Études du transport de la neige par le vent en conditions alpines : observations et simulations à l'aide d'un modèle couplé atmosphère/manteau neigeux

Vincent Vionnet

▶ **To cite this version:**

Vincent Vionnet. Études du transport de la neige par le vent en conditions alpines : observations et simulations à l'aide d'un modèle couplé atmosphère/manteau neigeux. Météorologie. Université Paris-Est, 2012. Français. NNT : . tel-00781279v2

HAL Id: tel-00781279

https://pastel.hal.science/tel-00781279v2

Submitted on 28 Jan 2013 (v2), last revised 14 Feb 2013 (v3)

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

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

UNIVERSITÉ PARIS-EST

Thèse présentée pour obtenir le grade de

Docteur de l'Université Paris-Est

Spécialité : Sciences et Techniques de l'Environnement

par

Vincent Vionnet

Ecole Doctorale : Sciences, Ingénierie et Environnement

Études du transport de la neige par le vent en conditions alpines : observations et simulations à l'aide d'un modèle couplé atmosphère/manteau neigeux.

Thèse soutenue le 30 novembre 2012 devant le jury composé de :

Matthias Rotach	*Rapporteur*
Mohamed Naaim	*Rapporteur*
Hubert Gallée	*Examinateur*
Patrick Mascart	*Examinateur*
Michael Lehning	*Examinateur*
Eric Martin	*Directeur de thèse*
Luc Musson-Genon	*CoDirecteur de thèse*

Remerciements

Je tiens tout d'abord à remercier mon directeur de thèse Eric Martin pour son suivi tout au long de ces trois années (presque quatre en réalité avec le stage de Master). J'ai particulièrement apprécié sa grande disponibilité lorsqu'il répondait aux multiples questions que je pouvais lui poser en tant que voisin de bureau ! Un grand merci également pour la confiance qu'il a placé en moi et son soutien lors de la préparation du projet INEV.

Je n'aurais pas débuté cette thèse sans les conseils avisés d'Eric Brun qui m'a mentionné un jour les possibilités d'étudier la neige à Météo France. Je me suis alors lancé dans ce projet séduisant et j'en ai tiré beaucoup de plaisir au cours de ces trois dernières années et ça devrait continuer ainsi ! Merci également pour les échanges scientifiques toujours très positifs !

Je souhaite ensuite remercier les membres de mon jury de thèse qui ont accepté d'évaluer ce travail. Merci donc à Mohamed Naaim et à Mathias Rotach d'avoir consacré du temps à la relecture attentive du manuscrit. Merci également à Hubert Gallée et Michael Lehning d'être venus de Grenoble et de Davos pour jouer le rôle d'examinateur au cours de cette soutenance. Merci enfin à Patrick Mascart d'avoir accepté de présider le jury et à Luc Musson Genon d'avoir assuré un suivi scientifique de ce travail de thèse.

Cette thèse m'a permis de collaborer et d'interagir avec de nombreuses personnes tant à Toulouse qu'à Grenoble. J'ai appris beaucoup à leur contact et je tiens à les remercier chaleureusement !

Commençons par la ville rose ! Un grand merci donc à Christine pour ses conseils avisés sur l'utilisation de Meso-NH et son enthousiasme ! Merci également à Valéry pour les nombreux et indispensables conseils concernant la modélisation et pour son écoute lors de mes déplacements fréquents vers son bureau. L'utilisation de modèles requiert fréquemment de l'aide technique. Merci donc à Gaëlle et Jeanine pour le volet Meso-NH et à Stéphanie pour la partie surface. Merci également à Sylvie pour le soutien informatique toujours apporté avec le sourire ! Merci enfin à Patrick et à Aaron pour leur disponibilité et leurs remarques toujours pertinentes !

La salle café a été le siège de bons moments. Merci donc à tous les membres des équipes MOSAYC, VEGEO et TURBAU. Merci en particulier aux thésards qui sont passés par ces couloirs Camille, Marie, Pierre, Siliang, Rachel, Benoît et Alex ! Mais aussi à Matthieu et Lauriane qui venaient d'autres couloirs pour nous rendre visite. Merci également à l'équipe du 12h10 ! Merci enfin aux coureurs de la pause de midi : Claude, Bob, Eric, Véro, Greg et les autres !

Les campagnes d'observations m'ont permis de séjourner à Grenoble et de collaborer avec d'autres personnes. Je tiens tout d'abord à remercier tous les membres du CEN pour leur accueil. Il fait bon travailler dans ce centre ! Merci tout particulièrement à Gilbert pour son investissement dans les campagnes de mesure et les bons moments passés au Col du Lac Blanc. Merci également

à Yves pour son soutien et ses conseils en modélisation et à Samuel pour ses idées et son écoute. Merci enfin à Carlo et Neige mes collègues de bureau ! La collaboration avec IRSTEA a été intéressante et fructueuse. Merci donc à Florence, Hervé et Fred. Merci également aux personnes du LEGI et du LGGE avec qui j'ai pu interagir. Merci enfin à Alexander Prokop d'avoir traversé plusieurs fois l'Autriche et la Suisse pour venir déployer le laser terrestre au Col du Lac Blanc.

Merci enfin à tous ceux avec qui j'ai partagé de bons moments en dehors du bureau au cours de ces trois années : les orienteurs du TOAC, Dédé le patafoin, les électrogazier escaladeurs et skieurs, la CNRM ski team et son capitaine Aurélien, la bande de la coloc' Aristide Briand, les Patagons et les amis du Master !

Résumé

Le transport de la neige par le vent est une composante importante de l'interaction entre l'atmosphère et la cryosphère. En zone de montagne, il influence la distribution temporelle et spatiale de la couverture neigeuse au cours de l'hiver et a en premier lieu des conséquences sur le danger d'avalanche. La modélisation numérique de ce phénomène permet d'étudier les interactions complexes entre le manteau neigeux et le vent et d'en estimer les conséquences de manière distribuée. Dans ce contexte, cette thèse décrit le développement et l'évaluation d'un modèle couplé atmosphère/manteau neigeux dédié à l'étude du transport de la neige par le vent en zone de montagne reposant sur le modèle atmosphérique Meso-NH et le modèle détaillé de manteau neigeux Crocus.

Le transport de la neige par le vent a été étudié sur le site expérimental du Col du Lac Blanc (massif des Grandes Rousses, France). Une base de données d'épisodes de transport couvrant dix hivers a tout d'abord été utilisée pour déterminer les caractéristiques principales de ces épisodes. Des simulations avec le modèle Crocus (non couplé à Meso-NH) ont ensuite montré qu'il était nécessaire de tenir compte des transformations mécaniques des grains de neige induites par le vent afin de simuler une évolution réaliste de la vitesse seuil de transport. Le site expérimental a également été le siège de deux campagne de mesures en 2011 et 2012 visant à collecter des données de validation pour le modèle. Elles renseignent sur les conditions météorologiques près de la surface, sur les quantités de neige transportée et sur la localisation des zones d'érosion et de dépôt de la neige grâce à l'utilisation d'un laser terrestre.

Le modèle de transport de neige par le vent Meso-NH/Crocus a été développé. Il intègre le transport de le neige en saltation et en suspension turbulente ainsi que la sublimation des particules de neige transportée. Un schéma à deux moments permet de simuler l'évolution spatiale et temporelle de la distribution en taille des particules. L'utilisation d'un schéma de couche limite de surface à l'interface entre Meso-NH et Crocus s'est révélée nécessaire pour représenter les forts gradients de concentration en particules de neige observés près de la surface. Meso-NH/Crocus est le premier modèle couplé atmosphère/manteau neigeux capable de simuler de manière interactive le transport de la neige par le vent en zone alpine.

Meso-NH/Crocus a été évalué en relief réel grâce aux données collectées lors de la première campagne de mesure en 2011. La simulation d'un épisode de transport sans chute de neige simultanée montre que le modèle reproduit de manière satisfaisante les principales structures d'un écoulement en relief complexe ainsi que les profils verticaux de vitesse de vent et de flux de particules de neige en suspension près de la surface. En revanche, la résolution horizontale de 50 m est insuffisante pour reproduire avec précision la localisation des zones d'érosion et de dépôt autour du Col du Lac Blanc. La prise en compte de la sublimation réduit la quantité de neige déposée de l'ordre de 5 %.

Les techniques de descente d'échelle dynamique (*grid nesting*) ont ensuite été utilisées pour simuler un second épisode de transport avec chute de neige. L'augmentation de la résolution horizontale intensifie les contrastes de vitesse de vent entre versants au vent et sous le vent. En revanche, elle modifie peu les quantités et les structures spatiales des précipitations solides autour du Col du Lac Blanc. Lorsqu'il est activé, le transport devient la principale source d'hétérogénéités des accumulations neigeuses.

Mots clés : Neige, couche limite atmosphérique, transport éolien, météorologie de montagne, modélisation numérique, relief complexe, haute résolution, laser terrestre.

Abstract

Blowing and drifting snow are crucial components of the interaction between the cryosphere and the atmosphere. In mountainous areas, they affect the temporal and spatial distribution of snow depth throughout the winter season and influence avalanche formation. Numerical modeling offers a solution for studying the complex interaction between the snowpack and the wind field and to assess the related processes in a spatially distributed way. In this context, this PhD describes the development and the validation of a coupled snow/atmosphere model which is dedicated to the study of blowing and drifting snow in alpine terrain. The coupled model consists in the atmospheric model Meso-NH and the detailed snowpack model Crocus.

Blowing and drifting snow have been monitored at the Col du Lac Blanc (Grandes Rousses range, French Alps) experimental site. A database consisting of blowing snow events observed over 10 years allowed us to identify the main features of these events. Numerical simulations using Crocus illustrated the necessity of taking the wind-dependence of snow grain characteristics into account in order to simulate satisfactorily the occurrence of blowing snow events. We also carried out two measurement campaigns at our experimental site in 2011 and 2012 in order to collect validation data for the model. This includes measurements of vertical profiles of wind speed and snow particle fluxes near the surface and the mapping of areas of erosion and deposition using terrestrial laser scanning.

The coupled Meso-NH/Crocus model has been developed in order to account for blowing and drifting snow. It simulates snow transport in saltation and in turbulent suspension and includes the sublimation of suspended snow particles. In the atmosphere, a double-moment scheme allows the model to simulate the spatial and temporal evolution of the snow particle size distribution. The implementation of a surface boundary layer scheme at the interface between Meso-NH and Crocus turned out to be necessary to reproduce the strong vertical gradient of snow particle concentration near the surface. Meso-NH/Crocus is the first coupled snow-atmosphere model that can simulate snow transport in alpine terrain in an interactive way.

Meso-NH/Crocus has been evaluated against data collected near Col du Lac Blanc during the first measurement campaign in 2011. The simulation of a blowing snow event without concurrent snowfall showed that the model captures the main structures of atmospheric flow in complex terrain, the vertical profile of wind speed and the snow particle fluxes. However, the horizontal resolution of 50 m is found to be insufficient to simulate the location of areas of snow erosion and deposition observed around Col du Lac Blanc.

We used downscaling techniques (grid nesting) to simulate a second blowing event with concurrent snowfall. The increase in horizontal resolution enhanced the contrast of wind speed between windward and leeward slopes. However, it only slightly affects the amount and the spatial pattern of snow precipitation around Col du Lac Blanc. When activated, blowing and drifting snow are the main sources of spatial variability of snow accumulation.

Keywords : Snow, atmospheric boundary layer, aeolian transport, mountain meteorology, numerical modeling, complex terrain, high resolution, terrestrial laser.

Table des matières

Introduction **1**

I Le transport de la neige par le vent et ses outils de modélisation **3**

1 Contexte général de l'étude **5**

1.1 La neige : de sa formation à son transport 5

1.1.1 Formation dans l'atmosphère 5

1.1.2 Accumulation et évolution dans le manteau neigeux 5

1.2 Physique du phénomène de transport 7

1.2.1 Mise en mouvement des particules 7

1.2.2 Trois modes principaux de transport 9

1.2.3 Transport en saltation 10

1.2.4 Transport en suspension turbulente 11

1.3 Des conséquences à des échelles variables 12

1.3.1 Impact sur les infrastructures 12

1.3.2 Redistribution de la neige en zone de relief complexe 13

1.3.3 Bilan de masse des régions enneigées 16

1.4 La modélisation du transport de la neige par le vent 16

1.4.1 Classification des modèles selon leur application 16

1.4.2 La modélisation distribuée en zone de relief alpin 20

1.4.3 L'apport potentiel des modèles atmosphériques en zone de relief alpin . . . 22

1.5 Objectif général et plan de la thèse 23

1.5.1 Objectif général et déroulement de la thèse 23

1.5.2 Plan du manuscrit 23

2 Les composantes du modèle couplé atmosphère/manteau neigeux **25**

2.1 Le modèle atmosphérique Meso-NH 25

2.1.1 Présentation générale 25

2.1.2 Principales paramétrisations 26

2.1.3 Utilisation en relief complexe 27

2.2 Le modèle de manteau neigeux Crocus 28

2.2.1 Présentation générale 28

2.2.2 Introduction de Crocus dans la plateforme SURFEX 29
2.3 Synthèse du chapitre 30

II Le transport de la neige par le vent au Col du Lac Blanc 31

3 Observations de long terme 33
3.1 Le site expérimental du Col du Lac Blanc 33
3.1.1 Localisation et géographie 33
3.1.2 Dispositif expérimental de long terme 34
3.2 Occurrence du transport de neige par le vent sur un site alpin 36
3.2.1 Résumé de l'article 36
3.2.2 Article 37
3.3 Conclusion du chapitre 49

4 Campagnes d'observations intensives 51
4.1 Dispositif expérimental des campagnes de mesures 51
4.1.1 Description générale 51
4.1.2 Mesures de flux de particules 52
4.1.3 Mât de mesures INEV 55
4.1.4 Laser terrestre 57
4.2 Présentation des campagnes de mesure 60
4.2.1 Campagne 2011 60
4.2.2 Campagne 2012 60
4.3 Analyse des données collectées sur le mât INEV 62
4.3.1 Données disponibles 62
4.3.2 Méthode d'analyse des profils 65
4.3.3 Estimation des conditions de stabilité de l'atmosphère 67
4.3.4 Comparaison aux mesures d'un anémomètre sonique 69
4.3.5 Estimation des longueurs de rugosité 70
4.4 Analyse des mesures de flux de particules 73
4.4.1 Données disponibles 73
4.4.2 Méthode d'analyse des données 73
4.4.3 Variabilité spatiale des flux 75
4.4.4 Comparaison de deux techniques de mesure : filet et SPC 76
4.4.5 Profil vertical de concentration et type de particule transportée 79
4.5 Suivi de hauteur de neige : Laser terrestre 86
4.5.1 Données disponibles 86
4.5.2 Hauteur de neige autour du Col du Lac Blanc 86
4.5.3 Évolution au cours de la campagne 2011 86
4.5.4 Transect dans l'axe du Col du Lac Blanc 89
4.6 Conclusion du chapitre 90

III Le modèle de transport de neige par le vent Meso-NH/Crocus 93

5 Le module de transport de neige par le vent 95
5.1 Présentation générale . . . 95
5.2 Transport en suspension turbulente . . . 96
5.2.1 Distribution en taille des particules . . . 96
5.2.2 Représentation de cette distribution . . . 98
5.2.3 Equations d'évolution . . . 99
5.3 Neige en surface et transport en saltation . . . 101
5.3.1 Occurrence du transport . . . 101
5.3.2 Transport en saltation . . . 102
5.3.3 Érosion et accumulation . . . 105
5.4 Couplage surface-atmosphère . . . 107
5.4.1 Motivations . . . 107
5.4.2 Le module de Couche Limite de Surface Canopy . . . 108
5.4.3 Introduction des variables de neige dans Canopy . . . 109
5.5 Synthèse du chapitre . . . 112

6 Analyses de sensibilité du modèle 115
6.1 Sensibilité à la distribution en taille des particules . . . 115
6.1.1 Configuration du modèle . . . 115
6.1.2 Influence du paramètre de forme α . . . 116
6.1.3 Influence du rayon moyen r_{msalt} dans la couche de saltation . . . 118
6.1.4 Conclusion . . . 119
6.2 Influence de la sublimation . . . 119
6.3 Influence du terme de diffusion turbulente . . . 121
6.3.1 Motivations . . . 121
6.3.2 Données disponibles . . . 122
6.3.3 Configuration du modèle . . . 122
6.3.4 Épisode de transport du 18/03/2011 . . . 123
6.3.5 Épisode de transport du 23/02/2011 : données SPC . . . 126
6.3.6 Comparaison aux études précédentes et discussion . . . 126
6.4 Conclusion du chapitre . . . 129

IV Simulations d'épisodes de transport 131

7 Domaines de simulations et méthodes d'initialisation 133
7.1 Initialisation et forçage de l'atmosphère . . . 133
7.1.1 Choix d'une résolution horizontale . . . 133
7.1.2 Descente d'échelle sur le Col du Lac Blanc . . . 134
7.1.3 Initialisation par un radio-sondage . . . 134
7.2 Initialisation du manteau neigeux et du sol sous-jacent . . . 136

7.2.1 Manteau neigeux uniforme . . . 136
7.2.2 Simulation Crocus distribuée . . . 137
7.2.3 Hiver 2010/2011 : massif des Grandes Rousses . . . 138
7.3 Synthèse du chapitre . . . 140

8 Épisode de transport sans chute de neige : le cas du 18 mars 2011 143
8.1 L'épisode de transport du 18 mars 2011 . . . 143
8.2 Cadre de modélisation . . . 145
8.3 Résultats de la simulation sans sublimation . . . 146
8.3.1 Forçage atmosphérique au Col du Lac Blanc . . . 146
8.3.2 Quantités de neige transportée . . . 151
8.3.3 Redistribution de la neige . . . 154
8.4 Influence de la sublimation . . . 159
8.4.1 Conséquences ponctuelles au Col du Lac Blanc . . . 159
8.4.2 Effets distribués de la sublimation . . . 160
8.4.3 Conséquences pour le manteau neigeux . . . 162
8.4.4 Conclusion . . . 165
8.5 Conclusion du chapitre . . . 166

9 Épisode de transport avec chute de neige : le cas du 14 février 2011 169
9.1 Situation météorologique . . . 169
9.2 Cadre de modélisation . . . 170
9.3 Descente d'échelle et forçage météorologique en zone de montagne . . . 173
9.3.1 Champ de vent près de la surface . . . 173
9.3.2 Précipitations . . . 178
9.4 Transport de la neige par le vent . . . 182
9.4.1 Redistribution de la neige à l'échelle du massif . . . 182
9.4.2 Transport de la neige à l'échelle locale . . . 183
9.5 Conclusion du chapitre . . . 186

Conclusions et perspectives 189

Annexes 195

A Article : Crocus/SURFEX 197

B Acronymes et Notations 217

C Publications et conférences 223

Bibliographie 225

Introduction

Le transport de la neige par le vent est une composante importante de l'interaction entre la cryosphère et l'atmosphère. Il se manifeste dans les régions couvertes de neige de manière saisonnière ou permanente. En zone alpine, il a en premier lieu des conséquences sur la formation des avalanches. Le transport entraîne en effet une redistribution hétérogène de la neige, fortement influencée par la topographie locale. Elle est érodée dans les zones exposées au vent, à proximité des crêtes par exemple, et tend à se déposer dans les dépressions à l'abri du vent, entraînant ainsi un lissage de la topographie. La neige transportée par le vent se dépose sous forme de couches présentant une grande cohésion. Lorsqu'elles reposent sur une couche de faible cohésion, le passage d'un skieur peut alors suffire à provoquer l'effondrement de la sous-couche fragile et la mise en mouvement de l'ensemble des couches de neige déposée. 65 % des accidents d'avalanche s'observent après un épisode de transport de neige par le vent (chiffre de l'Association Nationale d'Etude de la Neige et des Avalanches). Outre le danger d'avalanche, la redistribution de la neige sous l'effet du vent a des conséquences en terme hydrologique. En effet, elle s'accompagne de la sublimation des particules de neige transportée entraînant une perte d'eau.

De nombreux modèles de transport de la neige par le vent ont été développés pour simuler les processus mis en œuvre lors des épisodes de transport et la redistribution de la neige en résultant (e.g. Naaim et al., 1998; Gallée et al., 2001; Durand et al., 2005; Liston et al., 2007; Lehning et al., 2008; Schneiderbauer et Prokop, 2011). Ces modèles varient en fonction de leur complexité et des applications visées. En zone de montagne, le mécanisme de transport dans l'atmosphère implique une bonne connaissance de l'écoulement de l'air à proximité de la surface, en particulier de l'intensité et de la direction du vent, fortement influencées par la topographie. La sublimation des particules transportées renforce cette interaction avec la couche limite de surface en modifiant son état (humidité, température). Dans les modèles les plus avancés, l'évolution de l'atmosphère est simulée directement par des modèles de mécanique des fluides numériques (Naaim et al., 1998; Gauer, 2001; Schneiderbauer et Prokop, 2011) ou à partir de forçages issus de modèles atmosphériques à échelle fine (e.g. Lehning et al., 2008; Mott et al., 2010). Cependant, jusqu'à présent, le transport de la neige par le vent n'a jamais été simulé directement et de manière interactive dans un modèle atmosphérique à échelle fine en zone de montagne. Par ailleurs, le mécanisme d'érosion et de mise en mouvement des grains dépend du type de neige en surface qui définit un seuil de vent à partir duquel le transport se développe. L'utilisation de modèles détaillés du manteau neigeux permet d'estimer cette vitesse seuil (Guyomarc'h et Mérindol, 1998; Lehning et al., 2000).

Cette thèse s'inscrit dans la suite de l'effort d'observation et de modélisation du transport de la neige par le vent mené depuis une vingtaine d'années au Centre d'Etudes de la Neige de Météo France. Les observations collectées sur le site expérimental du Col du Lac Blanc (massif des Grandes Rousses, France) ont tout d'abord permis de bâtir des lois expérimentales afin de paramétrer le transport de neige en fonction de la qualité de la neige et des conditions locales de vent (Guyomarc'h et Mérindol, 1998). Elles ont ensuite été utilisées dans des modèles numériques de transport de complexité croissante (Durand et al., 2001, 2004, 2005) qui utilisaient le modèle détaillé de manteau neigeux Crocus à la base de l'atmosphère (Brun et al., 1989, 1992). Ils reposaient cependant sur une représentation simplifiée de l'atmosphère. Dans le même temps, les progrès de la modélisation ont abouti au développement de modèles atmosphériques comme Meso-NH (Lafore et al., 1998) pouvant être utilisés pour le calcul des champs de vent à haute résolution en zone de montagne (Brun et Chollet, 2010). Il est donc désormais envisageable de développer un modèle de transport couplant le modèle atmosphérique Meso-NH au modèle détaillé de manteau neigeux Crocus pour simuler explicitement le transport de la neige en zone de montagne. C'est l'objet de cette thèse.

Le manuscrit est organisé en quatre parties. La première partie est consacrée à la description de la physique du phénomène de transport de la neige par le vent, de ses conséquences et de sa modélisation. Dans la seconde partie, nous présentons le site expérimental du Col du Lac Blanc et plusieurs types d'observations : observations de long terme renseignant sur les caractéristiques principales des épisodes de transport sur ce site et observations collectées au cours de deux campagnes de mesures intensives menées en 2011 et 2012 afin de documenter de manière exhaustive certains épisodes de transport. La troisième partie décrit ensuite le modèle de transport de neige par le vent Meso-NH/Crocus ainsi que des analyses de sensibilité de ce modèle menées en configuration unidimensionnelle. Enfin, la dernière partie est consacrée à l'évaluation du modèle Meso-NH/Crocus en relief réel à partir des données collectées au cours des deux campagnes de mesures au Col du Lac Blanc. Pour cela, deux épisodes de transport sont simulés : le premier sans chute de neige simultanée et le second avec chute de neige.

