, R. 1997. Detecting and forecasting cumulus cold growth using radar and multi-spectral satellite data. *Preprints of the 28th Conf. on Radar Meteorology, Austin, Texas*, 408–409.
- Rodgers, R. et Yau, M. 1989. A Short Course in Cloud Physics. Pergamon Press, New York.
- Russchenberg, H. 1992. Ground based remote sensing of precipitation using a multi-polarized FM-CW Doppler radar. Delft University Press.
- Sauvageot, H. 1992. Radarmétéorologie. Artech House.
- Sauvageot, H. 1996. Polarimetric radar at attenuated wavelengths as a hydrological sensor. *J. Atmos. Ocean. Technol.* **13**, 630–637.
- Saxen, T., Mueller, C., Jameson, T. et Hatfield, E. 1999. Determining key parameters for forecasting thunderstorms at white and missile range. *Preprints of the 29th Conf. on Radar Meteorology, Montréal, Canada*, 9–12.
- Schiesser, H., House, R. et Huntrieser, H. 1995. The mesoscale structure of severe precipitation systems in switzerland. *Mon. Wea. Rev.* **123**, 2070–2097.
- Scialom, G. et Lemaître, Y. 1990. A new analysis for the retrieval of three-dimensional mesoscale wind fields from multiple doppler radar. *J. Atmos. Ocean. Technol.* **7**, 640–665.

- Scialom, G. et Lemaître, Y. 1994. Qvad : a method to obtain quadratic winds from conical scans by a doppler weather network. *J. Atmos. Ocean. Technol.* **11**, 909–926.
- Scialom, G. et Testud, J. 1986. Retrieval of horizontal wind field and mesoscale vertical vorticity in stratiform precipitation by conical scanings with two doppler radars. *J. Atmos. Ocean. Technol.* **3**, 693–703.
- Sempere-Torres, D., Porrà, J. et Creutin, J.-D. 1994. A general formulation for raindrop size distribution. *J. Appl. Meteor.* **33**, 1494–1502.
- Seo, D. et Smith, J. 1992. Radar-based short-term rainfall prediction. *J. Hydrol.* **131**, 341–367.
- Shafer, M., MacGorman, D. et Carr, F. 2000. Cloud-to-ground lightning throughout the lifetime of a severe storm system in oklahoma. *Mon. Wea. Rev.* **128**, 1798–1816.
- Siemen, S. et Holt, A. 2000. A modified velocity azimuth display technique for analysing wind fields with doppler radar. *Phys. Chem. Earth (B)* **25**, 1201–1204.
- Smith, P., Musil, D., Detwiler, A. et Ramachandran, R. 1999. Observations of mixed-phase precipitation within a cape thunderstorm. *J. Appl. Meteor.* **38**, 145–155.
- Smolarkiewicz, P. 1984. A fully multidimensional positive definite advection transport algorithm with small implicit diffusion. *J. Comput. Phys.* **54**, 325–362.
- Sugimoto, S., Nakakita, E. et Ikebuchi, S. 2001. A stochastic approach to short-term rainfall prediction using a physically based conceptual rainfall model. *J. Hydrol.* **242**, 137–155.
- Sun, J. et Crook, N. 1997. Dynamical and microphysical retrieval from doppler radar observations using cloud model and its adjoint. part i : Model development and simulated data experiments. *J. Atmos. Sci.* **54**, 1642–1661.
- Sun, J. et Crook, N. 1998. Dynamical and microphysical retrieval from doppler radar observations using cloud model and its adjoint. part ii : Retrieval experiments of an observed florida convective storm. *J. Atmos. Sci.* **55**, 835–852.
- Szyrmer, W. et Zawadzki, I. 1999. Modeling of the melting layer. part i : Dynamics and microphysics. *J. Atmos. Sci.* **56**, 3573–3591.
- Tabary, P., Scialom, G. et Germann, U. 2001. Real-time retrieval of the wind from aliased velocities measured by doppler radars. *J. Atmos. Ocean. Technol.* **18**, 875–882.

- Tabary, P., Scialom, G. et Richard, E. 2002. Four-dimensinal structure of mid-latitude orogenic squall line observed with doppler / polarimetric radars during the map experiment. *inlus dans la thèse de Pierre Tabary, Université Paul Sabatier de Toulouse.*
- Testud, J., Bouar, E. L., Obligis, E. et Ali-Mehenni, M. 2000. The rain profiling algorithm applied to polarimetric weather radar. *J. Atmos. Ocean. Technol.* **17**, 332–356.
- Thielen, J., Boudevillain, B. et Andrieu, H. 2000. A radar data based short-term rainfall prediction model for urban areas - a simulation using meso-scale meteorological modelling. *J. Hydrol.* **239**, 97–114.
- Thielen, J. et Creutin, J.-D. 1997. An urban hydrological model with high spatial resolution rainfall from a meteorological model. *J. Hydrol.* **200**, 58–83.
- Uijlenhoet, R., Andrieu, H., Austin, G., Baltas, E., Borga, M., Brilly, M., Cluckie, I., Creutin, J., Delrieu, G., Deshons, P., Fatorelli, S., Griffith, R., Guarnieri, P., Hang, D., Mimikou, M., Moani, M., Porrà, J., Sempere-Torres, D. et Spagni, D. 1999. Hydromet integrated radar experiment (hire) : experimental setup and first results. *Preprints, 29th Int. Conf. On Radar Meteorology, Montréal, AMS*, 926–930.
- Vignal, B., Andrieu, H. et Creutin, J.-D. 1999. Identification of vertical profiles of reflectivities from voluminal radar data. *J. Appl. Meteor.* **38**, 1214–1228.
- Vivekanandan, J., Zrnica, D., Ellis, S., Oye, R., Ryzhkov, A. et Straka, J. 1999. Cloud microphysics retrieval using s-band dual-polarization radar measurements. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* **80**, 381–388.
- Waldteufel, P. et Corbin, H. 1979. On the analysis of single-doppler radar data. *J. Appl. Meteor.* **18**, 532–542.
- Weckwerth, T. 1999. The effect of small-scale moisture variability on thunderstorm initiation. *Preprints of the 29th Conf. on Radar Meteorology, Montréal, Canada*, 17–20.
- Willis, T. et Heymsfield, A. 1989. Structure of the melting layer in mesoscale convective system stratiform precipitation. *J. Atmos. Sci.* **46**, 2008–2025.
- Wilson, J. et Mueller, C. 1993. Nowcasts of thunderstorm initiation and evolution. *Wea. Forecasting* **8**, 113–131.
- Yates, E. 2002. Simulation et analyse hydrologique de l'épisode pluvieux du 6-7 octobre

2001. *Rapport de stage de DEA Climat et Physico-Chimie de l'Atmosphère, Université Joseph Fourier de Grenoble, juin 2002.*
- Zawadzki, I. 1984. Factors affecting the precision of radar measurement of rain. *22th conference on radar meteorology, AMS, Zurich, Switzerland*, 251–256.
- Zeng, Z., Yuter, S. et Jr, R. H. 2001. Microphysics of the rapid development of heavy convective precipitation. *Mon. Wea. Rev.* **129**, 1882–1904.
- Zhang, J. et Gal-Chen, T. 1996. Single-doppler wind retrieval in the moving frame of reference. *J. Atmos. Sci.* **53**, 2609–2623.
- Zrnic, D. et Ryzhkov, A. 1996. Advantages of rain measurements using specific differential phase. *J. Atmos. Ocean. Technol.* **13**, 454–464.