Première partie

Le transport de la neige par le vent et ses outils de modélisation

Chapitre 1

Contexte général de l'étude

1.1 La neige : de sa formation à son transport

1.1.1 Formation dans l'atmosphère

Les cristaux de neige se forment dans les nuages par condensation de la vapeur d'eau à des températures inférieures au point de congélation. La vapeur d'eau se condense tout d'abord sur un noyau de nucléation pour former une gouttelette nuageuse de 10 μm de rayon environ. Cette gouttelette peut rester liquide à des températures inférieures à 0 °C (phénomène de surfusion). Lorsque cette gouttelette est passée à l'état solide, sa taille augmente par condensation solide de la vapeur d'eau. La forme initiale de ce cristal de glace (colonne, aiguille, étoile dendritique, ...) dépend de la température dans le nuage au moment de sa formation. Le célèbre flocon de neige aux formes étoilées nécessite des températures comprises entre -20 et -12 °C pour se former. Le degré de sur-saturation influe ensuite sur la croissance du cristal. Lorsque le cristal atteint une taille suffisante pour compenser les effets de turbulence au sein du nuage, il chute à travers la colonne atmosphérique. Les conditions d'humidité et de température rencontrées au cours de sa chute peuvent provoquer des changements significatifs de sa forme et de sa taille. Une description complète du processus de formation de la neige dans les nuages est donnée dans Pruppacher et al. (1998).

1.1.2 Accumulation et évolution dans le manteau neigeux

Accumulation en surface Le manteau neigeux est formé au cours de l'hiver par la succession des chutes de neige venant s'accumuler à sa surface. Les caractéristiques de la couche de neige de surface après une chute dépendent du type de cristal qui compose la précipitation et des conditions météorologiques au moment de la chute. La masse volumique de la neige fraîche est comprise entre 20 et 300 kg m^{-3} mais sa valeur typique est plutôt de 60 à 120 kg m^{-3} pour de la neige sèche (T_{air}<0 °C) tombant avec un vent faible. Elle augmente avec la température de l'air et la vitesse du vent au moment de la chute (e.g. Pahaut, 1976). Le vent tend en effet à fragmenter les cristaux de neige pendant leur chute et à réduire leur taille. Une couche composée de tels grains présente une

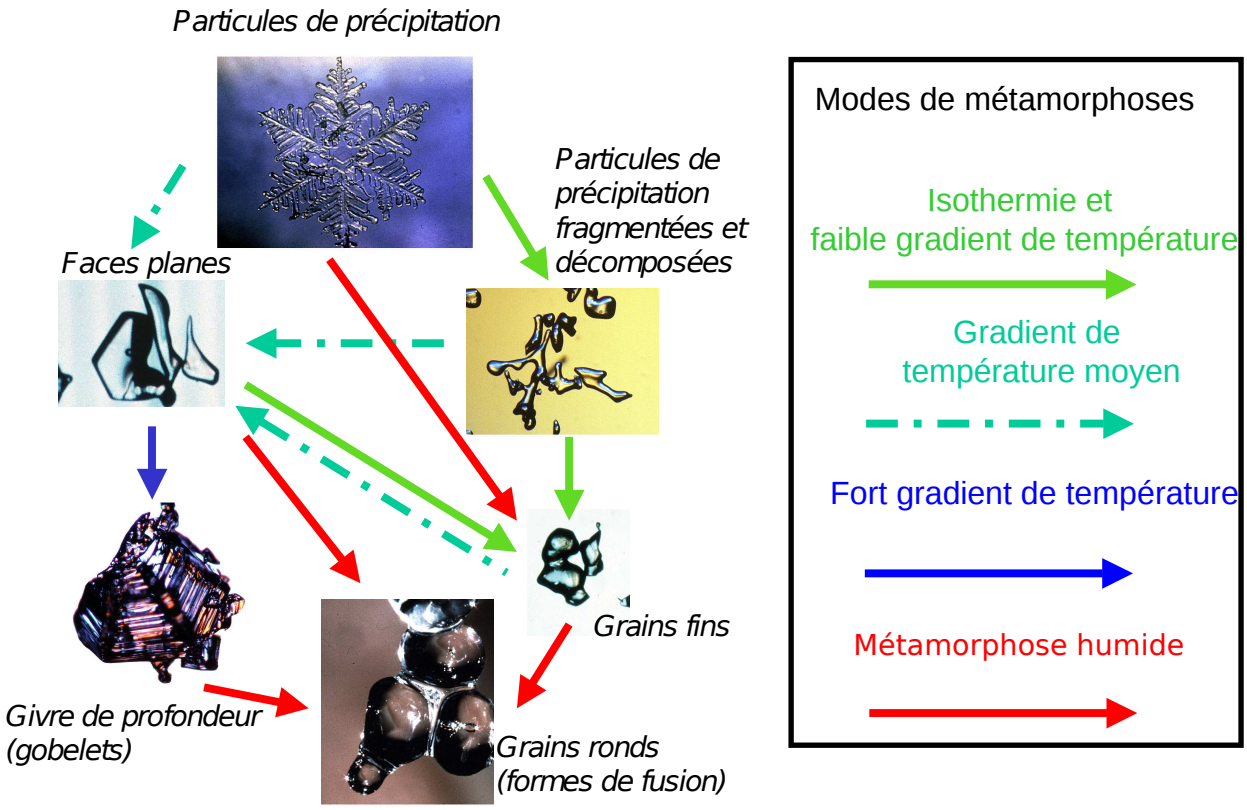


Figure 1.1 – *Description schématique des différents types de métamorphoses conduisant à la formation des principaux types de neige saisonnière. Figure tirée de Brun et al. (2012b).*

densité plus élevée. Une chute de neige mêlant neige humide et pluie aura une masse volumique pouvant atteindre 300 kg m^{-3}.

Évolution du manteau neigeux Les propriétés des couches qui constituent le manteau neigeux vont ensuite évoluer au cours de l'hiver en fonction des conditions météorologiques auxquelles elles sont soumises. La taille et la forme des grains de neige présents dans ces couches vont changer. On appelle métamorphose le processus de transformation morphologique et structurale des grains, qui conduit également à une modification des propriétés mécaniques des couches. On distingue les métamorphoses de neige sèche (en absence d'eau liquide) et de neige humide (en présence d'eau liquide). La figure 1.1 propose un récapitulatif de ces transformations et présente les différents types de grains de neige de la classification internationale (Fierz et al., 2009).

Lorsque la neige est sèche, les grains de neige évoluent en fonction des transferts de vapeur d'eau entre grains ou entre différentes parties d'un même grain. L'intensité de ces transferts dépend du gradient de température ∇T et de la température dans le manteau neigeux. Ces transformations conduisent à la formation de différents types de grains de neige (Fig. 1.1) :

- lorsque ∇T est inférieur à 5 °C m^{-1}, on observe l'adoucissement des formes saillantes des cristaux et l'établissement de ponts de glace entre grains voisins. On obtient alors des grains fins.
- lorsque ∇T est compris entre 5 et 20 °C m^{-1}, la différence de température devient sensible entre deux grains superposés. Les transferts de vapeur et de matière se font entre grains

superposés. Des facettes apparaissent sur les grains et on parle de grains à faces planes.
- lorsque ∇T est supérieur à 20 °C m^{-1}, l'échange de vapeur entre grains voisins s'intensifie provoquant l'apparition de grains couramment appelés gobelets.

La présence d'eau liquide dans le manteau neigeux modifie considérablement le type de métamorphose. Il se forme des grains ronds qui grossissent en fonction de la teneur en eau liquide. Le lecteur trouvera une description détaillée des métamorphoses de la neige dans l'ouvrage de Armstrong et Brun (2008).

Outre les métamorphoses thermodynamiques, les grains présents en surface du manteau neigeux subissent l'action mécanique du vent. Il contribue à la fragmentation des cristaux de neige fraîche en des particules reconnaissables et des grains fins. La densité de la couche de neige exposée au vent augmente et la taille des grains diminue.

Les forces de cohésion au sein du manteau neigeux La cohésion qui lie les grains entre eux dépend des propriétés physiques de ces derniers et donc de leur nature. Les grains de neige fraîche présente une cohésion dite de feutrage liée à l'enchevêtrement des dendrites. L'évolution thermodynamique ou mécanique vers les particules reconnaissables, puis les grains fins, s'accompagne de l'apparition de ponts de glace entre les grains. Ce phénomène résulte de la sublimation des régions convexes des grains et de la condensation solide de la vapeur d'eau dans les zones concaves que constituent les points de contact entre les grains. Cette cohésion est appelée cohésion de frittage et conduit à la formation de structures rigides au sein du manteau neigeux. La présence d'eau liquide permet l'apparition d'une nouvelle forme de cohésion baptisée cohésion capillaire. La présence d'un film d'eau liquide autour des grains assure alors un effet de capillarité qui retient les grains au contact les uns des autres. Quand la température descend, cette pellicule d'eau gèle donnant naissance à une croûte de regel.

1.2 Physique du phénomène de transport

1.2.1 Mise en mouvement des particules

Le transport de la neige par le vent se déclenche lorsque les forces aérodynamiques exercées par le vent à la surface du manteau neigeux excèdent le poids des grains de neige présents en surface et les forces de cohésion existant entre eux (Schmidt, 1980). On définit donc la vitesse seuil d'arrachement, U_a, comme la vitesse minimale du vent nécessaire à la mise en mouvement des grains de neige par entraînement aérodynamique. A l'inverse, Bagnold (1941) a défini la vitesse seuil de dépôt, U_d, comme la vitesse minimale du fluide nécessaire au maintien du transport. Pour le sable, elle peut être jusqu'à 20 % inférieure à U_a car les impacts successifs des grains avec la surface sont une source d'énergie supplémentaire participant au maintien du transport (Bagnold, 1941). Pour la neige, les mesures de Castelle (1994) et de Michaux (2003) sur le site alpin du Col du Lac Blanc ont montré qu'il n'existait pas de relation systématique entre U_a et U_d. Ils l'expliquent par l'évolution de la forme des grains sous l'action du transport et l'érosion possible de plusieurs couches aux propriétés variables au cours d'un épisode de transport. Dans la suite de

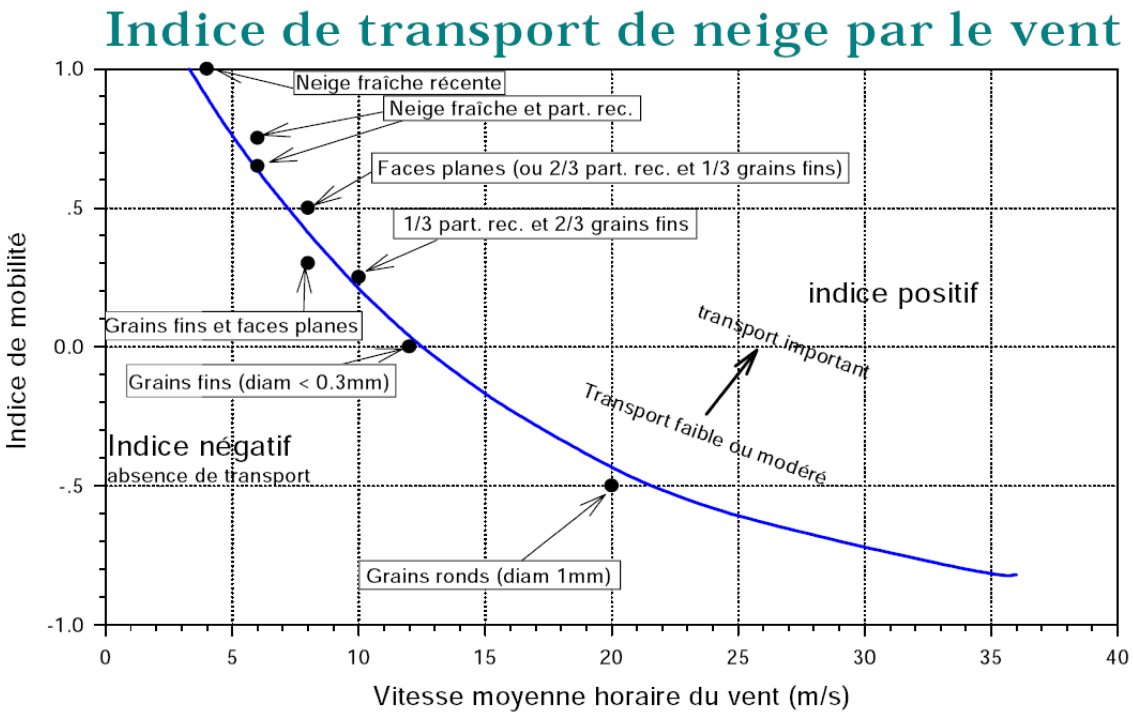


Figure 1.2 – *Courbe indiquant la vitesse seuil de transport à 5 m en fonction du type de grain de neige en surface d'après les travaux de Guyomarc'h et Mérindol (1998).*

ce travail, on ne considérera donc qu'une seule vitesse seuil que l'on désignera par l'appellation vitesse seuil de transport, U_t.

Bagnold (1941) a montré pour le sable que la vitesse seuil est fonction du diamètre des particules. Pour les particules de neige, les forces de cohésion existant entre les grains déterminent la vitesse seuil de transport et les forces de gravitation ne jouent qu'un rôle secondaire (Schmidt, 1980). U_t dépend donc du type de grain de neige présent à la surface du manteau. La figure 1.2 tirée des travaux de Guyomarc'h et Mérindol (1998) présente les valeurs typique de vitesse seuil de transport à 5 m en fonction du type de grain de neige. Les cristaux de neige fraîche aux structures dendritiques présentent des valeurs de U_t de l'ordre de 4 m s^{-1}. La vitesse seuil de transport tend ensuite à augmenter sous l'effet des métamorphoses thermodynamiques (Fig. 1.1) et de l'action mécanique du vent qui augmentent la cohésion de frittage. La présence d'eau liquide ou d'une croûte de regel rend impossible tout transport de la neige.

Plusieurs formulations ont été proposées afin de calculer la vitesse seuil de transport pour la neige. En se basant sur des observations collectées dans les prairies canadiennes, Li et Pomeroy (1997) ont établi une formulation de U_t en fonction de la température de l'air qui est utilisée pour représenter indirectement la cohésion de surface de la neige. D'autres formulations utilisent directement les propriétés du manteau neigeux pour estimer la vitesse seuil de transport : dureté de la surface (Kotlyakov, 1961), masse volumique (Liston et al., 2007) ou encore propriétés de mirco-structure des grains de neige (Schmidt, 1980; Guyomarc'h et Mérindol, 1998; Jordan et al., 1999; Lehning et al., 2000). Les mesures en soufflerie de Clifton et al. (2006) ont montré que la masse volumique et le type de grains de neige fournissent de meilleures estimations de U_t que la température de l'air.

1.2.2 Trois modes principaux de transport

Le transport de la neige est observé lorsque la vitesse du vent est supérieure à la vitesse seuil de transport décrite à la section précédente. On distingue alors trois modes de transport de la neige (Fig. 1.3). Ils sont similaires à ceux rencontrés pour le sable (e.g. Bagnold, 1941) :

- **Reptation** : les particules de neige roulent à la surface du manteau neigeux. On observe alors l'apparition d'un "lit de particules" rampant à la surface d'où le terme de reptation. Elle est à l'origine du comblement des petites dépressions (traces de pas, ...)
- **Saltation** : les grains arrachés de la surface du manteau neigeux suivent des trajectoires de type balistiques. Lors de leur impact avec la surface, ils peuvent rebondir et/ou mettre en mouvement d'autres grains. Ces grains sont transportés dans une couche dite couche de saltation dont l'épaisseur varie entre 1 et 10 cm suivant les conditions de vent et de surface du manteau neigeux.
- **Suspension turbulente** : lorsque l'intensité de la turbulence est suffisante, les grains de neige dans la couche de saltation sont diffusés sur la verticale par les tourbillons présents près de la surface. Leur distance de transport peut alors atteindre plusieurs centaines de mètres mais elle est limitée par la sublimation des particules de neige transportée.

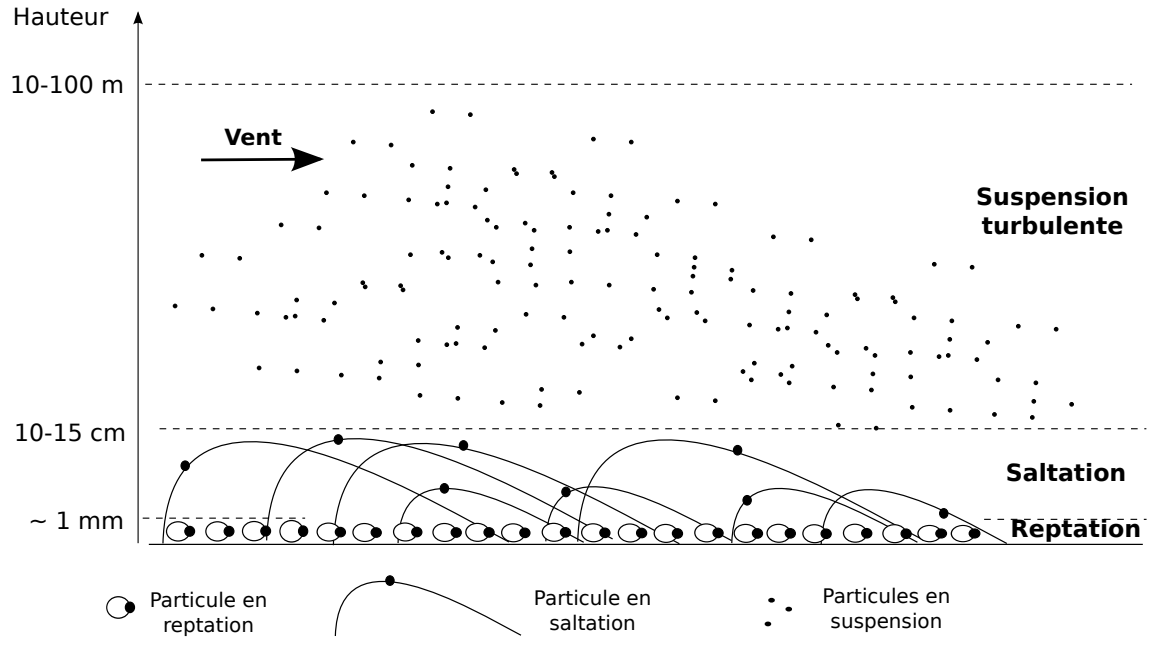


Figure *1.3* – *Modes de transport de la neige par le vent. Figure inspirée de Sundsbø (1997).*

La contribution de chaque mode de transport au transport total est variable et dépend des conditions de vent et du type de neige en surface. La contribution de la reptation est généralement faible. Les mesures en soufflerie de Kosugi et al. (1992) ont montré qu'elle est de l'ordre de 6 % du transport total. Elle sera donc considérée comme négligeable dans la suite de ce travail et ne sera plus mentionnée dans ce manuscrit. Les transports en saltation et en suspension turbulente sont détaillés dans les deux sections suivantes.

1.2.3 Transport en saltation

Mécanisme de saltation Le transport en saltation est initié lorsque la contrainte aérodynamique exercée par le vent sur la surface du manteau neigeux excède les forces de cohésion existant entre les particules. On parle d'entraînement aérodynamique. Les particules en mouvement suivent alors des trajectoires balistiques au cours desquelles elles sont accélérées par le vent (Fig. 1.4). La hauteur typique de ces trajectoires varie entre 1 et 10 cm (Kobayashi, 1972; Nishimura et Hunt, 2000) alors que leur longueur augmente avec l'intensité du vent et la dureté de la surface du manteau neigeux (Kosugi et al., 2004). Les particules en mouvement rebondissent ensuite à la surface du manteau neigeux et peuvent éjecter d'autres particules (Bagnold, 1941; Ungar et Haff, 1987; Nishimura et Hunt, 2000). Cette éjection par impact est le second mode de mise en mouvement des particules.

Figure *1.4* – *Exemples de trajectoires de particules de neige en saltation (U_{1m} = 5 m s^{-1}). Image tirée de Kobayashi (1972).*

A l'initiation de la saltation, le nombre de particules transportées augmente exponentiellement (Anderson et Haff, 1991) par effet d'entraînement avant d'atteindre un état d'équilibre après 1 ou 2 s (Nemoto et Nishumura, 2001). Cet équilibre est déterminé par la quantité de mouvement que peut transmettre le fluide aux particules en saltation (e.g. Owen, 1964). Cet échange se traduit par une diminution de la contrainte exercée par le fluide à la surface du manteau neigeux par rapport à la valeur au dessus de la couche de saltation et par une modification du profil vertical de vent par rapport à la situation sans saltation (Owen, 1964; Anderson et Haff, 1991).

Flux de masse Une part importante des études consacrées à la saltation a porté sur la détermination des flux de masse transportée. La connaissance de ces flux est un préalable indispensable à l'estimation des quantités de neige redistribuée au cours d'un épisode de transport de neige par le vent. En zone de montagne, Gauer (1999) a estimé que la saltation représente entre 50 et 75 % du transport total. La couche de saltation est également la source du transport en suspension. Pomeroy et Gray (1990) ont proposé une formulation semi-empirique du flux de masse en saltation sur la base de mesures collectées dans l'Arctique Canadien. Elle dépend de l'intensité du vent et de la vitesse seuil de transport. D'après leur formulation, le flux de neige en saltation augmente linéairement avec la vitesse du vent. Cette dépendance est contraire aux relations proposées pour le sable qui montrent une dépendance suivant le carré (Ungar et Haff, 1987) ou le cube (e.g. Bagnold, 1941; Sørensen, 1991, 2004) de la vitesse. Pomeroy et Gray (1990) ont expliqué ce comportement par la nature différente des grains de sable et des particules de neige transportées. Plus récemment, les résultats numériques de Doorschot et Lehning (2002) ont montré cependant que la formulation de Sørensen (1991) donnant le flux total de sable transporté en saltation en fonction

du cube de la vitesse peut être appliquée à la neige. Ils ont en effet trouvé un bon accord entre des mesures de flux de neige réalisées en soufflerie (Nishimura et Hunt, 2000), les flux de particules calculés par la formulation de Sørensen (1991) et ceux simulés par leur modèle de saltation.

1.2.4 Transport en suspension turbulente

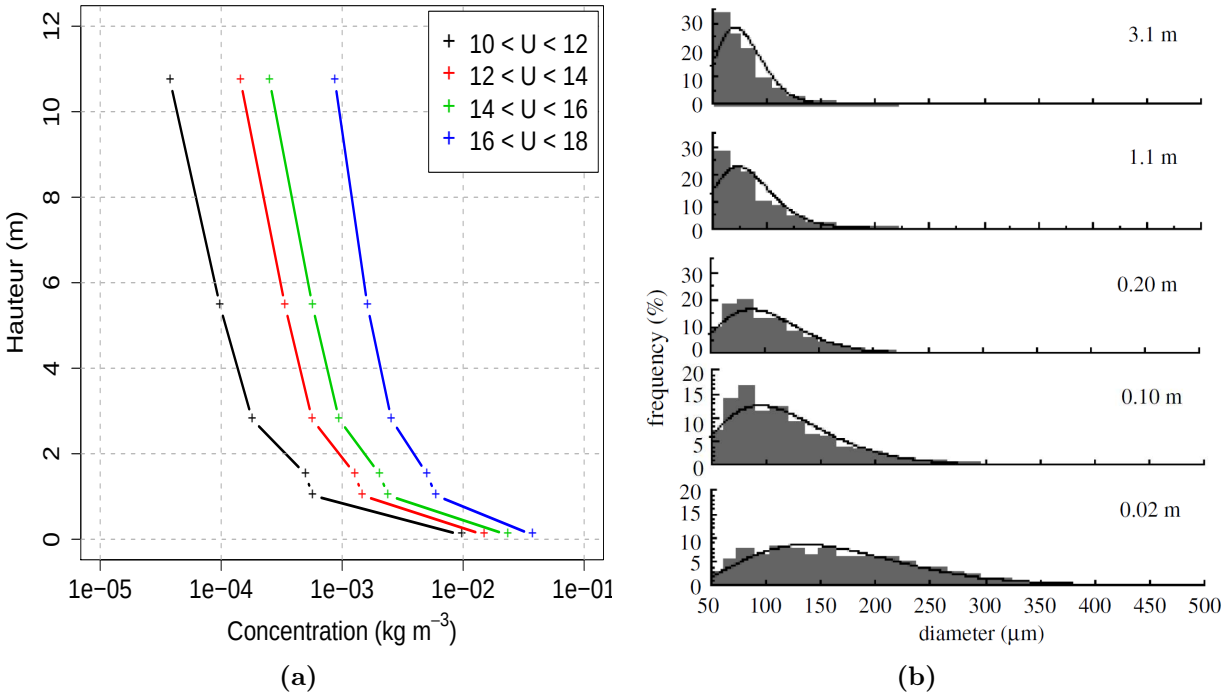
Développement de la couche de suspension turbulente Lorsque l'intensité de la turbulence est suffisante, certaines particules de neige en saltation peuvent être prises dans les tourbillons de l'écoulement proches de la surface et transportées sur de grandes distances sans contact avec le sol (jusqu'à 3 km selon Tabler (1975)). En Antarctique, Mahesh et al. (2003) ont rapporté que l'épaisseur de la couche de suspension est généralement de plusieurs centaines de mètre et peut même dépasser 1 km. De telles altitudes ne sont pas observées en zone de montagne où le transport en suspension s'observe fréquemment sous la forme de panaches de neige transportée. Ces panaches se forment sous le vent des crêtes et disparaissent après plusieurs dizaines ou centaines de mètres. Leur disparition résulte simultanément d'un effet visuel de dilution dans la masse d'air et de la sublimation qui accompagne le transport.

La sublimation des particules de neige en suspension dépend du degré de sous-saturation de l'air ambiant par rapport à la glace (Thorpe et Mason, 1966). Elle entraîne une diminution de la concentration des particules en suspension et de leur taille. Le transfert de vapeur d'eau de la particule de neige vers l'atmosphère s'accompagne également d'un flux de chaleur sensible en sens opposé qui contribue à refroidir l'atmosphère. Ainsi, la sublimation de la neige transportée peut modifier les conditions atmosphériques près de la surface en augmentant l'humidité spécifique et en diminuant la température (e.g. Mann et al., 2000).

Profil de concentration L'estimation des quantités totales de neige en suspension nécessite de connaître le profil vertical de concentration en particule de neige dans l'atmosphère. Pour cela, plusieurs dispositifs de mesures des flux de particules de neige ont été développés. Il s'agit généralement de capteurs mécaniques (e.g. Budd, 1966; Takeuchi, 1980; Takahashi, 1985; Font et al., 1998) ou optiques (e.g. Brown et Pomeroy, 1989; Sato et al., 1993; Gordon et Taylor, 2009; Savelyev, 2012). Le chapitre 4 détaille les mesures collectées au cours de cette thèse grâce à deux de ces capteurs (filets à neige et Snow Particle Counter).

La figure 1.5 (a) montre que la concentration de particules de neige en suspension diminue fortement sur la verticale et perd environ un ordre de grandeur entre 0.1 et 1 m puis un ordre de grandeur supplémentaire entre 1 et 10 m. L'établissement d'un tel profil résulte de la compétition entre un terme de diffusion turbulente orienté vers le haut et un terme de sédimentation orienté vers le bas. Ainsi, la concentration augmente avec la vitesse du vent car celle-ci augmente simultanément la diffusion turbulente des particules de neige et la quantité de neige dans la couche de saltation, source de la couche de suspension.

La couche de suspension est composée de particules de tailles différentes qui dépendent de l'intensité de la fragmentation mécanique et de la sublimation (Fig. 1.5 (b)). L'importance du terme de sédimentation augmentant avec la taille des particules, les petites particules sont plus



(a) (b)

FIGURE 1.5 – *(a) Profils verticaux de concentration de particules de neige en suspension pour différentes catégories de vitesse de vent à 10 m, U (exprimée en m s^{-1}). Figure retracée à partir de données collectées à la station de Halley en Antarctique par Mann (1998) ; (b) Distribution en taille des particules de neige en suspension mesurée à différentes hauteurs dans l'atmosphère. Figure extraite et adaptée de Nishimura et Nemoto (2005).*

aisément transportées sur la verticale que les grosses. Il en résulte une diminution de la taille moyenne des particules sur la verticale .

1.3 Des conséquences à des échelles variables

1.3.1 Impact sur les infrastructures

L'occurrence d'épisodes de transport peut affecter gravement la viabilité hivernale des réseaux routiers. En effet, le transport de la neige en suspension s'accompagne d'une diminution de la visibilité (Pomeroy et Male, 1988) qui peut conduire à une augmentation du nombre de collisions entre véhicules (Kajiya et al., 2001). Des systèmes de prévisions de la visibilité au cours d'épisodes de transport ont été développés au Japon (Matsuzawa et al., 2005) et au Canada (Baggaley et Hanesiak, 2005). Les épisodes de transport peuvent également s'accompagner de la formation d'accumulations de neige sur la route, appelées congères (Fig. 1.6). D'importants problèmes de sécurité et de déneigement peuvent alors se poser aux responsables de la gestion des routes. Afin de protéger certaines routes particulièrement exposées, des barrières à neige sont mises en place à proximité de ces routes (e.g. Tabler et Jairell, 1993). Ces barrières ralentissent localement l'écoulement de l'air et provoquent la formation d'une zone d'accumulation de la neige.

La présence d'un bâtiment modifie également l'écoulement de l'air à proximité et génère la

Figure *1.6* – *Congères en cours de formation sur une route à Longyearbyen (Spitzberg, Norvège). La vent souffle de la gauche vers la droite. Crédits : C. Katlein*

formation de zones d'érosion et de dépôt de la neige. Un bâtiment peut donc se retrouver en partie enterré sous la neige limitant son accès et créant d'éventuels surcoût d'exploitation. La formation d'accumulation de neige crée également des surcharges sur les structures qui doivent être intégrées à la conception. Un intérêt tout particulier est notamment apporté au design des bases de recherche en Antarctique (e.g. Delpech et al., 1998; Beyers et Harms, 2003). Le nouveau refuge du Goûter dans le massif du Mont Blanc a également bénéficié de l'expertise des scientifiques d'IRSTEA lors de sa conception (Naaim-Bouvet, communication personnelle).

1.3.2 Redistribution de la neige en zone de relief complexe

Champ de vent en zone de relief complexe Les interactions avec la surface et le relief modifient l'intensité et la direction du vent en zone de montagne. La figure 1.7 illustre l'impact de la présence d'une crête sur l'écoulement de l'air. On distingue le versant au vent de la crête du versant sous le vent. Cette dénomination sera utilisée dans la suite de ce manuscrit. La présence de la crête se traduit par une accélération marquée du vent au niveau du sommet de celle-ci par différence de pression entre le versant au vent et le versant sous le vent. Sur cette illustration, le versant sous le vent est également le siège de la formation d'un rotor de recirculation, témoin de la séparation de la couche limite (e.g. Wood, 1995; Ross et al., 2004). Cette séparation correspond à une zone de vent faible, dont la direction est parfois opposée à la direction principale de l'écoulement. Elle se forme lorsque la pente dépasse un angle critique valant 17-20 ° (Wood, 1995; Raderschall et al., 2008) soit des pentes fréquemment recontrées en zone de montagne.

Redistribution de la neige Les hétérogénéités du champ de vent et la variabilité spatiale de l'état de surface du manteau neigeux font que le phénomène de transport de neige par le vent présente une grande variabilité dans les zones de relief complexe. La neige est érodée dans les zones d'accélération du vent (versant au vent d'une crête par exemple) et déposée dans les zones de ralentissement du vent créées par la topographie ou la présence d'un obstacle. Il en résulte des hétérogénéités spatiales fortes du couvert neigeux. L'utilisation récente des techniques de

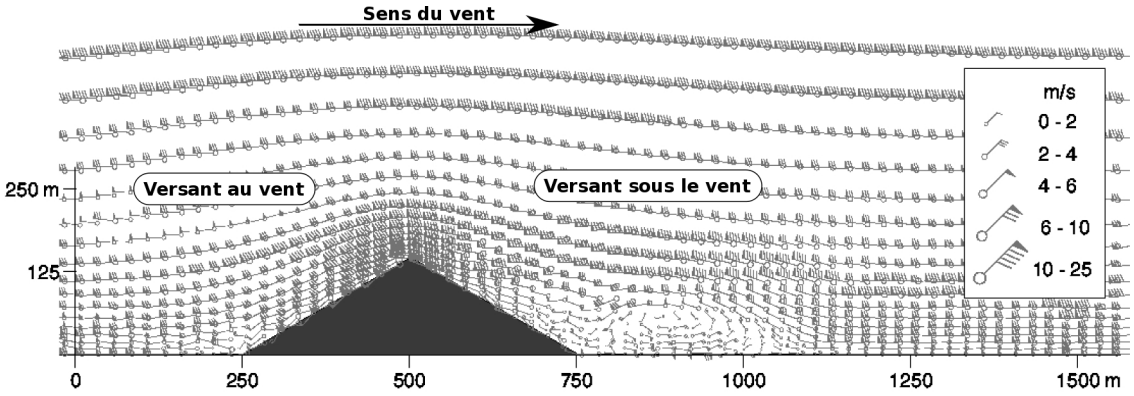
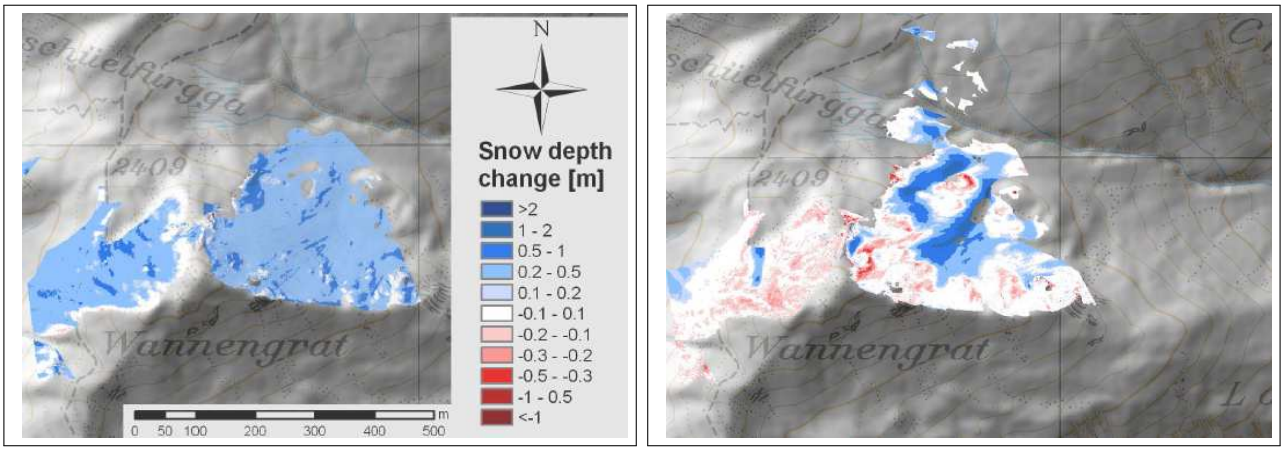


FIGURE 1.7 – *Simulation par le modèle atmosphérique ARPS de l'impact d'une crête idéalisée sur le champ de vent. Figure extraite et adaptée de Raderschall et al. (2008).*

mesures laser terrestre (Prokop, 2008) ou aéroporté (Vallet, 2011)) ont permis de quantifier ces hétérogénéités et de suivre l'évolution du couvert neigeux au cours de l'hiver sur des zones couvrant plusieurs km^2. Les cartes de la figure 1.8 ont été produites avec un laser terrestre (Schirmer et al., 2011). Elles illustrent l'influence du transport de la neige dans l'évolution du couvert neigeux. La carte (a) montre un dépôt uniforme après une chute de neige non ventée. Au contraire, la carte (b) permet d'identifier la formation de zones d'érosion et de dépôt après un épisode de transport. Les deux zones d'accumulation se forment au niveau de ruptures de pentes qui modifient localement l'écoulement de l'air.



(a) Chute de neige faiblement ventée **(b)** Épisode de transport de nord-ouest

FIGURE 1.8 – *Différence de hauteur de neige mesuré par laser terrestre sur le site de la Wannengrat (Alpes Suisses) pour deux épisodes de transport. Extraits de figures tirés de Schirmer et al. (2011).*

En zone de montagne, un mode de transport s'ajoute à la saltation et à la suspension turbulente. Il s'agit de la déposition préférentielle des précipitations (Lehning et al., 2008; Dadic et al., 2010b). Elle se traduit par une augmentation des quantités de précipitation reçues sur les versants sous le vent où la vitesse du vent est faible. Ce processus est actif quelle que soit la vitesse du vent car il ne nécessite pas l'érosion de la neige de surface. Mott et al. (2010, 2011) ont montré que les transports en saltation et en suspension turbulente sont responsables de la formation des

accumulations locales (sous forme de dunes par exemple) alors que la déposition préférentielle agit à l'échelle du versant entier.

Évolution du risque avalanche La variabilité du manteau neigeux induite par le transport a en premier lieu des conséquences sur le risque avalanche. L'action du vent est double. Il crée tout d'abord des accumulations de neige importantes qui peuvent surcharger le manteau neigeux et provoquer spontanément le départ d'une avalanche dans les zones de fortes pentes. Par ailleurs, sous l'action des chocs répétés entre eux et avec la surface, les grains de neige transportés se fragmentent. Les accumulations de neige sont donc constituées de grains fins de petite taille présentant une cohésion importante par frittage. En zone de montagne, on distingue deux types d'accumulations typiques (Meister, 1989) :

- **corniches** : elles se forment le long des crêtes exposées au transport ou des ruptures de pentes marquant l'extrémité d'un plateau. Leur rupture lors du passage d'un skieur ou du fait de l'évolution des conditions météorologiques constitue un danger réel en zone de montagne ;
- **plaques à vent** : elles se forment dans les zones de ralentissement du vent et présentent généralement une épaisseur fortement variable. Elles peuvent être constituées de plusieurs types de grains de neige en fonction de l'évolution des conditions météorologiques au cours de l'épisode de transport. Une plaque présente un réel danger lorsqu'elle repose sur une couche de neige de faible cohésion. Le passage d'un skieur peut alors provoquer l'effondrement de la sous-couche fragile et entraîner la mise en mouvement de l'ensemble de la plaque composée de neige déposée. La figure 1.9 illustre la structure d'une telle plaque.

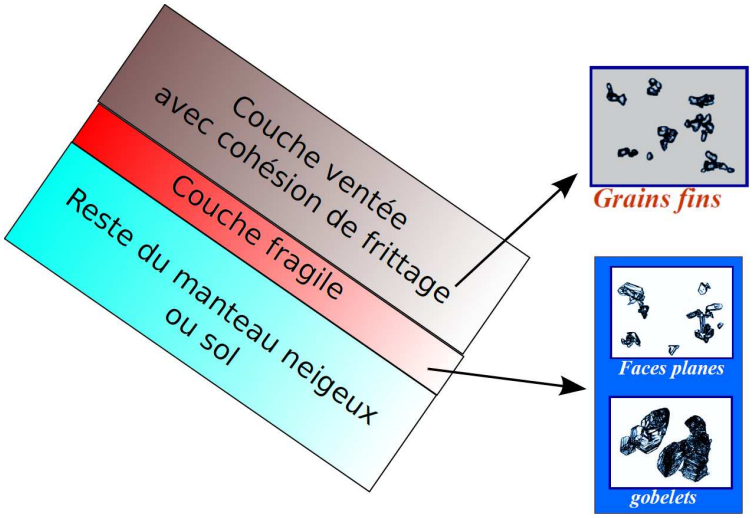


Figure 1.9 – *Schéma illustrant la structure d'une plaque à vent formée après un épisode de transport de neige par le vent.*

La prévision de la formation des ces accumulations typiques passe par une bonne connaissance des conditions de vent et de neige en altitude. Elle constitue donc un défi pour les prévisionnistes « avalanche » (Guyomarc'h et al., 2008). D'après les chiffres de l'ANENA (Association Nationale d'Etude de la Neige et des Avalanches), 65 % des accidents d'avalanche ont lieu après un épisode de transport.

1.3.3 Bilan de masse des régions enneigées

Outre le danger d'avalanche, la redistribution de la neige sous l'effet du vent en zone de montagne a des conséquences en termes hydrologiques. En effet, une couverture neigeuse hétérogène conduit à de grandes incertitudes sur l'estimation des ressources hydrologiques des bassins versants alpins (Hartman et al., 1999). Un suivi de ces ressources est particulièrement important pour la gestion des ouvrages hydroélectriques. Par ailleurs, pendant leur transport, les grains de neige se subliment entraînant une perte d'eau. Cette restitution de la neige à l'atmosphère sous forme de vapeur d'eau est une source d'incertitudes dans le bilan de masse des bassins versants de montagne. Son estimation repose généralement sur l'utilisation de modèles. Ainsi, la quantité de neige sublimée lors des épisodes de transport a été estimée entre 17 et 19 % dans les Rocheuses Canadiennes (MacDonald et al., 2010), voire même jusqu'à 70 % au niveau de crêtes exposées au vent dans les Alpes allemandes (Strasser et al., 2008). Son influence à l'échelle d'un massif montagneux semble tout de même plus limitée. Groot Zwaaftink et al. (2011) ont par exemple estimé que la sublimation des particules en suspension réduit de 2.3 % les dépôts de neige au cours d'un épisode de transport à l'échelle d'une site alpin de 2.4 km^2. Les incertitudes associées à ce phénomène sont encore larges et nécessitent des études supplémentaires combinant observation et modélisation.

Le terme de sublimation des particules de neige intervient également dans le bilan massique des calottes polaires (Gallée et al., 2001; Lenaerts et van den Broeke, 2012) et des régions Arctique (Liston et Sturm, 2004). La contribution de ce terme au bilan de masse de surface de la calotte Antarctique est par exemple mal connue. Il est très important sur les quelques sites où il a été évalué (Genthon et al., 2007). Le fort intérêt sociétal concernant la hausse du niveau des mers a conduit la communauté scientifique à améliorer sa connaissance du bilan de masse des calottes polaires. Récemment, l'étude de Lenaerts et al. (2012a) a estimé qu'à l'échelle de l'Antarctique la sublimation liée au transport réduit de 6 % la quantité annuelle de neige accumulée avec une contribution maximale dans les régions côtières sièges de forts vents catabatiques (e.g. Gallée et Pettré, 1998). Ces estimations sont cependant encore entachées de larges incertitudes et la sublimation des particules de neige transportée reste un terme mal connu du bilan de masse des régions polaires.

1.4 La modélisation du transport de la neige par le vent

1.4.1 Classification des modèles selon leur application

La section précédente a montré que le transport de la neige par le vent agit à des échelles variables allant de la dizaine de mètres autour d'une construction jusqu'à plusieurs centaines de kilomètres dans le bilan de masse des calottes glaciaires Groenlandaise ou Antarctique. Des modèles ont été développés pour étudier le phénomène à ces différentes échelles. Cette section contient une description générale de ces modèles.

Modèles uni-dimensionnels Ils représentent une colonne atmosphérique verticale et permettent d'étudier l'établissement du profil vertical de concentration de particules de neige en suspension en fonction des conditions atmosphériques (vitesse du vent, humidité spécifique, température). Ils incluent une représentation de la distribution en taille des particules et tiennent compte de l'influence de cette distribution sur les termes de sédimentation et de sublimation. Déry et al. (1998), Mann (1998) et Bintanja (2000a) ont proposé des modèles spectraux pour représenter cette distribution. Ces modèles découpent en plusieurs catégories la distribution en taille des particules puis simulent l'évolution du nombre de particules dans chacune de ces catégories. Un tel mode de représentation présente un coût numérique important. Pour s'en affanchir, Déry et Yau (1999) ont proposé de simuler l'évolution des moments de la distribution. C'est ainsi que le modèle PIEKTUK utilise un (Déry et Yau, 1999), deux (Déry et Yau, 2001) ou trois (Yang et Yau, 2008) moments. L'augmentation du nombre de moments permet de réduire le nombre d'approximations nécessaires. Xiao et al. (2000) a proposé une inter-comparaison de ces modèles.

Les modèles uni-dimensionnels détaillent les processus à l'œuvre dans la couche limite de surface et ont été utilisés pour étudier l'influence de la sublimation liée au transport (Déry et al., 1998; Déry et Yau, 2001) ou encore la modification de la turbulence atmosphérique en présence de particules en suspension (Bintanja, 2000b). Cependant, ils ne peuvent pas servir directement pour simuler la redistribution de la neige sous l'action du vent et doivent être intégrés à un modèle atmosphérique (Déry et Yau, 2001; Yang et al., 2010; Lenaerts et al., 2012a).

Modèles conceptuels du transport Ils visent à représenter la redistribution de la neige par le vent mais n'utilisent pas la topographie réelle. Au contraire, ils reposent sur des pentes virtuelles séparées par une crête et simulent la redistribution entre les versants au vent et sous le vent. Durand et al. (2001) ont été les premiers à développer cette approche avec le modèle Sytron afin d'intégrer les effets du transport de la neige par le vent dans la chaîne opérationnelle de prévision des avalanches de Météo France (Durand et al., 1999). Sytron redistribue la neige selon des règles empiriques entre deux versants sur lesquels le manteau neigeux est simulé par le modèle détaillé Crocus (Brun et al., 1989, 1992). La figure 1.10 illustre ce principe de fonctionnement. Une approche similaire a été proposée par Lehning et Fierz (2008). Ces modèles reposent sur de nombreuses approximations mais restent à l'heure actuelle la solution privilégiée pour prendre en compte les effets du transport de la neige dans le cadre de la prévision du risque avalanche.

Modèles distribués à échelle fine L'échelle visée est celle du mètre à quelques dizaines de mètres. De tels modèles peuvent être appliqués au dimensionnement des bâtiments ou des barrières à neige dans les zones exposées au transport de le neige par le vent (Fig. 1.11). On peut citer par exemple les modèles NEMO (Naaim et al., 1998) ou SNOW-SIM (Sundsbø, 1997). NEMO est également utilisé pour identifier les zones favorables à la formation des congères sur les routes et et quantifier les suraccumulations de neige dans les couloirs d'avalanche ... Outres des différences d'application, ces deux modèles se distinguent par l'approche retenue pour simuler le transport. NEMO utilise une formulation eulérienne des lois de conservation de la mécanique des fluides et fait la distinction entre le transport par saltation et en suspension turbulente. Cette séparation n'est plus nécessaire dans le modèle SNOW-SIM qui simule la trajectoire de particules individuelles

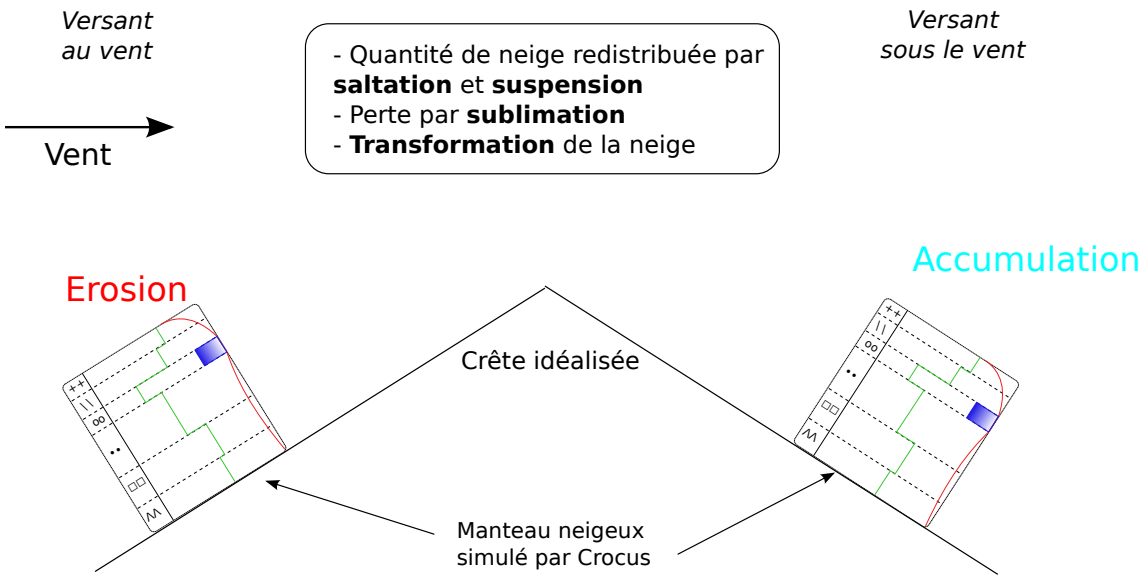


FIGURE 1.10 – *Schéma de fonctionnement du modèle conceptuel de transport Sytron (Durand et al., 2001)*

dans un cadre lagrangien. Nemoto et Nishimura (2004) ont proposé un modèle de ce type incluant les effets de la turbulence sur la trajectoire des particules de neige et l'ont testé avec succès en se comparant à des données collectées en Antarctique (Nishimura et Nemoto, 2005). L'approche lagrangienne propose un formalisme intéressant mais les développements n'ont pas été poursuivis pour appliquer ce formalisme à la redistribution de la neige en zone de montagne par exemple.

Modèles distribués à l'échelle du paysage Ces modèles ont été introduits pour reproduire l'évolution du couvert neigeux sous l'effet du vent sur des zones de plusieurs km^2 à des échelles temporelles allant de l'épisode de transport à la saison hivernale entière (Fig. 1.11). Leur complexité varie en fonction de l'objectif recherché. Winstral et al. (2002) et Winstral et Marks (2002) ont ainsi proposé un modèle reposant sur une analyse topographique simple visant à identifier les zones exposées et à l'abri du vent et à simuler la redistribution de le neige entre ces zones. D'autres modèles sont de complexité intermédiaire et intègrent les phénomènes physiques de premier ordre pour simuler le transport de la neige. Le champ de vent est calculé en 2D à un niveau de référence en fonction de la topographie environnante. Ces modèles ont été appliqués sur des terrains caractérisés par différentes topographies et conditions météorologiques. On peut citer l'Alaska (Liston et Sturm, 1998), l'Arctique canadien (Pomeroy et al., 1997), le Spitzberg (Jaedicke, 2001) ou encore des zones de montagne comme les Rocheuses (MacDonald et al., 2010) ou les Alpes (Durand et al., 2004, 2005). Afin de reproduire les structures complexes tri-dimensionnelles du vent en zone de relief, Gauer (2001) et Schneiderbauer et Prokop (2011) ont proposé d'utiliser des modèles de mécanique des fluides numérique. Une autre solution consiste à employer le champ de vent fourni par des modèles météorologiques à échelle fine (MM5 pour Bernhardt et al. (2009, 2010) ou APRS pour Lehning et al. (2008); Mott et Lehning (2010); Mott et al. (2010); Dadic et al. (2010a)). Ce champ de vent sert ensuite à forcer un modèle de transport indépendant du modèle atmosphérique. Les principaux enjeux de la modélisation distribuée en zone de relief complexe sont détaillés à la section 1.4.2.

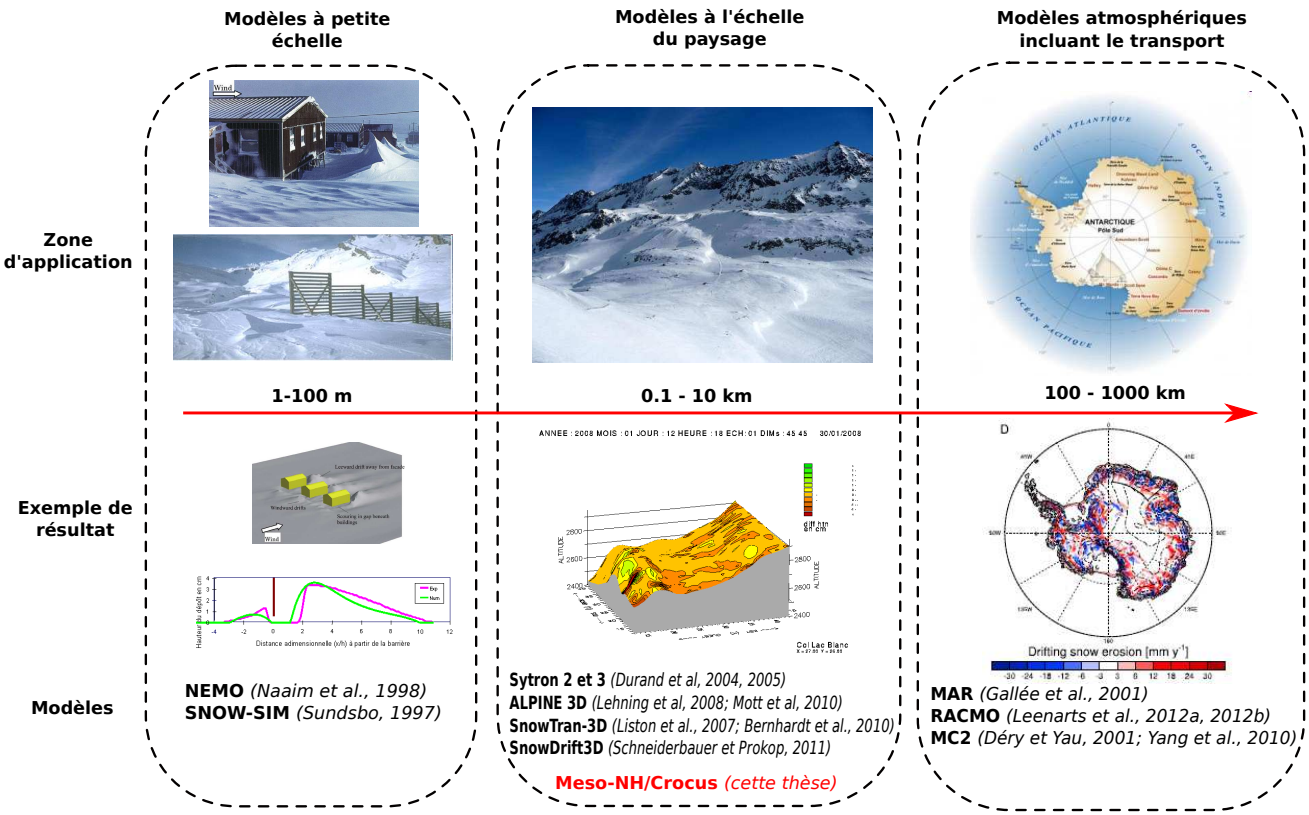


Figure 1.11 – *Schéma regroupant les différents types de modèles distribués du transport de la neige par le vent. La liste de modèles proposée dans chaque catégorie n'est pas exhaustive.*

Modèles atmosphériques incluant le transport de la neige par le vent Cette approche utilise des modèles couplés atmosphère-manteau neigeux auxquels ont été ajoutés des modules spécifiques de transport de neige par le vent. Ils ont fait l'objet de développements propres comme pour le modèle MAR (Gallée et al., 2001) ou reposent sur des modèles 1D développés au préalable. Ainsi, le modèle 1D PIEKTUK (Déry et Yau, 1999; Yang et Yau, 2008) est utilisé dans les modèles atmosphériques MC2 (Déry et Yau, 2001; Yang et al., 2010) et RACMO (Lenaerts et al., 2012a). Le champ d'applications privilégié de ces modèles est l'étude du bilan de masse à grande échelle (plusieurs milliers de km^2) du couvert neigeux et notamment l'estimation de l'importance du terme de sublimation lors des épisodes de transport (Fig. 1.11). Yang et al. (2010) se sont intéressés à ce bilan de masse en simulant l'évolution du couvert neigeux de l'hémisphère Nord au cours d'un hiver. Les calottes polaires sont également étudiées. Lenaerts et van den Broeke (2012) ont pu estimer la contribution de la sublimation liée au transport au bilan massique du manteau neigeux de la calotte Antarctique.

Les modèles atmosphériques incluant le transport de la neige par le vent permettent de simuler directement ce phénomène et les rétro-actions existantes sur la couche limite de surface. Ils sont actuellement appliqués à des résolutions horizontales de l'ordre de 5 à 20 km afin de couvrir de vaste étendues sur des périodes allant de quelques mois (Yang et al., 2010) à plusieurs années (Lenaerts et al., 2012a). Jusqu'à présent, aucun de ces modèles n'a été appliqué à haute résolution (inférieure à 200 m) en zone de relief complexe.

1.4.2 La modélisation distribuée en zone de relief alpin

Liston et al. (2007) ont proposé de diviser les modèles de transport de neige par le vent appliqués en relief alpin en deux catégories :

- modèles dédiés à la simulation de l'évolution du couvert neigeux à l'échelle de la saison ;
- modèles simulant la redistribution de la neige au cours d'un épisode de transport.

Ces modèles diffèrent notamment par les méthodes utilisées pour simuler le forçage atmosphérique en relief complexe et représenter le manteau neigeux.

Modélisation à haute-résolution du champ de vent Le champ de vent est le paramètre le plus important à représenter pour simuler la redistribution de la neige en relief alpin (e.g. Durand et al., 2005; Liston et al., 2007; Lehning et al., 2008; Schneiderbauer et Prokop, 2011). Il résulte de l'interaction complexe entre l'écoulement et la topographie. Une première technique pour obtenir un champ de vent distribué consiste à interpoler spatialement des données ponctuelles (mesures de station automatique ou sorties de modèles météorologiques) à l'aide de fonctions mathématiques dérivées de la topographie (Ryan, 1977; Winstral et Marks, 2002; Durand et al., 2004; Liston et al., 2007). Cependant, en région de montagne, le réseau d'observation est généralement peu dense et l'extrapolation de ces informations ne parvient pas à reproduire les hétérogénéités spatiales du champ de vent en terme d'intensité et de direction (Bernhardt et al., 2009). Pour s'affranchir de cette limitation, Gauer (2001) et Schneiderbauer et Prokop (2011) ont proposé d'utiliser des modèles de mécanique des fluides numériques. Une autre solution vient de l'application de modèles atmosphériques utilisés en configuration LES (Large Eddy Simulation) pour résoudre à haute résolution les écoulements en relief complexe. Cette configuration permet au modèle de résoudre explicitement les tourbillons énergétiques de grande taille et de ne paramétrer que les tourbillons de taille inférieure à la maille du modèle (Galperin et Orszag, 1993). Bernhardt et al. (2009) ont par exemple utilisé les champs de vent produits par le modèle MM5 (Grell et al., 1995) couplé au modèle de transport SnowTran3D (Liston et al., 2007). Lehning et al. (2008), Mott et al. (2010) et Mott et Lehning (2010) ont choisi le modèle ARPS (Xue et al., 2000) pour forcer le module de transport du modèle Alpine3D (Lehning et al., 2008).

Résolution horizontale Liston (2004) a suggéré que l'échelle spatiale requise pour représenter explicitement le phénomène de transport de neige par le vent en zone de relief complexe est de 200 m ou moins. Cette résolution horizontale de 200 m a été utilisée par Bernhardt et al. (2009) pour simuler le transport de la neige par le vent à l'échelle d'un hiver dans le parc national des Alpes de Berchtesgaden. Cette échelle s'est avérée trop grande pour représenter correctement les mécanismes impliqués dans le transport. Les résultats ont été améliorés en utilisant un champ de vent à une résolution de 30 m produit grâce une méthode de descente d'échelle à partir du vent initial à 200 m (Bernhardt et al., 2010). Les travaux de Durand et al. (2004, 2005) à une résolution horizontale de 45 m sur le site expérimental du Col du Lac Blanc dans les Alpes françaises ont permis de reproduire les structures principales d'érosion et de dépôt. D'autres études ont cependant montré qu'une résolution horizontale de 25 m est nécessaire pour résoudre les principales structures de l'écoulement du vent en relief complexe et les accumulations de

neige en résultant (Raderschall et al., 2008; Dadic et al., 2010a). Cette résolution est toutefois insuffisante pour résoudre la variabilité spatiale à fine échelle induite par le transport (Lehning et al., 2008). L'étude de sensibilité du champ de vent à la résolution horizontale de Mott et Lehning (2010) a montré qu'une résolution horizontale de 5 m produit les structures d'érosion et de dépôt les plus réalistes. Cette conclusion a été confirmée en comparant les résultats de modèles de transport aux cartes de différence de hauteur de neige mesurée par laser terrestre (Mott et al., 2010; Schneiderbauer et Prokop, 2011). La résolution horizontale minimale de modèle de Schneiderbauer et Prokop (2011) est de 2 m à proximité des zones de dépôt.

Méthodes d'initialisation et de couplage de l'atmosphère L'utilisation d'un champ de vent tri-dimensionnel à haute résolution produit par un modèle permet la meilleure reproduction des structures d'érosion et de dépôt de la neige. Cependant, cette technique s'accompagne de l'incertitude associée aux conditions initiales et aux limites des modèles. L'enjeu principal est de reproduire correctement l'évolution temporelle du champ de vent au cours de la période d'intérêt. Pour cela, Gauer (2001) a simplement extrapolé la vitesse et la direction du vent mesurées à une station automatique vers les bords du domaine de simulation. Les détails sur l'adaptation entre vitesse mesurée et vitesse en entrée du modèle ne sont cependant pas précisés. Pour s'affranchir de cette extrapolation, Bernhardt et al. (2009) a créé une librairie de champs de vent correspondant à différentes situations météorologiques à l'aide de configurations emboîtées du modèle atmosphérique MM5. Au cours d'une simulation, le champ de vent correspondant à la situation météorologique observée est extrait de la librairie et utilisé ensuite pour forcer le modèle de transport SnowTran3D (Liston et al., 2007). Le forçage est maintenu constant pendant une heure. Cette méthode permet de s'affranchir du coût numérique généré par une simulation directe à l'aide du modèle atmosphérique mais elle ne permet pas par exemple de reproduire l'influence de la température sur l'écoulement (vents catabatiques, ...). L'utilisation du modèle ARPS par Lehning et al. (2008) et Mott et al. (2010) repose également sur une librairie de champ de vent. Sa construction diffère cependant de celle proposée par Bernhardt et al. (2009). Ainsi, ARPS est initialisé avec une série de profils idéalisés de vent puis utilisé sur de courtes périodes (30 s) pour simuler l'adaptation du champ de vent au relief avant que les structures turbulentes ne se développent. Il en résulte une librairie de champs de vent tenant compte de la topographie qui sont utilisés pour forcer le module de transport d'Alpine3D au pas de temps horaire.

Représentation du manteau neigeux Le manteau neigeux en zone de montagne est fortement variable en fonction de l'altitude et de l'orientation des pentes sur lesquelles il repose. Cette variabilité entraîne des hétérogénéités spatiales en terme de vitesse seuil de transport et de quantité de neige mobilisable. Tout comme pour le forçage atmosphérique, les modèles de transport utilisent des représentations de complexité variable pour le manteau neigeux. Certains modèles (Gauer, 2001; Schneiderbauer et Prokop, 2011) ne simulent pas explicitement l'évolution du manteau neigeux sous l'action des forçages météorologiques. Ils utilisent simplement une ou plusieurs couches caractérisées par une vitesse seuil de transport donnée. Afin de simuler l'évolution du couvert neigeux à l'échelle d'une saison entière, Liston et al. (2007) ont introduit un modèle simple à deux couches qui résout explicitement le bilan d'énergie du manteau neigeux

et l'évolution de ses propriétés. Dans leur modèle, la vitesse seuil de transport est fonction de la densité. Seuls deux modèles de transport appliqués en conditions alpines intègrent un modèle détaillé de manteau neigeux : Crocus (Brun et al., 1989, 1992; Vionnet et al., 2012a) pour le modèle de Durand et al. (2005) et SNOWPACK (Bartelt et Lehning, 2002) pour le modèle Alpine3D (Lehning et al., 2008). Ces modèles représentent la stratigraphie fine du manteau neigeux avec une vitesse seuil de transport fonction du type de grain de neige. Le modèle de Durand et al. (2005) représente explicitement l'évolution des grains sous l'action du transport, ce qui en fait le modèle de transport le plus avancé en terme de représentation du couvert neigeux.

1.4.3 L'apport potentiel des modèles atmosphériques en zone de relief alpin

La simulation du forçage atmosphérique à haute résolution en zone de relief alpin est l'un des enjeux majeurs de la simulation du transport de la neige dans ces régions (Sect. 1.4.2). L'emploi de modèles atmosphériques utilisés en configuration LES permet en partie d'y répondre. Moyennant une initialisation adaptée, ces modèles simulent les champs de vent à haute résolution en tenant compte de l'interaction avec le relief. Ces champs de vent sont ensuite utilisés pour forcer des modèles de transport. Les modèles atmosphériques ne simulent donc pas de manière interactive le transport de la neige en zone de montagne. Cette solution n'a pour l'instant pas été retenue à cause de son coût numérique. En effet, les simulations d'épisode de transport en zone de montagne nécessitent l'utilisation d'un modèle atmosphérique à haute résolution (au plus 200 m) pendant toute la durée de l'épisode (19 h en moyenne au Col du Lac Blanc dans les Alpes françaises, cf Chap. 3). Actuellement, la simulation interactive du transport de la neige n'est intégrée que dans des modèles dédiés à l'étude du climat régional (Gallée et al., 2001; Lenaerts et al., 2012a) et appliqués à des résolutions horizontales supérieures à 5 km sur des régions couvrant plusieurs milliers de km^2 (Sect. 1.4.1).

L'utilisation de modèles atmosphériques à haute résolution en zone de relief complexe ne se limite pourtant pas seulement à l'étude du transport de la neige par le vent. On peut par exemple citer les études de la circulation atmosphérique dans une vallée alpine (De Wekker et al., 2005; Chow et al., 2006; Weigel et al., 2006), de la dispersion de polluants (Michioka et Chow, 2008; Szintai et al., 2010) ou encore des mécanismes d'intensification des précipitations en présence de relief (Wastl et Zängl, 2010). Dans ces études, les modèles atmosphériques ont été utilisés pour simuler des situations météorologiques données dans leur intégralité et non pas seulement pour constituer des librairies de forçages météorologiques. Weigel et al. (2006) ont par exemple utilisé le modèle atmosphérique ARPS (Xue et al., 2000) jusqu'à une résolution horizontale de 150 m pour effectuer des simulations couvrant plusieurs journées entières. Une résolution de 25 m a été retenue par Michioka et Chow (2008) pour simuler la dispersion de polluants autour du mont Tsukuba au Japon. Le forçage météorologique du modèle à résolution fine repose sur la technique d'emboîtement de modèles (*grid nesting*) offrant la possibilité d'augmenter la résolution horizontale en tenant compte des interactions d'échelles.

Les résolutions employées dans les études mentionnées au paragraphe précédent sont compa-

tibles avec celles requises pour simuler de manière réaliste le transport de la neige par le vent en zone de montagne (inférieure à 200 m). Il est donc désormais envisageable d'intégrer un module de transport de neige par le vent dans un modèle atmosphérique à échelle fine et de l'utiliser pour simuler de manière interactive la redistribution de la neige au cours d'un épisode de transport en zone alpine. Cette méthode permettrait d'aborder plusieurs problématiques qui ressortent des sections précédentes :

1. **La simulation interactive du transport permet-elle de prendre en compte explicitement les rétroactions sur la dynamique de la couche limite (sublimation des particules par exemple) ?**
2. **Comment le couplage explicite du modèle atmosphérique à un modèle détaillé de manteau neigeux améliore-t-il la représentation des processus d'érosion et d'évolution des grains de neige sous l'action du transport ?**
3. **La déposition préférentielle des précipitation est-elle simulée par un modèle qui représente explicitement les précipitations neigeuses ?**
4. **Les techniques de descente d'échelle dynamique (*grid nesting*) sont-elles adaptées à la simulation de l'évolution spatiale et temporelle du champ de vent à haute résolution en zone alpine ?**

1.5 Objectif général et plan de la thèse

1.5.1 Objectif général et déroulement de la thèse

L'objectif général de cette thèse est le développement et l'évaluation d'un modèle couplé atmosphère/manteau neigeux dédié à l'étude du transport de la neige par le vent en zone alpine. Afin de réaliser cet objectif, le travail au cours de ces trois années a été divisé en trois étapes. La première a été de réaliser le couplage entre le modèle détaillé de manteau neigeux Crocus (Brun et al., 1989, 1992) et le modèle atmosphérique à méso-échelle Meso-NH (Lafore et al., 1998) et de doter ce système couplé atmosphère/manteau neigeux d'un module de transport de neige par le vent. Dans un second temps, des données d'évaluation ont été collectées sur un site de haute-montagne au cours de deux campagnes de mesures. Elles renseignent sur les conditions atmosphériques autour de ce site, les quantités de neige transportée pendant des épisodes de transport et la redistribution du manteau neigeux en résultant. Enfin, des configurations du modèle couplé ont été mises en place autour du site expérimental afin de pouvoir simuler des épisodes de transport observés pendant les campagnes et évaluer ainsi les capacités d'un modèle atmosphérique à simuler explicitement le transport de la neige en zone alpine.

1.5.2 Plan du manuscrit

Les trois étapes du déroulement de cette thèse font chacune l'objet d'une partie regroupant plusieurs chapitres au sein de ce manuscrit. Au préalable, le **chapitre 2** propose une présentation

générale des outils de modélisation numérique utilisés au cours de cette thèse : le modèle atmosphérique à méso-échelle Meso-NH (Lafore et al., 1998) et le modèle détaillé de manteau neigeux Crocus (Brun et al., 1989, 1992).

Observations du transport de la neige par le vent sur un site de haute montagne
L'étude du transport de la neige par le vent en zone de montagne ainsi que sa modélisation nécessitent le développement et le maintien de sites d'observations. C'est le cas du site de haute montagne du Col du Lac Blanc situé dans le massif des Grandes Rousses (Isère, France). Toutefois, avant de modéliser les épisodes de transport autour de ce site, il convient d'en connaître les caractéristiques principales. C'est ainsi que le **chapitre 3** présente le contenu d'une base de données d'épisodes de transport couvrant 10 années. Elle permet de tester les capacités du modèle Crocus à reproduire l'occurrence de ces épisodes. Le **chapitre 4** décrit ensuite les deux campagnes de mesures mises en place au cours de cette thèse et propose une analyse détaillée des données collectées. Celles-ci concernent les conditions d'écoulement de l'air à proximité de la surface, les flux de particules de neige en suspension au cours d'épisodes de transport et les différences de hauteur de neige résultant de ces épisodes.

Le modèle de transport Meso-NH/Crocus
Le **chapitre 5** est dédié à la présentation du module de transport de neige par le vent intégré dans le modèle couplé Meso-NH/Crocus. Il décrit tout d'abord les différentes composantes du module consacrées à la simulation du transport en suspension turbulente et en saltation puis présente la méthode retenue pour modéliser finement les échanges de masse entre l'atmosphère et le manteau neigeux. La sensibilité du modèle aux divers paramètres décrits dans le chapitre 5 est ensuite abordée au **chapitre 6**. Ce chapitre contient également une première évaluation des capacités du modèle à reproduire les profils verticaux de concentration de neige en suspension collectés lors des campagnes de mesures au Col du Lac Blanc.

Simulations d'épisode de transport de neige par le vent
Le modèle couplé présenté dans la partie précédente est utilisé pour simuler des épisodes de transport observés au Col du Lac Blanc lors de l'hiver 2010/2011. Le **chapitre 7** décrit tout d'abord la configuration du modèle mise en place ainsi que les méthodes d'initialisation de l'atmosphère et du manteau neigeux. Une simulation distribuée utilisant Crocus non couplé à Meso-NH permet notamment d'obtenir une estimation de l'état de surface du manteau neigeux et des quantités de neige mobilisable. Cette configuration et ces méthodes servent à simuler deux épisodes de transport de neige par le vent. Le premier, un épisode de transport pur sans chute de neige simultanée, est décrit au **chapitre 8**. Les capacités du modèle à reproduire un écoulement en relief complexe sont tout d'abord discutées avant de s'intéresser au phénomène de transport et à la qualité de la simulation de la redistribution de la neige. L'importance de la sublimation des particules de neige en suspension est également quantifiée. Enfin, le **chapitre 9** présente la simulation du second épisode de transport (avec chute de neige). Il évalue l'apport potentiel des techniques de *grid-nesting* pour produire le forçage météorologique à haute résolution et discute de la simulation du transport de neige par le vent à l'échelle du massif montagneux.

Chapitre 2

Les composantes du modèle couplé atmosphère/manteau neigeux

Ce chapitre présente les outils de modélisation utilisés au cours de cette thèse. La modélisation du transport de la neige par le vent nécessite de représenter les interactions complexes entre l'atmosphère et le manteau neigeux. Ainsi, au cours de ce travail, le modèle atmosphérique Meso-NH a été couplé au modèle détaillé de manteau neigeux Crocus intégré à la plateforme de simulation SURFEX (Surface Externalisée). Ce chapitre propose une présentation générale des deux modèles. Leur couplage en vue d'une simulation intégrée du transport de la neige par le vent est présenté ultérieurement (Chap. 5).

2.1 Le modèle atmosphérique Meso-NH

2.1.1 Présentation générale

Le modèle atmosphérique Meso-NH (Lafore et al., 1998), acronyme pour Méso-Echelle Non Hydrostatique, est né d'un effort commun d'intégration de modèles préexistants du CNRM-GAME et du Laboratoire d'Aérologie. Il s'agit d'un modèle atmosphérique visant à simuler une très large gamme de résolutions allant de quelques mètres à quelques dizaines de kilomètres. Il peut donc être utilisé avec différentes paramétrisations physiques (adaptées à la résolution choisie) et sous différentes configurations allant des cas réels aux études plus académiques. Le caractère non-hydrostatique de Meso-NH lui permet simuler des phénomènes d'échelle inférieure à 10 km. En effet, à partir de cette échelle, les accélérations sur la verticale ne peuvent plus être négligées.

Variables du modèle Meso-NH simule l'évolution de variables météorologiques sous l'action de différents mécanismes (e.g. advection, forces de Coriolis, forces de pression, turbulence et processus diabatiques). Ces variables sont les trois composantes du vent (u, v, et w), la température potentielle sèche (θ), les rapport de mélanges des variables nuageuses (r_*) décrivant l'eau sous ses différentes phases, l'énergie cinétique turbulente (e) et un certain nombre de variables scalaires dépendant de la configuration du modèle utilisée.

Approximation anélastique Cette approximation permet de filtrer les ondes acoustiques en négligeant l'élasticité de l'air. Ces ondes correspondent en effet à des ondes rapides de pression ne présentant pas d'intérêt pour la météorologie. L'hypothèse anélastique revient à supposer que les écarts de la masse volumique sont très petits par rapport à la masse volumique d'une atmosphère de référence au repos et homogène horizontalement. La formulation anélastique de Durran (1989) est utilisée dans Meso-NH.

L'hypothèse anélastique génère une imprécision sur les vitesses verticales (de part l'utilisation d'équations approximées) et entraîne la transmission instantanée des perturbations de pression à travers le domaine de simulation au lieu d'une transmission à la vitesse du son. Les conséquences météorologiques de cette approximation sont négligeables et l'imprécision sur les vitesses verticales qu'elle génère est plus faible que celle associée à d'autres sources (initialisation du modèle, paramétrisations physiques). La formulation de Durran (1989) nécessite de résoudre une équation elliptique par itération successives pour la pression. En relief complexe, le solveur de pression peut rencontrer des difficultés à converger lorsque les pentes rencontrées sont fortes (supérieures à 45°).

Coordonnées verticales Meso-NH utilise par défaut la coordonnée verticale de Gal-Chen et Sommerville (1975) qui épouse le relief près de la surface et tend à devenir parallèle aux isobares en altitude. Cependant, ce système est imprécis dans le calcul de l'advection et du gradient horizontal de pression en présence de discontinuités marquées de la topographie. Une solution est proposée par le système SLEVE (Smooth Level Vertical Coordinate ; Schär et al., 2002). Il limite l'influence des contrastes marqués de topographie aux niveaux proches de la surface contrairement au système de Gal-Chen et Sommerville (1975) qui les transmet sur toute la colonne atmosphérique. Le système SLEVE a été utilisé dans toutes les simulations menées au cours de cette thèse.

2.1.2 Principales paramétrisations

Cette section décrit de manière succincte les paramétrisations de Meso-NH qui jouent un rôle important dans le cadre des simulations menées au cours de cette thèse. Une description complète du modèle est disponible dans la documentation scientifique disponible sur Internet (http ://www.aero.obs-mip.fr/mesonh). La partie atmosphérique du modèle de transport de neige par le vent est décrite plus loin (Sect. 5.2).

Turbulence atmosphérique Meso-NH utilise la paramétrisation de la turbulence de Cuxart et al. (2000). Elle repose sur un système complet d'équations des flux turbulents, variances et covariance au second ordre. Pour les simulations à échelles supérieures ou égales à quelques kilomètres (comme les simulations 1D), seuls les effets de la turbulence sur la verticale sont considérés. En effet, les flux horizontaux sont négligeables. Par contre, pour les simulations à haute résolution de type Large Eddy Simulation (LES), le schéma de Meso-NH permet de paramétrer la turbulence dans les trois directions. Le schéma de fermeture est dit d'ordre 1.5 et repose sur une équation pronostique pour l'énergie cinétique turbulente. La turbulence 3D a été utilisée dans toutes les simulations menées au cours de cette thèse.

Ce schéma est utilisé pour calculer les contributions de la turbulence à l'évolution des trois composantes du vent, de la température potentielle sèche et du rapport de mélange en vapeur d'eau. Des variables supplémentaires (dîtes scalaires passifs) peuvent être ajoutées pour réaliser des études spécifiques. Meso-NH comprend par exemple un module de simulation du transport des poussières désertiques (Grini et al., 2006).

Microphysique nuageuse Meso-NH possède plusieurs paramétrisations pour représenter les processus de microphysique nuageuse et différents schémas peuvent être activés en fonction des phénomènes étudiés. La microphysique froide est simulée à l'aide du schéma de Pinty et Jabouille (1998). Il s'agit d'un schéma microphysique de type "bulk", dans lequel les hydrométéores suivent des lois de distributions en taille fixées à l'avance. Outre la vapeur d'eau, ce schéma simule l'évolution de cinq classes d'hydrométéores (eau nuageuse, pluie, glace primaire, neige et grésil). Les rapports de mélanges de ces espèces évoluent en fonction d'une large gamme de processus microphysiques. Outre ces processus, le modèle simule leur advection par le vent moyen et considère leur sédimentation à des vitesses variables, fonction de leur forme et de leur taille. C'est ainsi que le modèle simule les chutes de neige lorsque les conditions sont favorables. Ces quantités sont ensuite transmises au modèle de manteau neigeux situé à la base de Meso-NH.

2.1.3 Utilisation en relief complexe

Meso-NH a été utilisé pour effectuer des simulations en relief complexe dans le cadre du projet international MAP (Mesoscale Alpine Program, Bougeault et al., 2001). Des études ont ainsi porté sur des phénomènes tels que le Föhn (Beffrey et al., 2004) ou les précipitations orographiques (Lascaux et al., 2006). La modélisation de la pollution urbaine et d'épisodes de couche limite atmosphérique stable en région grenobloise a également été abordée (Largeron, 2010). Enfin, Meso-NH a permis de mettre en valeur les mécanismes d'interaction entre relief et écoulement moyen lors de la tempête Xynthia sur les Pyrénées (Lac, communication personnelle). Ces travaux ont été effectués à des résolutions horizontales comprises entre 300 mètres et 1 kilomètre, c.à.d. à des échelles trop larges pour envisager une modélisation réaliste du transport de la neige par le vent.

Les travaux récents de Brun et Chollet (2010) consacrés à la simulation LES d'un écoulement catabatique le long d'une pente ont néanmoins démontré les capacités du modèle à simuler des champs de vent à haute résolution en relief complexe. Ces conclusions ont été confirmées dans le cadre de simulations LES d'écoulements catabatiques sur terrain réel autour d'un pic dans le massif de Belledonne (Blein, 2012). Ces simulations ont été effectuées jusqu'à une résolution horizontale de 10 m. Dans ces cas, les contraintes associées au solveur de pression mentionnées à la section précédente ont pu être contournées en évitant d'inclure les zones de trop forte pente dans le domaine de calcul. Les résolutions horizontales utilisées dans ces études sont compatibles avec les résolutions de 5 à 50 m utilisées par Mott et Lehning (2010) pour simuler la redistribution de la neige en zone alpine. Il est donc envisageable de simuler explicitement le transport de la neige par le vent en zone alpine avec Meso-NH.

2.2 Le modèle de manteau neigeux Crocus

2.2.1 Présentation générale

Crocus est un modèle numérique de manteau neigeux multi-couche et unidimensionnel (Brun et al., 1989, 1992). Il simule l'évolution du manteau neigeux en fonction des échanges de masse et d'énergie avec l'atmosphère (flux radiatifs, flux de chaleur latente et sensible et précipitation) et avec le sol à sa base (flux de chaleur par conduction). La figure 2.1 décrit les principaux processus physiques pris en compte dans le modèle.

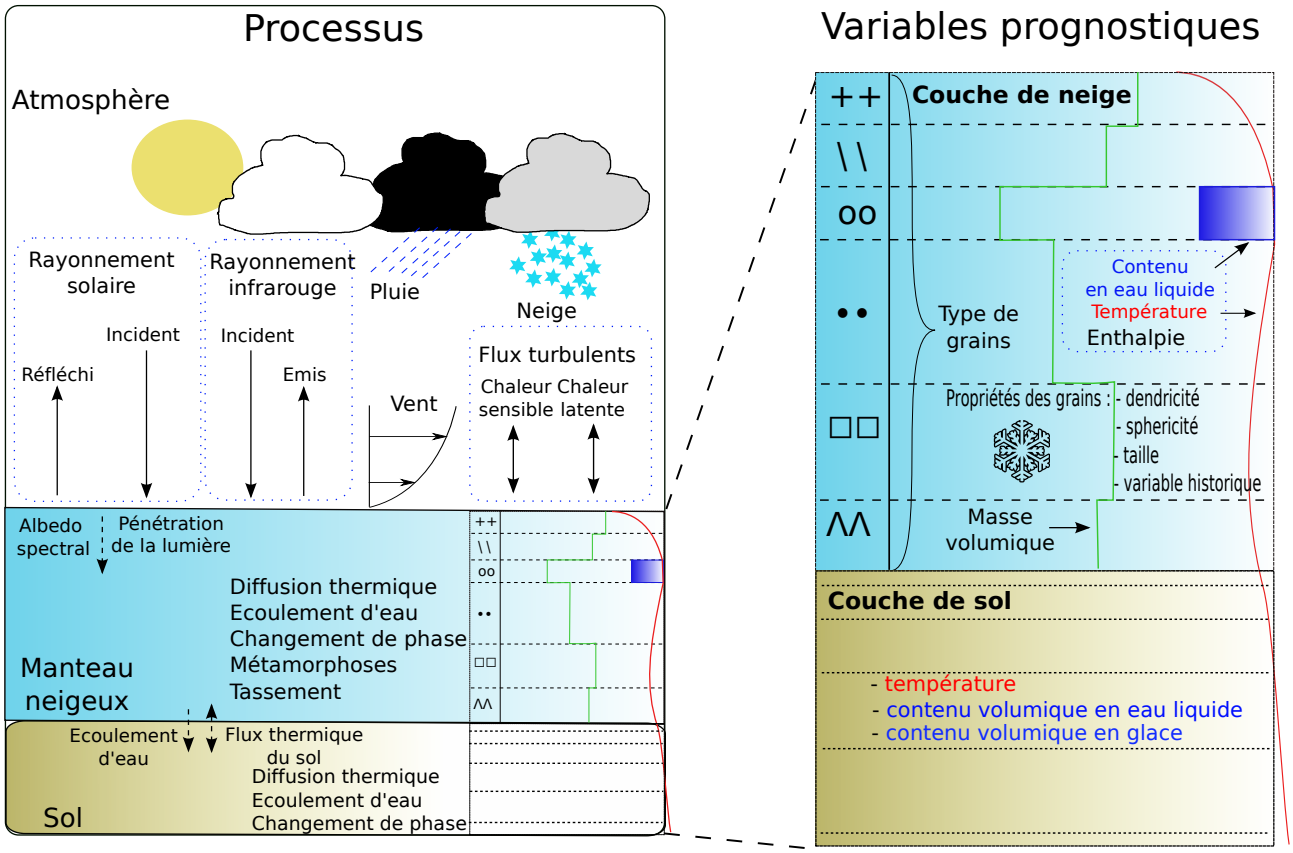


Figure 2.1 – *Variables d'état du modèle Crocus et principaux processus physiques simulés*

Crocus discrétise en éléments finis le manteau neigeux suivant une grille unidimensionnelle. L'évolution de cette discrétisation est gouvernée par une série de règles visant à reproduire une évolution réaliste de la stratification du manteau neigeux. Chaque couche de neige dans Crocus est décrite par son épaisseur, son enthalpie massique, sa masse volumique et son âge (Fig. 2.1). Des variables supplémentaires sont utilisées pour décrire l'évolution des grains de neige basée sur des lois de métamorphose (Brun et al., 1992). Ces variables sont la dendricité, la sphéricité, la taille des grains et une variable retraçant l'historique de la couche. La dendricité caractérise la neige récemment tombée. Égale à 1 pour une neige fraîche, elle décroît ensuite jusqu'à 0 lorsque les formes dendritiques typiques de la neige fraîche ont totalement disparu. La sphéricité peut varier entre 0 et 1 et décrit le rapport entre le nombre de grains arrondis et le nombre de grains anguleux. Ces deux variables peuvent être déterminées par analyse d'image 2D (Lesaffre et al.,

1998). La variable historique indique si, au cours de son histoire, la couche a contenu de l'eau liquide ou des grains à faces planes.

La simulation explicite du type de grain de neige et de la stratigraphie détaillée du manteau neigeux fait de Crocus un outil intéressant pour l'étude du transport de la neige par le vent. Elle permet en effet de calculer la vitesse seuil à partir de laquelle le transport se déclenche (Guyomarc'h et Mérindol, 1998) et d'estimer les quantités de neige mobilisables. Les paramétrisations utilisées dans Crocus pour la simulation du transport de la neige par le vent sont détaillées en 5.3.

Une description complète de la dernière version de Crocus est donnée dans Vionnet et al. (2012a). Une copie de cet article est disponible dans l'annexe A. Cette version a été développée au cours de cette thèse en collaboration avec l'équipe climat du CNRM à Toulouse et le CEN à Grenoble sur la base des versions précédentes de Crocus.

2.2.2 Introduction de Crocus dans la plateforme SURFEX

La plateforme de simulation SURFEX est le module de Surface Externalisée de Météo France. Il calcule l'évolution de l'état de la surface (sol, végétation, neige, ...) et les échanges surface-atmosphère (flux d'eau, d'énergie, de quantité de mouvement, ...). Il simule quatre types de surfaces (sol nu et végétation, zones urbanisées, lacs, océans) qui utilisent des modèles scientifiques spécifiques (Masson et al., in prep.). ISBA (Interactions Sol-Biosphère-Atmosphère) est le modèle physique de la partie « sol nu et végétation » (Noilhan et Planton, 1989; Noilhan et Mahfouf, 1996). Il décrit l'évolution des propriétés de la végétation, du sol (en surface et en profondeur) et de la neige en utilisant des représentations physiques adaptées au problème scientifique étudié. SURFEX, de par son caractère externalisé, peut utiliser comme forçage météorologique des données provenant d'observations, d'analyses météorologiques, ou être complètement couplé à un modèle atmosphérique comme Meso-NH.

Au cours de cette thèse, Crocus a été intégralement introduit au sein de SURFEX comme l'un des schémas de neige activables dans ISBA. Cette nouvelle version de Crocus repose sur l'architecture et l'algorithmique du schéma de neige de complexité intermédiaire ISBA-ES (Boone et Etchevers, 2001) et inclut toutes les paramétrisations des versions précédentes de Crocus pour représenter la stratigraphie du manteau neigeux et le type de grains de neige qu'il contient. Crocus est désormais complètement couplé à ISBA, ce qui permet le couplage thermodynamique entre le modèle de neige et le modèle de sol d'ISBA. Par ailleurs, Crocus bénéficie des routines et des interfaces de couplage avec les modèles atmosphériques de Météo-France dont Meso-NH. Cette nouvelle version a été utilisée pour étudier les interactions entre la couche limite atmosphérique et le manteau neigeux à Dôme C en Antarctique (Brun et al., 2011) et pour simuler l'évolution de la couverture neigeuse en Sibérie (Brun et al., 2012a). Elle est décrite en détail dans une publication dans la revue Geoscientific Model Development :

> Vionnet, V., Brun, E., Morin, S., Boone, A., Faroux, S., Le Moigne, P., Martin, E., et Willemet, J.-M. : The detailed snowpack scheme Crocus and its implementation in SURFEX v7.2, Geosci. Model. Dev., 5, 773–791, 2012.

L'article est reproduit en annexe A.

2.3 Synthèse du chapitre

Le couplage numérique entre un modèle atmosphérique et un modèle de manteau neigeux est une méthode possible pour reproduire les interactions complexes entre l'atmosphère et le manteau neigeux ainsi que les échanges de masse entre ces deux composantes. De tels systèmes ont déjà été développés pour étudier ces phénomènes en zones polaires à des échelles horizontales de 5 à 25 km (Gallée et al., 2001; Lenaerts et al., 2012a,b) mais rien de tel n'a été appliqué jusqu'à présent à haute résolution en zone de montagne. L'approche de Lehning et al. (2008) repose sur ces deux catégories de modèles mais ils ne sont pas utilisés en mode couplé. Les modèles Meso-NH (atmosphère) et Crocus (manteau neigeux) présentés dans cette partie rendent envisageable le développement d'un tel système couplé et son application en zone de montagne.

Le modèle atmosphérique Meso-NH couvre une large gamme de résolutions allant de quelques mètres à quelques dizaines de kilomètres. En zone de montagne, il peut être utilisé pour simuler l'évolution des variables météorologiques près de la surface en tenant compte de l'influence de la topographie. Les résolutions horizontales qu'il peut atteindre sont alors de l'ordre de la dizaine de mètre, c.à.d des échelles où il est envisageable de représenter explicitement les effets du vent sur le manteau neigeux.

Le modèle détaillé de manteau neigeux Crocus permet une représentation fine de la stratigraphie du manteau neigeux. Il peut ainsi estimer pour chaque couche du manteau neigeux une vitesse seuil de transport et déterminer la quantité de neige mobilisable. L'intégration de Crocus dans le module de surface externalisée SURFEX (Vionnet et al., 2012a) a permis son couplage avec Meso-NH et rend possible l'utilisation de ce système couplé pour simuler le transport de la neige par le vent.

Avant d'envisager le couplage à Meso-NH, le chapitre 3 présente une utilisation de Crocus forcé par des données météorologiques observées afin d'évaluer les capacités du modèle à reproduire l'occurrence d'épisodes de transport sur un site de haute altitude. Le développement des modules supplémentaires dans Meso-NH et Crocus afin de simuler le transport de la neige par le vent est décrit au chapitre 5.

Deuxième partie

Le transport de la neige par le vent au Col du Lac Blanc

Chapitre 3

Observations de long terme

L'étude du transport de la neige par le vent en zone de montagne ainsi que sa modélisation nécessitent le développement et le maintien de sites d'observations. C'est ainsi qu'un site expérimental est installé à 2720 m d'altitude au Col du Lac Blanc dans le massif des Grandes Rousses (Isère, France). Ce site est exploité depuis le début des années 1990, ce qui en fait un site unique d'étude du transport de la neige de par la longueur de la période d'observations. Chaque hiver, il est le siège de plusieurs épisodes de transport. Avant de s'intéresser à la modélisation de ces épisodes, il est important d'en connaître les caractéristiques principales. Pour cela, une base de données d'épisodes de transport combinant informations météorologiques et nivologiques a été utilisée. Elle couvre la période 2001/2011. Cette base renseigne sur la nature des épisodes de transport au Col du Lac Blanc. En outre, elle constitue un outil d'évaluation des capacités du modèle Crocus à simuler l'occurrence du transport de la neige.

Ce chapitre présente tout d'abord le site du Col du Lac Blanc, sa localisation et le dispositif expérimental de long terme. Dans une seconde partie, il décrit les caractéristiques principales des épisodes de transport au Col et présente les résultats des simulations de l'occurrence du transport avec le modèle Crocus. Cette seconde partie repose sur un article publié (Vionnet et al., 2012b).

3.1 Le site expérimental du Col du Lac Blanc

Le site expérimental de haute altitude du Col du Lac Blanc a été développé conjointement par le Centre d'Etudes de la Neige (CNRM-GAME, Météo France-CNRS) et la division ETNA d'IRSTEA (anciennement CEMAGREF). Il est dédié tout particulièrement à l'étude des effets du vent sur la répartition et la stabilité du manteau neigeux.

3.1.1 Localisation et géographie

Le Col du Lac Blanc est situé à 2720 m d'altitude dans le massif des Grandes Rousses à proximité de la station de ski de l'Alpe d'Huez (Fig. 3.1 (a) et (b)). Il est orienté suivant un axe Nord-Sud (Fig. 3.1 (c)). A l'Ouest, il est bordé par le Dôme des Petites Rousses (2810 m) alors qu'à l'Est s'étend le Massif des Grandes Rousses culminant au Pic Bayle (3465 m). Cette

orientation particulière est l'un des atouts du Col. En effet, les vents dominants sont orientés à plus de 80% suivant un axe Nord-Sud (Fig. 3.2). Ce site se comporte donc comme une soufflerie naturelle et est un endroit privilégié pour l'étude du transport de la neige par le vent.

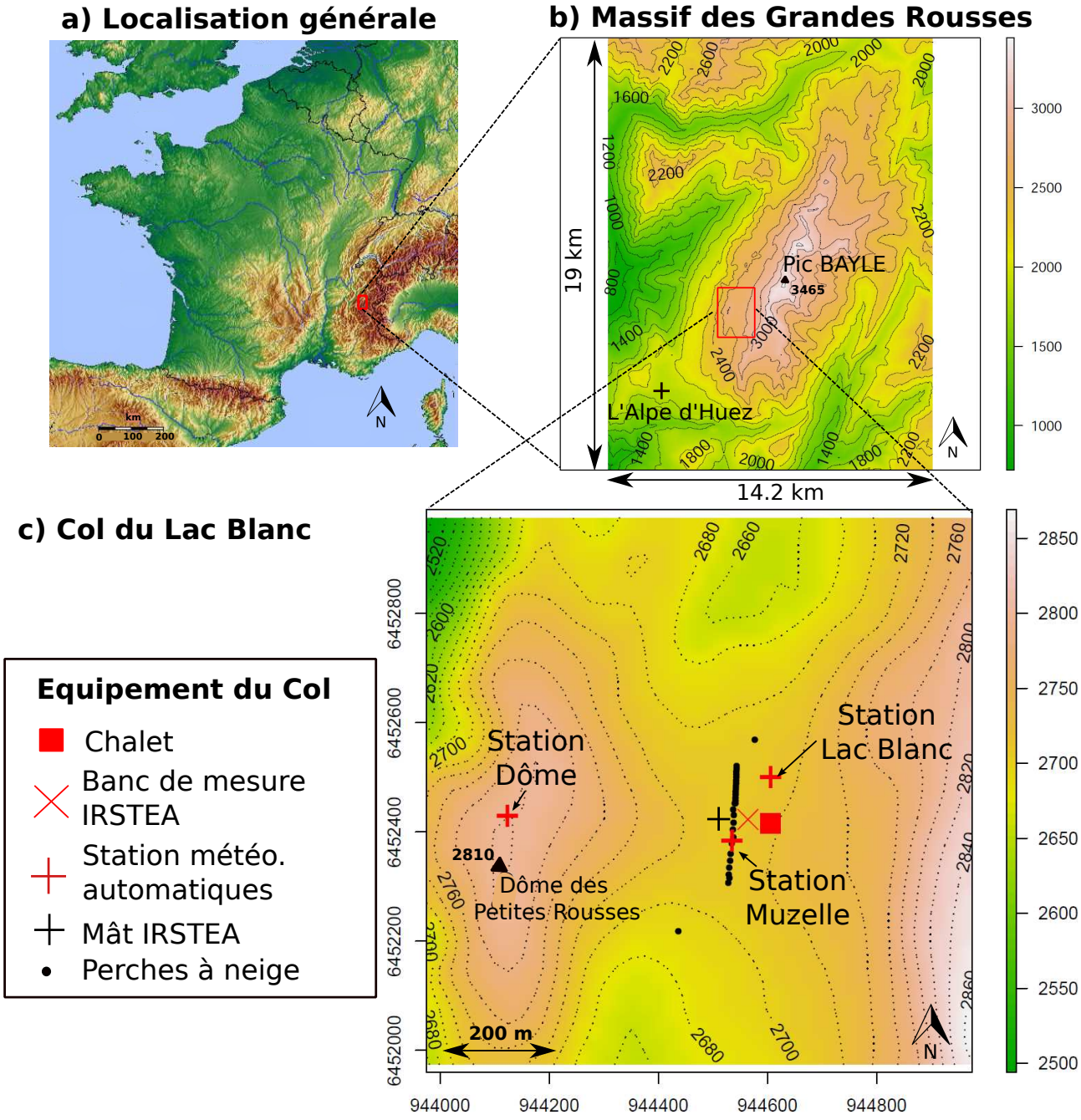


FIGURE *3.1* – *Cartes présentant la localisation du site expérimental du Col du Lac Blanc ainsi que le dispositif en place avant l'hiver 2010/2011.*

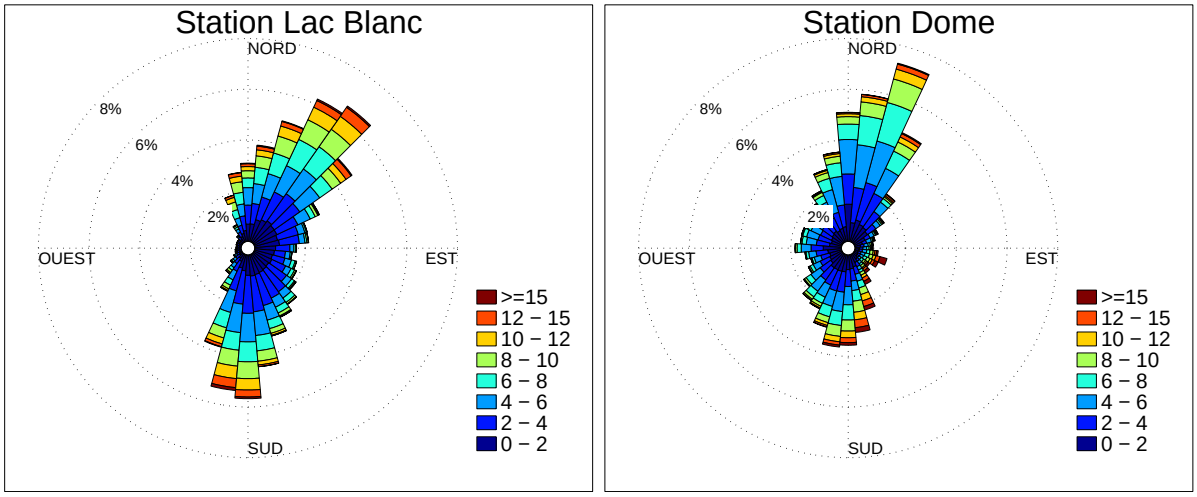
3.1.2 Dispositif expérimental de long terme

Le site expérimental est organisé autour d'un chalet qui abrite les centrales d'acquisition et sert de "camp de base" lors des campagnes de mesures. Le site a été équipé à partir du début des années 1990 et cette partie détaille l'équipement en place avant l'hiver 2010/2011. L'emplacement

de chacun des équipements est précisé sur la Figure 3.1 (c). Le matériel spécifique déployé dans le cadre de cette thèse est présenté au chapitre suivant (Sect. 4.1).

Stations météo. automatiques Trois stations météo. automatiques ont été déployées autour du site expérimental : deux à proximité immédiate du Col (station Lac Blanc côté Nord et station Muzelle côté Sud) et une autre au sommet du Dôme des Petites Rousses à 2810 m (Fig 3.1 (c)). Toutes les 15 minutes, plusieurs paramètres sont enregistrés : vitesse du vent (valeur moyenne, maximale et minimale), direction moyenne du vent, température de l'air (pour les trois stations), épaisseur de neige au sol et équivalent en eau des précipitations (sur les deux stations situées à proximité du Col). Les précipitations sont mesurées avec des pluviomètres chauffant et il convient de considérer ces mesures avec prudence lors de périodes de précipitations neigeuses accompagnées de vent fort (Sevruk et al., 2009).

Les stations automatiques apportent des renseignements sur le régime de vent à proximité du Col et notamment sur les directions privilégiées du vent. La figure 3.2 montre les roses des vents pour la station Lac Blanc et la station Dôme. Elles illustrent la direction privilégiée du vent suivant un axe NNE/S. Cette direction correspond à l'orientation générale du massif des Grandes Rousses (Fig 3.1 (b)). L'effet du Dôme des Petits Rousses sur le vent local au niveau du Col s'observe par l'absence de vent d'ouest sur la station Lac Blanc alors que de tels vents sont observés au niveau de la station Dôme. Les vents d'est observés à la station Lac Blanc sont associés à des vents catabatiques déferlant le long des pentes de la barrière des Grandes Rousses. Ces vents sont généralement très turbulents.



(a) Station Lac Blanc **(b)** Station Dôme

Figure 3.2 – *Roses des vents pour deux stations météo. automatiques pour les hivers 2000-2001 à 2009-2010 (1er Déc. au 1er avril pour chaque hiver). Les données de vent utilisées sont les vitesses moyennes enregistrées toutes les 15 minutes. La position des deux stations est précisée sur la Figure 3.1 (c).*

Mât instrumenté (IRSTEA) Un mât instrumenté d'une hauteur de 10 m a été déployé par IRSTEA en 2007 afin de mieux connaître les conditions d'écoulement à proximité de la surface. Il

comporte six anémomètres à coupelles répartis sur la verticale suivant un profil logarithmique. La température est mesurée à l'aide de sondes platine à deux niveaux séparés de 6 m. La hauteur de ces instruments par rapport à la surface du manteau neigeux dépend de l'accumulation de neige à la base du mât qui est mesurée à l'aide d'un capteur ultrason. Dans la suite de ce travail, ce mât de mesure est désigné par "mât IRSTEA".

Profil horizontal de perches à neige Un profil de perches à neige (4 m de hauteur) d'environ 200 m de longueur a été installé sur le site expérimental de part et d'autre du Col (Fig 3.1 (c)). Les perches sont espacées de 7 m. En saison hivernale, un relevé hebdomadaire de la hauteur de neige au niveau de chaque perche est effectué. Il permet ainsi de documenter l'évolution de la hauteur de neige dans les zones d'érosion et d'accumulation situées à proximité immédiate du Col. Ces informations ont notamment été utilisées pour valider les modèles de transport de neige par le vent développés par le CEN et IRSTEA au cours des dix dernières années (Durand et al., 2001; Michaux et al., 2001; Durand et al., 2005).

Banc de mesure de transport (IRSTEA) IRSTEA a déployé un banc de mesures destiné à recevoir de l'instrumentation dédiée au transport de la neige par le vent. Ce banc de mesures comporte notamment des détecteurs acoustiques du transport de neige (Flow Capt, Chritin et al., 1999) ou encore des supports de filets à neige permettant ainsi de comparer les différents systèmes de mesures (Cierco et al., 2007). Un anémomètre sonique USA1 (Metek) permet de mesurer à la fois les trois composantes de la vitesse de vent et la température de l'air. Ce banc de mesures a été complété par trois Snow Particle Counters (SPC) au cours des hivers 2010-2011 et 2011-2012. Ils sont décrits en 4.1.2.

3.2 Occurrence du transport de neige par le vent sur un site alpin

3.2.1 Résumé de l'article

Les observations météorologiques enregistrées à la station Lac Blanc ont été combinées aux mesures automatiques de hauteur de neige pour détecter les épisodes de transport de neige par le vent selon une méthode experte. Cette méthode prend en compte tous les éléments enregistrés sur le site (paramètres nivo-météorologiques, enregistrement des images de la webcam, simulation Safran pour les précipitations, observations in-situ, ...) et ne conserve que les épisodes de transport dont la durée est supérieure à 4 heures. La base de données ainsi produite couvre les dix hivers de la période 2001/2011 et distingue deux types d'épisodes de transport de neige selon qu'ils s'accompagnent ou non de chute de neige. Les 10 ans d'observations font de cette base de données un jeu de données unique dans tout l'arc alpin.

Les caractéristiques principales des épisodes de transport de neige au Col du Lac Blanc ont pu être identifiées. Le transport de la neige est ainsi observé en moyenne au moins 10.5% du

temps en hiver et présente une variabilité inter-annuelle marquée (de 6.4 à 18% sur la période 2001/2011). Il se produit simultanément à une chute de neige dans 37% des cas. La fréquence d'occurrence des épisodes de transport est contrôlée par l'intensité du vent et l'âge de la neige. Ainsi, 85% des épisodes de transport sont observés durant une chute de neige ou moins d'un jour après la fin des précipitations.

Afin d'évaluer les capacités de Crocus à reproduire l'occurrence des épisodes de transport, des simulations d'évolution du manteau neigeux ont été réalisées au Col du Lac Blanc pour la période 2001/2011. La version de Crocus intégrée à SURFEX a été utilisée dans une configuration 1D identique à celle retenue pour la prévision opérationnelle des avalanches (Durand et al., 1999). Les scores obtenus sur l'occurrence du transport sont les meilleurs lorsque le modèle inclut une paramétrisation tenant compte des effets du vent sur les caractéristiques de la neige tombante et sur la fragmentation des grains déposés au sol. Son utilisation permet d'estimer de manière satisfaisante les quantités de neige mobilisées lors des épisodes de transport présents dans la base de données mais tend à générer des fausses alarmes. Elles sont généralement associées à des épisodes de faible intensité. Une comparaison avec les données d'un Snow Particle Counter pour l'hiver 2010/2011 montre que ces fausses alarmes sont en partie associées à une détection non-systématique des épisodes de faible intensité par la méthode experte utilisée pour constituer la base de données.

3.2.2 Article

La suite de cette étude a été publiée dans la revue Advances in Water Resources :

Vionnet V., G. Guyomarc'h, F. Naaim Bouvet, E. Martin, Y. Durand, C. Bel, H. Bellot, et P. Puglièse : Occurrence of blowing snow events at an alpine site over a 10-year period : observations and modeling, Adv. Water Res., Accepté, 2012.

Elle est rapportée dans la suite de ce chapitre.

Advances in Water Resources xxx (2012) xxx–xxx

Contents lists available at SciVerse ScienceDirect

Advances in Water Resources

journal homepage: www.elsevier.com/locate/advwatres

Occurrence of blowing snow events at an alpine site over a 10-year period: Observations and modelling

V. Vionnet [a,*], G. Guyomarc'h [b], F. Naaim Bouvet [c], E. Martin [a], Y. Durand [b], H. Bellot [c], C. Bel [c], P. Puglièse [b]

[a] Météo France/CNRS, CNRM-GAME URA, 1357 Toulouse, France
[b] Météo France/CNRS, CNRM-GAME URA, 1357 CEN, St. Martin d'Hères, France
[c] IRSTEA, UR ETNA, Saint-Martin d'Hères, France

ARTICLE INFO

Article history:
Available online xxxx

Keywords:
Blowing snow
Blowing snow events
Alpine site
Crocus snowpack model

ABSTRACT

Blowing snow events control the evolution of the snow pack in mountainous areas and cause inhomogeneous snow distribution. The goal of this study is to identify the main features of blowing snow events at an alpine site and assess the ability of the detailed snowpack model Crocus to reproduce the occurrence of these events in a 1D configuration. We created a database of blowing snow events observed over 10 years at our experimental site. Occurrences of blowing snow events were divided into cases with and without concurrent falling snow. Overall, snow transport is observed during 10.5% of the time in winter and occurs with concurrent falling snow 37.3% of the time. Wind speed and snow age control the frequency of occurrence. Model results illustrate the necessity of taking the wind-dependence of falling snow grain characteristics into account to simulate periods of snow transport and mass fluxes satisfactorily during those periods. The high rate of false alarms produced by the model is investigated in detail for winter 2010/2011 using measurements from snow particle counters.

© 2012 Elsevier Ltd. All rights reserved.

1. Introduction

Snow transport strongly influences the temporal and spatial distribution of the snow cover in mountainous areas (e.g. [17,25,4,33]). It occurs throughout the winter in a succession of blowing snow events with and without precipitation. The redistribution of snow through saltation, suspension and preferential deposition results from complex interactions between the local topography, the near-surface meteorological conditions and the surface of the snowpack [25]. This spatial variability has consequences on the snowpack stability and influences the danger of avalanches as cornices and wind slabs are formed during blowing snow events [30]. They result from the deposition of small rounded grains and may be unstable. Forecasting their formation requires detailed information concerning the wind field and the snowpack and remains a challenge for avalanche forecasters [20].

The evolution of the snowpack properties and the temporal distribution of high winds and snowfall define the annual and interannual variability of blowing snow events. Mahesh et al. [29] used 12 years of observations of blowing snow at South Pole station to produce a climatology of blowing snow in Antarctica. A study by Li and Pomeroy [27] defines a method for estimating the probability of occurrence of blowing snow. They combined observations of blowing snow and meteorological conditions recorded at 16 stations over six years in the prairies of Western Canada. Their method illustrates the dependence of the probability of occurrence on the wind speed, air temperature and snow age. Baggaley and Hanesiak [1] carried out a similar study (including meteorological stations from the Canadian Arctic) and suggested a process to forecast significant blowing snow events based on their climatology. In alpine terrain, few studies [32,33] show time series of occurrence of blowing snow events at a given site through one or two winters but, as far as we know, none of them present longer time series. In this study, we analyse 10 years of observations of blowing snow events collected at the experimental site of Col du Lac Blanc (2720 m a.s.l) in the French Alps. Investigations on blowing snow have been conducted at this site since the beginning of the 1990s (e.g. [21,17,34]).

Blowing snow events occur when the wind speed exceeds a threshold value that depends on the snow type at the surface. Pomeroy and Gray [37] reported typical values for the threshold friction velocity (related to the wind speed) ranging from 0.07 to 0.25 m s^{-1} for fresh, loose and dry snow and from 0.25 to 1 m s^{-1} for older, wind-hardened dense snow. Presence of liquid water within the snowpack dramatically increases cohesive forces between snow grains and tends to prevent snow drifting. Several formulations exist for the threshold wind speed for snow transport. Based on a fit to observations in the Canadian Prairies, Li and Pomeroy [26] gave a parameterization of the threshold wind speed

* Corresponding author.
E-mail address: vincent.vionnet@meteo.fr (V. Vionnet).

0309-1708/$ - see front matter © 2012 Elsevier Ltd. All rights reserved.
http://dx.doi.org/10.1016/j.advwatres.2012.05.004

Please cite this article in press as: Vionnet V et al. Occurrence of blowing snow events at an alpine site over a 10-year period: Observations and modelling. Adv Water Resour (2012), http://dx.doi.org/10.1016/j.advwatres.2012.05.004

at 10 m as a function of the air temperature. Other parameterizations use snow properties as a predictor: snow density [28] or snow microstructure properties [41,21,23]. Results from a wind tunnel show that snow density and type are more useful predictors than air temperature for the drift threshold velocity [11].

These paramaterizations of the threshold velocity are used in numerical models dedicated to the study of blowing and drifting snow. The threshold velocity is a critical parameter in equations of mass transport as a function of wind speed (e.g. [36,43]). In alpine terrain, there are two main approaches for modeling blowing snow, depending on the objective:

- Impact of blowing snow on avalanche danger. Operational systems rely on detailed 1D snowpack models where detailed information on the vertical layering of the snowpack is critical [7,6,2]. Topographic effects on the transport are not included [21,23] or are based on virtual slopes [16,24].
- Wind-induced redistribution of snow. Models account for the influence of the real topography on the local wind speed [17,28,25,42]. Such models are numerically expensive and are only available for research purposes.

In this study, we developed a new database of blowing snow events at an alpine site based on a consistent analysis of 10 years of observations. This provided the opportunity to assess the ability of the detailed snowpack model Crocus [7,6,45] to reproduce the occurrence of blowing snow events over a large range of winter conditions. The model was used in a 1D configuration similar to the one used for avalanche forecasting and was forced by observed meteorological data. We tested the impact of different parameterizations that controlled the temporal evolution of the threshold wind speed.

Our paper is organized as follows. Section 2 describes the experimental site of Col du Lac Blanc and the database of blowing snow events. The snowpack model Crocus and its parameterizations regarding snow transport are also presented in Section 2. Section 3 highlights the main features of blowing snow events of the database. Finally the ability of the snow model to reproduce the occurrence of blowing snow events is evaluated and discussed in Section 4.

2. Data and methods

2.1. Observational site: Col du Lac Blanc

The experimental site is at a large, north–south oriented pass (Col du Lac Blanc, Fig. 1). It is located at 2720 m a.s.l. close to the Alpe d'Huez ski resort in the French Alps. Due to the surrounding topography, the pass may be considered as a natural wind tunnel. 90% of observed winds blow from the North–East or South (Fig. 2). Blowing snow has been investigated at this site since the beginning of the 1990s. Recent studies have focused on fine scale processes during blowing snow events [34,35] and the validation of atmospheric snow transport models [17].

Three automatic weather stations (AWS) are located around the pass and record meteorological data every 15 min: wind speed (mean, maximum and minimum), wind direction, air temperature and snow depth by an ultrasonic snow-depth sensor. Two heated precipitation gauges provide information regarding the amount of precipitation. However, they suffer from high uncertainty on the measurements when strong winds occur. For the purposes of this study, we built up a complete meteorological dataset covering the period 2000–2011. Observations of air temperature and wind speed were taken at the northern AWS (Fig. 1 Left) in wintertime (December 1st to March 31st for each winter) and completed for the rest of the year by output from the meteorological analysis system SAFRAN [14]. SAFRAN was originally validated at Col du Lac Blanc. All wind speeds were corrected to a standard 5 m wind to account for snow accumulation below the wind-sensor through the winter. We used a standard log-law and a surface roughness of 1 mm typically measured around the experimental site [34]. As discussed by Schneiderbauer and Prokop [42], the logarithmic wind profile may lead to an overestimation of the friction velocity even though this assumption has been widely used in blowing snow studies (e.g. [25,34]). However, in our study, the correction of the measured wind speed ranged from −5.1 to +3.6% with the logarithmic wind profile and from −3.8 to +2.6% using the profile given by Eq. 28 of [42]. Therefore, although it may not be fully theoretically appropriate, the simple logarithmic assumption does not imply a large error in our case. Downward shortwave and longwave radiation, air humidity and precipitation were not measured at the experimental site or not considered as reliable and the dataset was therefore completed with values analysed by SAFRAN. The final forcing dataset consisted of 11 years of meteorological data at Col du Lac Blanc from 1 August 2000 to 29 June 2011 and was suitable for forcing snow models (see Section 4).

Measuring snow flux is always a key point when numerical models are validated on in situ data. At Col du Lac Blanc first estimations were made during winter 1988–1989 using mechanical traps. Then, to automatically record snow flux, acoustic snowdrift sensors were employed [31,10]. Since 2008 the blowing snow flux is also measured with a snow particle counter (SPC-S7, Niigata

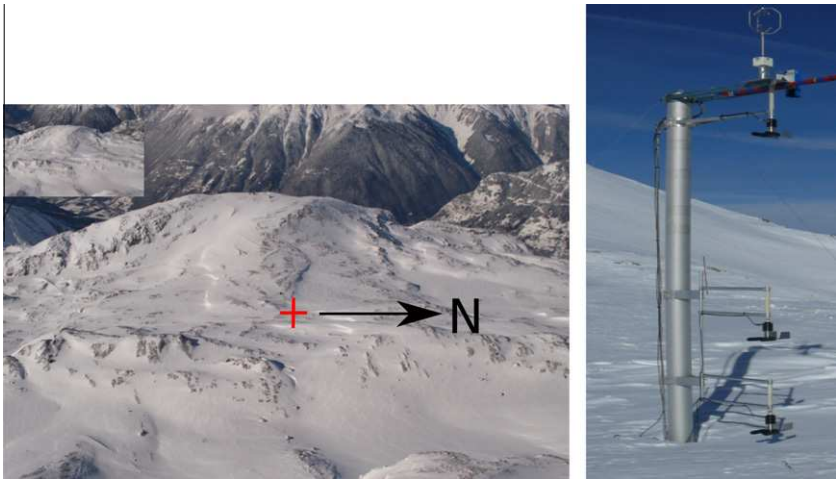


Fig. 1. Left: view of the experimental site. The red cross indicates the location of the northern AWS. Right: experimental set-up for measuring snow flux profiles at Col du Lac Blanc during winter season 2010–2011. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.).

Please cite this article in press as: Vionnet V et al. Occurrence of blowing snow events at an alpine site over a 10-year period: Observations and modelling. Adv Water Resour (2012), http://dx.doi.org/10.1016/j.advwatres.2012.05.004

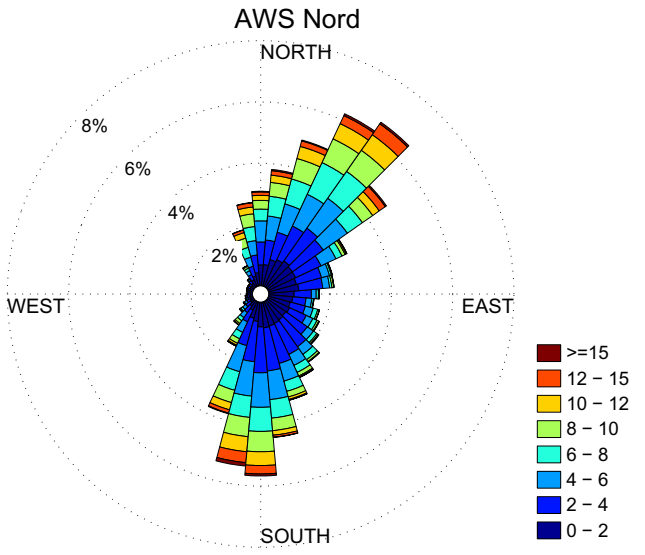


Fig. 2. Wind direction and intensity observed at the North AWS over the period 2000–2009 in wintertime (December 1st to March 31st for each winter).

electric), which works by using an optical method [39]. The diameter and the number of blowing snow particles are detected by their shadows on photosensitive semi-conductors. Electric pulse signals of snow particles passing through a sampling area are sent to an analyzing logger. Thus, the snow particle counter detects particles between 50 and 500 μm in size, divides them into 32 classes and records particle numbers every 1 s. Assuming spherical snow particles, the horizontal snow mass flux, q, is calculated as follows [44]:

$$q = \sum q_d = \sum n_d \frac{4}{3}\pi\left(\frac{d}{2}\right)^3 \rho_p \quad (1)$$

where q_d (kg m^{-2} s^{-1}) is the horizontal snow mass flux for the diameter d (m), n_d is the number flux of the blowing snow particles (part m^{-2}s^{-1}) and ρ_p is the particles density (917 kg m^{-3}). However, it must be pointed out that the flux value is given for a small sampling area (10 mm^2). It was found that for the events studied, the SPC and snow bags showed good agreement [34]. In 2011, three SPC were deployed (Fig. 1 Right). One was set up at a fixed position 4.4 m above the ground. Two others, separated by a fixed distance of one meter, were set up near the snowpack. These two SPC could be raised manually when the height of snow increased (from 0 to 2 m where the measurement were taken). These devices were supplemented by an ultrasonic anemometer and a snow depth sensor SHM30 (Jenoptik) which measured the snow depth at the exact positions of the SPCs. The beam diameter of the laser was approximately 7 mm at the snow surface.

2.2. Databases of blowing snow events

2.2.1. 10-year database: empirical method

Meteorological observations at the northern AWS were compiled with snow depth measurements to establish a database of blowing snow events at Col du Lac Blanc from winter 2001/2002 to winter 2010/2011. A blowing snow event was defined as a time-period when snow on the ground was transported in the atmosphere in saltation and in turbulent suspension. Such event may occur with concurent snowfall. Therefore the database made the distinction between:

- Blowing snow events with concurrent falling snow.
- Blowing snow events with ground snow transport only.

The identification of a blowing snow event relied on an empirical method that required the combination of several datasets (wind, precipitation and snow depth) and their detailed analysis by an expert. Periods of concurrent snowfall and ground snow transport were identified first. They are defined as periods with precipitating snow (total snowfall greater than 5 mm SWE over the period) with a 5 m-wind speed, U_5, higher than $U_{5t} = 6$ m s^{-1}. This threshold wind speed followed the observations of [40] collected during their wind-tunnel experiments on the processes of fracture and accumulation of snowflakes. For $U_5 \geqslant U_{5t}$, they observed that falling snowflakes were completely decomposed into snow crystals when they hit the snow surface and were then blown away. Periods of ground snow transport were then identified at an hourly time step from an analysis of the recordings from the snow depth sensor. This indirect method was developed and tested over ten years of observations at Col du Lac Blanc and has been previously used by Guyomarc'h and Mérindol [21] to identify periods of snow transport. Positive values of the difference between the maximum and minimum snow depth are characteristic of the presence of snow particles between the sensor and the surface of the snowpack. Snow particles in motion above the snowpack surface create indeed interference in the ultrasonic signal. The records from a webcam (installed in 2004) completed the analysis. Such an empirical method provides the start and end dates of each blowing snow event. Only events of duration longer than 4 h were recorded in the database. Section 3 gives details concerning those events. Note that a preliminary version of this database is described in [19].

2.2.2. Winter 2010/2011: SPC measurements

SPC measurements available for winter 2010/2011 were analyzed to build a second database of blowing snow events for that winter. The flux measured by the SPC located in an intermediate position (see Fig. 1) was considered. The height of this SPC above the snow surface was 1.2 m on average with a maximum of 1.4 m and a minimum of 1 m during the winter season. By combining Eqs. 4, 12, 16 published by Naaim-Bouvet et al. [34], it is possible to calculate the ratio of snow fluxes at different heights in the diffusion layer for a given friction velocity and aerodynamic roughness. Thus, by considering $z_0 = 1$ mm and $u_* = 1$ m s^{-1}, estimates of the amount of blowing snow flux 1.2 m above the snow surface during the winter season are given with an error of ±10%.

The data from the others two SPCs were not analysed for this study. The use of data stemming from the SPC located close to the ground distorted the comparison with the model because, firstly, it was sometimes buried under the snow and, secondly, it was not at exactly the same position throughout the winter season (between 0 and 40 cm). As it was located in an area of high snow flux gradient, the measured flux was highly dependent on the height. This made the comparison with the calculated flux in the saltation layer difficult (see Fig. 12). The highest SPC was not able to detect low or moderate blowing snow events with a friction velocity close to the threshold friction velocity.

2.3. Numerical model

We simulated the evolution of the snow cover at the experimental site of Col du Lac Blanc over 10 years using the detailed snowpack model Crocus [7,6,45]. Blowing snow events are simulated by the model when the wind speed exceeds a threshold value that depends on the snow type at the surface [21].

Please cite this article in press as: Vionnet V et al. Occurrence of blowing snow events at an alpine site over a 10-year period: Observations and modelling. Adv Water Resour (2012), http://dx.doi.org/10.1016/j.advwatres.2012.05.004

2.3.1. Main features

Crocus is a one-dimensional multi-layer snow scheme [7,6]. It simulates the evolution of the snowpack as a function of energy and mass-transfer between the snowpack and the atmosphere (radiative balance, turbulent heat and moisture transfer, precipitation) and the snowpack and the ground below (ground heat flux). Metamorphism laws allow Crocus to explicitly simulate the evolution of snow grains in each layer. Crocus uses three variables to describe snow grains: dendricity, d, sphericity, s, and grain size, g_s. Dendricity characterizes freshly fallen snow and varies from 0 to 1; it roughly represents the remaining initial geometry of snow crystals in the layer, and generally decreases over time in a given layer. Sphericity varies between 0 and 1 and describes the ratio of rounded to angular shapes. Snow is firstly considered as dendritic (characterized by d and s) and evolves towards non-dendritic snow (characterized by s and g_s).

In this study, we used the latest version of the snowpack scheme Crocus which has been recently implemented within the framework provided by Météo France's externalized surface module SURFEX [45]. This approach insures full coupling between the snowcover and the soil beneath, through an explicit scheme. Crocus also has coupling routines to several global and regional atmospheric models. Brun et al. [9] and Vionnet et al. [45] provide several examples of such coupling.

2.3.2. Blowing snow in Crocus

Crocus includes parameterizations to simulate the occurrence of blowing snow. They are based on PROTEON, a formulation of the snow erosion threshold adapted to the metamorphism formalism of Crocus. It was developed by Guyomarc'h and Mérindol [21] from observations at Col du Lac Blanc. A driftability index, D, describes the potential for snow erosion for a given snow layer. It follows Crocus formalism and separates dendritic and non-dendritic snow:

$$D = \begin{cases} 0.75d - 0.5s + 0.5 & \text{(dendritic snow)} \\ -0.583g_s - 0.833s + 0.833 & \text{(non-dendritic snow)} \end{cases} \quad (2)$$

Fresh snow (high values of d) presents high values of driftability index, which tend to decrease with time due to sintering cohesion (increase of s). For a given dendricity, faceted crystals are more easily eroded than rounded grain because of the sphericity difference. A crust layer (3 mm) or a wet layer at the top of the snowpack prevents snow drifting.

Guyomarc'h and Mérindol [21] proposed an expression for the threshold wind speed at 5 m, U_{5th}, depending on the driftability index:

$$U_{5th} = \frac{ln(2.868) - ln(1 + D)}{0.085} \quad (3)$$

Guyomarc'h and Mérindol [21] also introduced a parameterization to account for the influence of wind speed, U, on snow grain type during snowfall (d, s = f (U), see Appendix B for details). It is implemented in the French operational system for avalanche forecasting [15]. Under strong wind conditions, snowflakes break upon collision with each other and with the snow surface [40] so that their properties differ from purely fresh snow (d = 1 and s = 0.5 in Crocus formalism). Dendricity tends to decrease while sphericity increases. The grain characteristics of falling snow are of prime importance to reproduce the occurrence of blowing snow events since they control the evolution of snow surface properties and the resulting threshold wind speed.

The parameterization of [21] produces freshly fallen snow grains that have a threshold wind speed (given by Eq. (3)) systematically higher than the ambient wind speed (for $U \leqslant 10$ m s^{-1}, see Fig. 3). This parameterization tends to prevent blowing snow events with concurrent precipitation, whereas 37.3% of blowing snow events are known to occur with simultaneous falling snow at Col du Lac Blanc (cf Section 3.1). Therefore, in our study, we propose a new parameterization to account for wind effects on snow grains. It considers the evolution of snow crystal shape during snowfall and the packing and fragmentation of snow grains under snow transport (with or without precipitation). Liston et al. [28] and Jordan et al. [22] used a similar concept to simulate the wind-dependence of snow density. Two processes represent wind effects on snow grains:

- A new formulation for the characteristics of falling snow follows the observations of [40]. Snowflakes fall as purely fresh snow if $U_5 \leqslant 2$ m s^{-1}. If $U_5 \geqslant 6$ m s^{-1}, snowflakes are decomposed during snowfall and are blown away. Therefore, in contrast to the previous formulation, snowfall occurs simultaneously with ground snow transport if $U_5 \geqslant 6$ m s^{-1} (Fig. 3). Appendix B gives numerical details.
- A specific routine accounts for the compaction and fragmentation of surface layers during blowing snow events in a simplified way, as described in [8] and [45]. Fragmentation is represented in the model by an evolution of surface snow grains towards rounded grains. Atmospheric snow transport occurs when the wind velocity exceeds the threshold value given by PROTEON (Eq. (3)). During a drift event, compaction and fragmentation rates of the grains of the surface layer depend on the excess of wind velocity relative to the threshold value. Compaction and fragmentation rates are propagated to the layers beneath the surface, with an exponential decay, until a snow layer is reached that has a transport threshold larger than the wind velocity.

Note that this parameterization aims to represent some effects of wind drift on the snowpack but does not explicitly handle wind-induced snow redistribution between grid cells and snowdrift sublimation. Such developments are in progress and will allow Crocus to be explicitly coupled with an atmospheric model to simulate snow redistribution by wind [46].

2.3.3. Model simulations

We used Crocus in a 1D stand-alone configuration at Col du Lac Blanc. The 11-year meteorological dataset described in Section 2.1 was used to force the model. Model runs were initialized with no

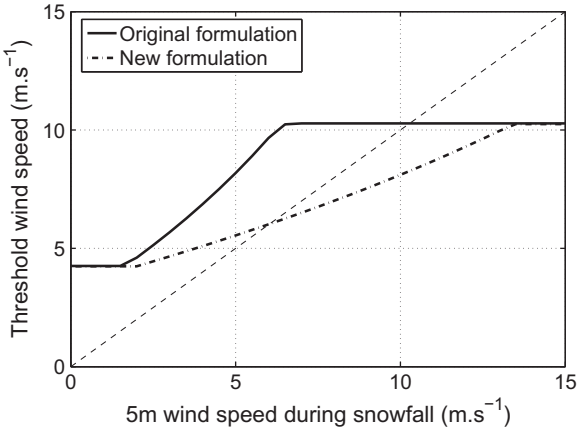


Fig. 3. Threshold wind speed of new accumulated snow as a function of the 5 m wind speed during snowfall. Original formulation refers to the parameterization of [21] for the characteristics (dendricity, sphericity) of falling snow grains while new formulation refers to the parameterization proposed in this study. Appendix B gives numerical details.

Please cite this article in press as: Vionnet V et al. Occurrence of blowing snow events at an alpine site over a 10-year period: Observations and modelling. Adv Water Resour (2012), http://dx.doi.org/10.1016/j.advwatres.2012.05.004

Table 1
Main characteristics of each run.

Experiment	Falling snow grains	Compaction/fragmentation routine
Run 1	Purely fresh snow ($d = 1, s = 0.5$)	No
Run 2	Guyomarc'h and Mérindol [21]	No
Run 3	New formulation Appendix (B)	Yes

snow on the ground on 1 August 2000 and were performed until 29 June 2011. We used the multi-layer diffusive soil model ISBA-DF [5] and considered a 10-meter deep soil, split into 6 layers. The maximum number of snow layers was set at 20.

Three simulations were performed to evaluate the ability of the snow model to predict the occurrence of blowing snow events. We focused on the parameters that control the evolution of threshold wind speed in PROTEON and tested the impact of the different parameterizations described in Section 2.3.2:

- Run 1: fresh snow falls as purely dendritic snow ($d = 1$ and $s = 0.5$). Wind-induced mechanical transformations of snow grains are not taken into account.
- Run 2: grains of falling snow have the characteristics of the original formulation of [21].
- Run 3: wind-dependence of snow grain characteristics follows the new parameterization described in Section 2.3.2.

The main characteristics of each run are summarized in Table 1.

3. Analysis of observations

The content of the 10-year database was studied to provide an estimation of the variability and the main features of blowing snow events during several winters. We identified 72 blowing snow events with concurrent falling snow and 105 blowing snow events without, corresponding to 1044 and 2005 h, respectively.

3.1. Temporal variability

Monthly occurrence of blowing snow events (of both kinds) was obtained by dividing the number of hours when blowing snow events were recorded by the total hours in that month. Fig. 4 shows the monthly average occurrence of blowing snow events over the period 2001–2011. The time series from the winter average is also shown in Fig. 5. Overall, snow transport was observed during 10.5% of the time at Col du Lac Blanc. 37.3% of blowing snow events occurred with precipitating snow. Fig. 4 shows an higher occurrence of blowing snow events without concurrent falling snow in February/March than December. This trend was not observed for blowing snow events with concurrent falling snow. Wet or icy snow conditions can be encountered in December at Col du Lac Blanc, preventing snow transport. Interannual variability is shown in Fig. 5 with a winter average ranging from 6.4% in 2002/2003 to 18.0% in 2003/2004 for events of both kinds. Windy conditions were observed for winter 2003/2004 with wind speed higher than 8 m s^{-1} observed for 23% of the winter (18.5% on average over 10 years).

Blowing snow events stop when the wind diminishes and/or the snow compacts or the loose snow has been transported. Fig. 6 illustrates the distribution of event durations for the two categories. On average, events without concurrent falling snow (average duration: 19.1 h) last longer than events with snowfall (average duration: 14.5 h). Most blowing snow events have durations ranging from 6 to 18 h.

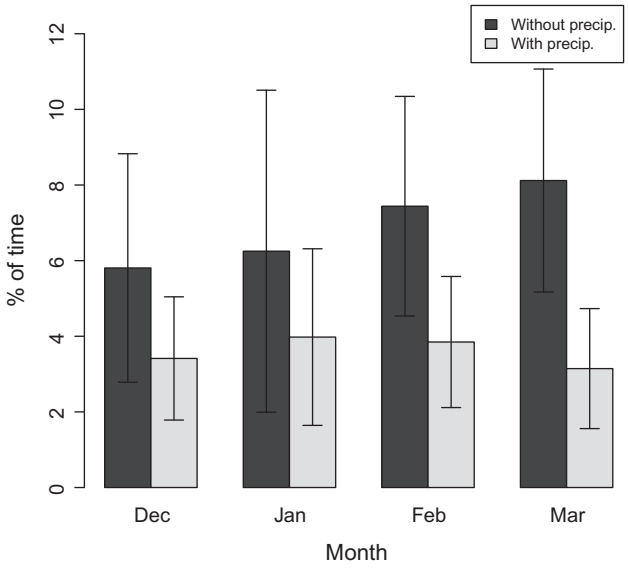


Fig. 4. Percentage of time when blowing snow events with (light grey) and without (dark grey) concurrent falling snow are recorded for each winter month (December 1st to March 31st) over the period 2001–2011. Temporal standard deviations are shown as error bars.

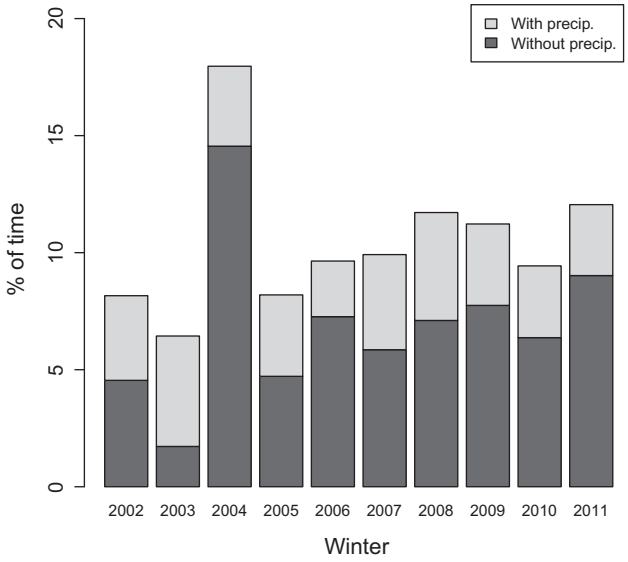


Fig. 5. Percentage of time when blowing snow events are recorded for each winter (December 1st to March 31st) over the period 2001–2011. Dark grey: events without snowfall. Light grey: events with snowfall.

3.2. Influence of snow quality

The type of snow at the surface of the snowpack mainly influences the occurrence of snow drift events without concurrent precipitating snow. When snow is falling with sufficient wind, blown snow particles come from falling snowflakes that break upon collision with each other or with the snow surface. The snow type at the surface influences this mechanism only slightly [40]. For events without precipitating snow, the threshold wind speed for snow transport depends on the type of snow grains at the surface [41,21,23]. The evolution of the type of snow at the surface is controlled by grain changes under thermodynamic metamorphism and snow deposition (coming either from snowfall or from ground snow transported by the wind). Since the snow quality at the sur-

Please cite this article in press as: Vionnet V et al. Occurrence of blowing snow events at an alpine site over a 10-year period: Observations and modelling. Adv Water Resour (2012), http://dx.doi.org/10.1016/j.advwatres.2012.05.004

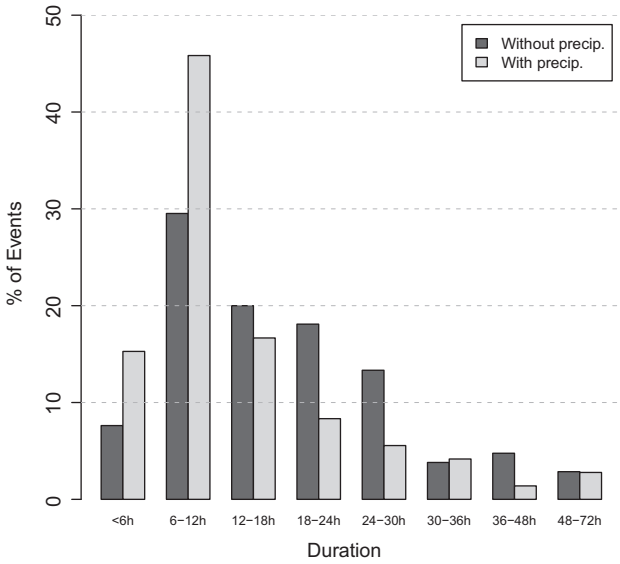


Fig. 6. Distribution of blowing snow event durations: with (light grey) and without (dark grey) concurrent falling snow. The minimum duration of an event in the database is set to 4 h.

face was not included in the observations, we used the snow age (duration since the last snowfall) as a proxy to represent snow cover evolution. The influence of the snow type on the occurrence of snow transport will be addressed in more detail in Section 4, using output from the Crocus snowpack model.

Fig. 7 shows that the snow age is less than 24 h for 70% of the time when blowing snow events occur without concurrent falling snow. If these are combined with the events occurring during snowfall, we find that blowing snow events occur at Col du Lac Blanc 85% of the time during a precipitating event or less than one day after it ends.

3.3. Frequency of occurrence

We studied the occurrence of blowing snow events for given wind speed and snow age. This study followed the approach of

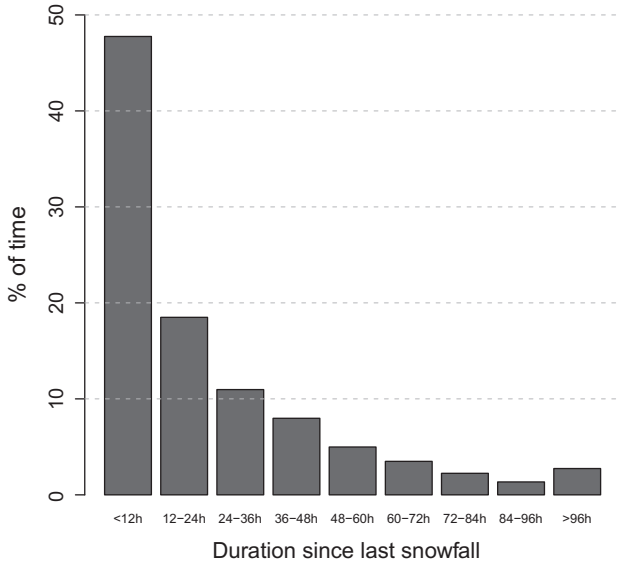


Fig. 7. Distribution of snow age (duration since the last snowfall) for blowing snow events without concurrent precipitating snow.

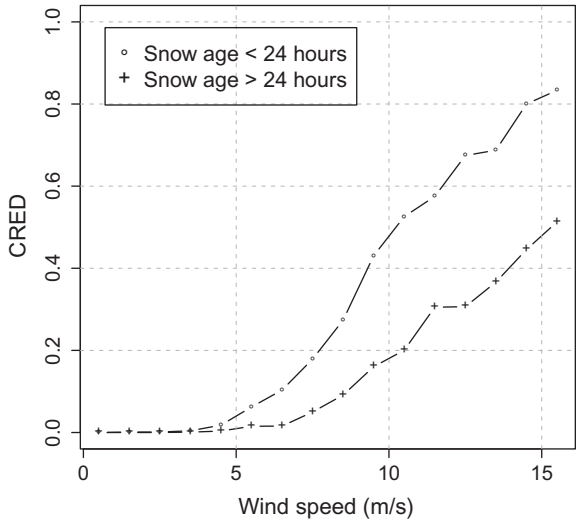


Fig. 8. CRED distribution for blowing snow events without concurrent falling snow divided into two categories: snow age $\leqslant$24 h and snow age $\geqslant$24 h.

[1] to provide an estimation of the frequency of occurrence of blowing snow events for a given condition in terms of snow age and wind speed. A credibility index (CRED) was computed as:

$$\mathrm{CRED} = \frac{p}{p+n} \tag{4}$$

where p is the number of occurrences of blowing snow events under the specific condition and n the number of nonevents for the same specific condition. CRED varies from 0 to 1. A CRED of 0 means that no blowing snow event was observed for the given wind and snow age, while a CRED of 1 says all situations of that type had snow transport. CREDs between 0 and 1 reflect how the given conditions are expected to produce snow transport. CRED was calculated from the meteorological dataset for wind speed ranging from 0 to 16 m s^{-1} (every 1 m s^{-1}). Wind speeds higher than 16 m s^{-1} were not considered since those specific conditions occurred for less than 40 h over the 10-year period. Two categories of snow age were considered: fresh snow ($\leqslant$24 h) and old snow (>24 h). Calculation of CRED was restricted to periods without concurrent falling snow. Events with concurrent snowfall are determined on the basis of a fixed wind threshold and do not present CRED variability for a given wind (CRED of 0 or 1).

Fig. 8 shows that snow transport is never observed for wind speed lower than 4 m s^{-1} (CRED of 0). This observation is coherent with the typical value of threshold wind speed for fresh snow [21]. The frequency then increases with increasing wind speed (for the same snow age category) and with decreasing snow age (at the same wind speed). A wind speed of 10 m s^{-1} produces snow transport in 50% of the cases for fresh snow while a wind speed of 15.5 m s^{-1} is required to reach a frequency of 50% with old snow. This illustrates the impact of the snowpack quality on the occurrence of blowing snow events. This impact is studied in more detail with the output from the Crocus snowpack model in Section 4.

4. Model results

The results from the three model simulations described in Section 2.3.3 and Table 1 were analyzed to study the benefits and limitations of the use of a detailed snowpack model to predict the occurrence of blowing snow events.

Please cite this article in press as: Vionnet V et al. Occurrence of blowing snow events at an alpine site over a 10-year period: Observations and modelling. Adv Water Resour (2012), http://dx.doi.org/10.1016/j.advwatres.2012.05.004

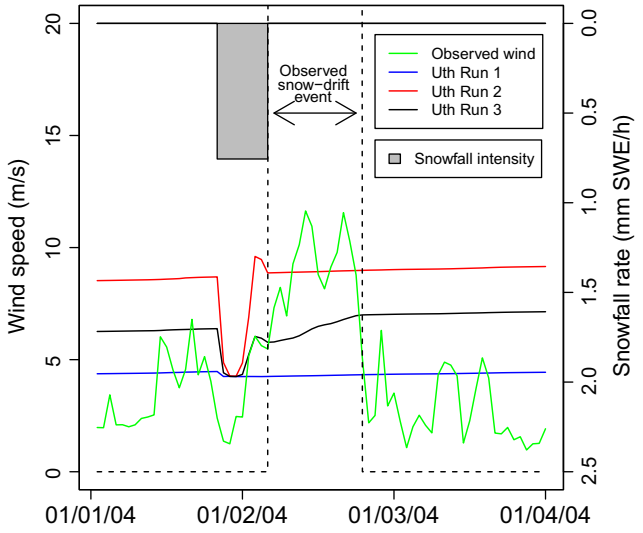


Fig. 9. Threshold wind speed, U_{5th}, for the three simulations and observed 5 m wind speed, U_5, from 1 to 4 January 2004. Dashed vertical lines delimit the observed blowing snow event (without precipitation). Snow transport is simulated in Crocus when the wind speed is higher than the threshold wind speed.

4.1. Evolution of threshold wind speed

The three simulations showed different evolutions of the threshold wind speed U_{5th}. Fig. 9 illustrates this evolution from 1 January 2004 to 4 January 2004. During this period, snowfall was observed before a blowing snow event without precipitation which started at 3 am on 2 January and lasted 15 h. An average wind speed of 9.1 m s^{-1} was recorded for this event. The three simulations have different values of the initial threshold wind speed on 1 January due to the different parameterizations taken for each simulation (Table 1). Blowing snow occurs in the model when the wind speed is higher than the simulated threshold wind speed.

Run 1 had a quasi-constant threshold wind speed equal to the value for fresh snow. In this case, snow grains in the surface layer evolve only under snow metamorphism and mechanical transformations are not taken into account. Each snowfall refreshes the snow surface and keeps U_{5th} close to the value of fresh snow. Run 1 tended, therefore, to overestimate the occurrence of blowing snow events. The simulated blowing snow event started 4 h earlier than the observed one and each peak of wind speed higher than 4.5 m s^{-1} during this 3-day period corresponded to a snow drift occurrence.

The wind-dependence of the falling grains characteristics explains the evolution of U_{5th} during snowfall for Runs 2 and 3 (red[1] and black lines on Fig. 9). Snowfall with a wind speed of 5 to 6 m s^{-1} (1 pm to 4 pm on 2 January) produced new snow layers with a threshold wind speed ranging from 8 to 9.5 m s^{-1} for Run 2 and 5 to 6 m s^{-1} for Run 3 in accordance with Fig. 3. Therefore Run 2 reduced the duration of the blowing snow event that occurred after the snowfall compared to observations. The blowing snow event simulated by Run 2 started 3 h after the observed one and stopped 1 h earlier. Finally, Run 3 reproduced the duration of the event more accurately. It simulated an increase in U_{5th} during the event because of the compaction and fragmentation routine.

[1] For interpretation of colour in Fig. 9, the reader is referred to the web version of this article.

Table 2
Statistical evaluation of each simulation regarding occurrence of blowing snow events (all types) at Col du Lac Blanc in wintertime (1st December 31st March) over the period 2001–2011. Simulated blowing snow events of duration shorter than 4 h are excluded to conform with the database specifications (see Section 2.2).

Simulation	*POD*	*FAR*	*RI*
Run 1	95.5	71.4	26.7
Run 2	47.8	56.2	38.9
Run 3	80.1	55.0	50.0

4.2. Occurrence of blowing snow events over 10 years

For the three simulations the occurrence of snow transport was estimated using an hourly time step and compared with blowing snow events from the database. Blowing snow events with and without concurrent falling snow were considered.

To evaluate the quality of each simulation, the probability of detection (*POD*), false rate alarm ratio (*FAR*) and Rousseau index (*RI*) were calculated:

$$POD = 100\frac{x}{x+y} \quad FAR = 100\frac{z}{z+x} \tag{5}$$

where x is the number of blowing snow occurrences simulated and observed, y the number of occurrences observed but not simulated and z the number of occurrences simulated but not observed. *RI* examines the ability of a model to correctly reproduce reality [38]. The value 0 refers to a forecast purely based on climatology while the value 100 denotes a perfect forecast. Mathematical details are given in Appendix A.

The results for each run are summarized in Table 2. Run 1 showed high values of *POD* and *FAR*. Since U_{5th} remained low in Run 1 (lower than 6 m s^{-1} 76% of the time), blowing snow events were simulated as soon as the wind speed exceeded this low threshold value, overestimating the occurrence of blowing snow events. This illustrates the necessity to take wind action on snow grain evolution into account. The evolution of snow grains under thermodynamic metamorphism is not sufficient to simulate the occurrence of blowing snow events.

Run 2 appeared to be a poorer discriminator of blowing snow events in terms of *RI* than Run 3. The original formulation of PROTEON tends to underestimate the number of blowing snow events. The new parameterization (Run 3) improved the score since it allowed a lower threshold during snowfall. At the same time it did not increase the number of false detections (56.2% for Run 2 and 55% for Run 3). However, both simulations presented a high *FAR*. At least 55% of simulated occurrences were not observed.

4.3. Mass flux

The quantification of snow mass transported during a blowing snow event is of prime importance to estimate the impact in terms of slope loading and avalanche danger. Therefore we compare the mass fluxes simulated by the model with an estimation of the mass fluxes observed during the blowing snow events recorded in the database. Here, the mass transport in saltation is considered as a proxy for total transport as in [24]. During snowfall, extra mass flux from precipitation is not included. We use the formulation of [43] for the saltation transport rate, Q (kg m^{-1} s^{-1}), to compute simulated and estimated fluxes. This formulation has been validated for snow against the saltation model of [12], which in turn has been evaluated against field measurements [13]. The saltation transport rate is calculated as follows:

$$Q = 0.0014\rho_a u_*(u_* - u_{*th})(u_* + 7.6u_{*th} + 205) \tag{6}$$

Please cite this article in press as: Vionnet V et al. Occurrence of blowing snow events at an alpine site over a 10-year period: Observations and modelling. Adv Water Resour (2012), http://dx.doi.org/10.1016/j.advwatres.2012.05.004

where u_* and $u_{*\mathrm{th}}$ (m s^{-1}) are the friction and the threshold friction velocity, respectively derived from the 5 m wind speed and the 5 m threshold wind speed $U_{5\mathrm{th}}$ assuming a logarithmic wind profile and a local roughness of 1 mm. As mentioned in Section 2.1, the logarithmic assumption may lead to an overestimation of the friction velocity [42]. However, in our approach, we only compare relative values of simulated and estimated fluxes. We therefore conclude that friction velocities derived from the log-law are sufficient to compute these fluxes for comparison purposes. Furthermore, the roughness length used for this calculation does not include a change due to saltation following the observations of [13] in alpine terrain. ρ_a (kg m^{-3}) denotes the air density. For the simulations, $U_{5\mathrm{th}}$ was provided by PROTEON (Eq. (3)) while it relied on an estimated value for the observed events as described in the next paragraph. We used the formulation of [18] for the mean saltation height, h_{salt} (m), to convert Q into a saltation mass flux, q_{salt} (kg m^{-2} s^{-1}):

$$q_{\mathrm{salt}} = \frac{Q}{h_{\mathrm{salt}}} \quad \text{with } h_{\mathrm{salt}} = 1.6\frac{u_*^2}{2g} \tag{7}$$

where g is the acceleration due to gravity (ms^{-2}). Lehning and Fierz [24] used the expression of Q to develop a snow drift index to estimate the local mass deposited on the leeward slope. It combines wind speed estimation and snowpack profile simulated by the detailed snow model SNOWPACK [2].

An estimation of the mass flux during the observed event requires an estimation of $U_{5\mathrm{th}}$, which is not present in the database. For blowing snow events without precipitation, the threshold wind speed was determined according to the average between the wind speed of the first hour after the transport started and the wind speed of the previous hour. However, during an event, the wind speed for a particular hour may be lower than the threshold wind speed estimated with the previous method. As an approximation of the threshold wind speed for this condition, the actual wind speed minus 0.5 m s^{-1} was considered to be the threshold, following the same method as [27]. For blowing snow events with concurrent falling snow a constant threshold of 6 m s^{-1} was considered. This value was also used for a blowing snow event without snowfall that occurred right after a blowing snow event with concurrent falling snow.

The total mass in saltation simulated by the model for each event of the database is compared with that estimated from the observations during the same event (Fig. 10). Run 3 shows better agreement with the estimated masses than Run 2 for blowing snow events with and without concurrent falling snow. As mentioned before, Run 2 especially underestimates the intensity of blowing snow events with concurrent falling snow (red crosses on Fig. 10). Run 3 illustrates the ability of the snowpack model to capture the intensity of blowing snow events of both kinds satisfactorily.

The main limitation identified in Table 2 for the three model runs pertains to the high rate of false alarms. We investigated it in terms of mass flux and restricted our analysis to Run 3 which provided the best results in terms of occurrence of blowing snow events and simulated mass transport. 55.0% of blowing snow occurrences simulated by Run 3 were false alarms (Table 2). Fig. 11 (top) shows that, every winter, the model simulates more false alarms than the number of events observed in the database. The events considered in this analysis have a minimal duration of 4 hours to be consistent with the database. On average, 36 false alarm events are simulated per winter while 18 blowing snow events are observed. However, the average mass transported per event is higher for the observed events than for the false alarms (Fig. 11, bottom), except for winter 2002/2003. Therefore the model using the adapted version of PROTEON (Run 3) manages to grasp the intensity of the observed snow drift events satisfactorily

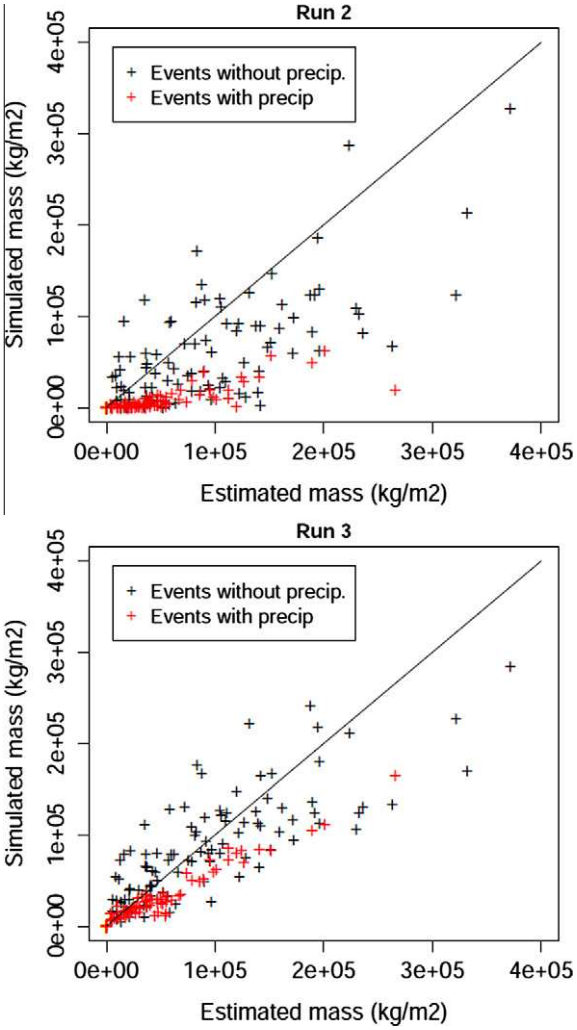


Fig. 10. Comparison of simulated and estimated transported mass for each blowing snow event in the 10-year database: Run 2 (top) and Run 3 (bottom). The estimated transported mass for an observed blowing snow event relies on an estimation of the threshold wind speed for this event.

(Fig. 10) but simulates numerous false alarm events of smaller intensity throughout the winter (Fig. 11, bottom). Potential reasons for these false alarms are detailed in the next section.

4.4. Discussion

The results from the three model simulations illustrate the necessity of considering the wind-dependence of falling snow grain characteristics if blowing snow events and mass fuxes during those events are to be simulated properly. Despite improvements in the probability of detection using an adapted version of PROTEON (Run 3), the model still produces numerous false alarms throughout the winter. This results from limitations in the one-dimensional modelling approach and in the database of blowing snow events itself.

In Crocus using the adapted version of PROTEON (Run 3), wind has consequences on the falling snow grains and on the grains within layers close to the surface depending on the transport intensity. However, erosion of surface layers and deposition of transported snow are not taken into account due to the 1D configuration of the model. For example, tiny layers of fresh snow at the surface of the snowpack are not eroded in the model when wind is sufficiently strong and are simply compacted and fragmented. Such a layer at

Please cite this article in press as: Vionnet V et al. Occurrence of blowing snow events at an alpine site over a 10-year period: Observations and modelling. Adv Water Resour (2012), http://dx.doi.org/10.1016/j.advwatres.2012.05.004

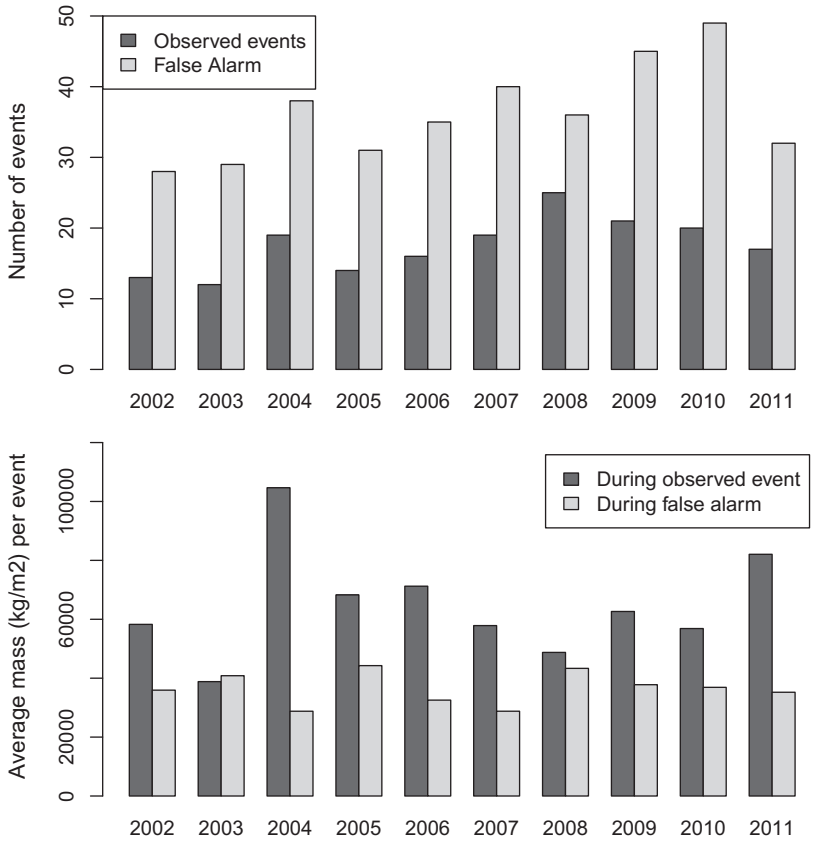


Fig. 11. Top: Numbers of false alarms given by Run 3 and observed blowing snow events present in the database for each winter. An event has a minimum duration of 4 h. Bottom: average transported mass per event simulated by Run 3 for false alarms and during the observed events present in the database for each winter.

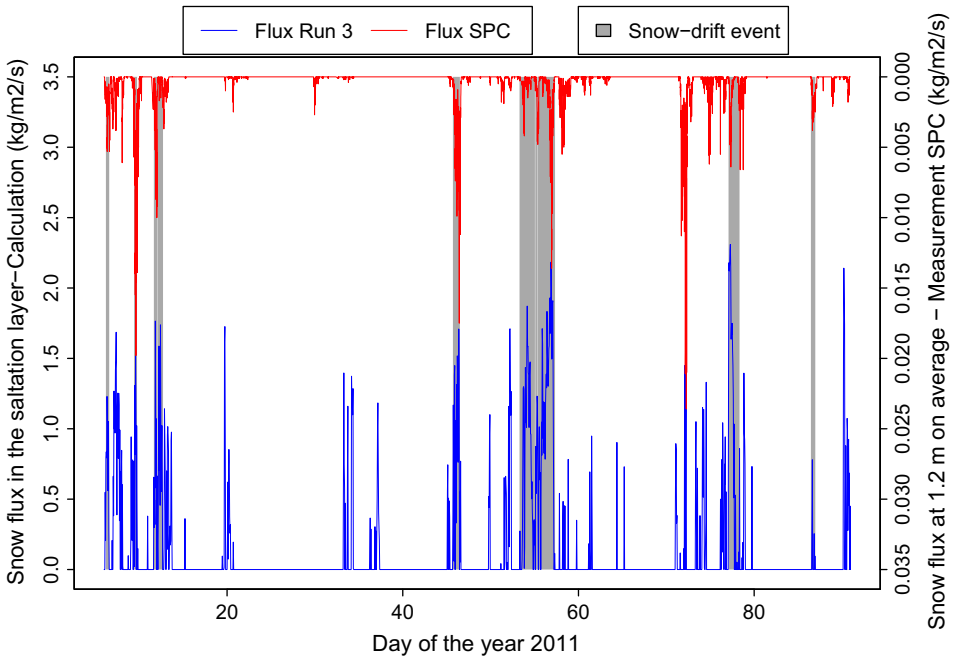


Fig. 12. Snow particle fluxes in kg $m^{-2}s^{-1}$: measured by SPC at 1.2 m on average above the snow surface (red) and simulated by the model in the saltation layer using Sørensen's formulation (Run 3, blue). Blowing snow events from the 10-year database are shown in gray. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

the surface of the snowpack may extend the duration of a simulated blowing snow event though it may have been quickly eroded in reality. Erosion processes have been implemented in snow models used in a 1D configuration [22,24]. However, we decided not to

Table 3
Statistical evaluation of Run 3 regarding occurrence of blowing snow events (all types) at Col du Lac Blanc for two databases: 10-year database and SPC measurements. The time period considered covered 6 January to 31 March 2011. Definitions of *POD*, *FAR* and *RI* are given in Section 4.2.

Database	*POD*	*FAR*	*RI*
10-year	80.7	56.4	49.6
SPC	58.2	27.0	54.7

include such a parameterization in our model since we intended to couple it with an atmospheric model to simulate snow redistribution in a coupled way [46].

The detection of blowing snow events in the 10-year database is based on analysis of the records from the snow-depth ultrasonic sensor. This method is an indirect measurement and presents limitations. By comparing these records to the SPC measurements for winter 2010/2011, we found that the events in the 10-year database accounted for 47% of the total transported mass measured by the SPC. Each event present in the 10-year database corresponded to a signal on the SPC as illustrated by Fig. 12. However the empirical method tended to miss the beginning and the end of the events and some events were not detected with this method. For example, both SPC and model showed a transport signal around day 72 that did not correspond to an event in the 10-year database (Fig. 12). This event showed a weak signal on the recordings from the snow-depth ultrasonic sensor with an average wind speed of 8 m s^{-1} and was not detectable with the empirical method. A similar event occurred around day 45 but was included in the database because some of the authors were present at the experimental site. Therefore, for winter 2010/2011, it appears that the 10-year database gathers together the main blowing snow events but misses some events of generally lower intensity (except for day 72). This has consequences on the evaluation of the simulation results.

Fig. 12 also compares the simulated mass fluxes for Run 3 with the SPC mass fluxes. The flux intensities differ since they are not expressed at the same height (saltation layer for the model, 1.2 m on average above the snow surface for the SPC). The two time series show satisfactory agreement in terms of occurrence. However, the model does not seize the variability of transport intensity illustrated by the variations in the SPC signal. Over the measurement period, Run 3 detected 61% of the total transported mass measured by the SPC while Run 2 (not shown) captured only 33%.

Several events identified as false alarms according to the 10-year database correspond to observed transport from the SPC (for example the event around day 72 on Fig. 12). Table 3 summarizes the statistical evaluation of Run 3 according to the database. As mentioned earlier, SPC measurements showed more blowing snow events than the 10-year database. When compared to the model, this tended to decrease both *POD* and *FAR* resulting in an overall increase of *RI*. *FAR* was reduced by more than 50%. In terms of mass, 43.5% of the simulated total mass was transported during what the 10-year database classifies as false alarms whereas this proportion decreases to 15% when SPC measurements are considered. Therefore, the high rate of false alarms for Run 3 mentioned in Table 2 is partially associated with non-detection of blowing snow events of lower intensity in the 10-year database. Automatic measurements relying on SPC or present weather-sensors [3] could improve detection and complete the database.

5. Conclusion

Meteorological observations and measurements from an ultrasonic snow depth sensor were combined to produce an original database of blowing snow events at the experimental site of Col du Lac Blanc (French Alps) covering the period 2001/2011. This database is unique at an alpine site. We divided the occurrence of blowing snow events into cases with and without concurrent falling snow. Overall we identified 72 blowing snow events with concurrent falling snow and 105 blowing snow events without, with an imposed minimum duration of 4 h.

The analysis of the database showed that snow transport was observed at least during 10.5% of the time in winter and, for 37.3% of that time occurred with concurrent falling snow. However, the occurrence of blowing snow events showed a strong interannual variability ranging from 6.4% for winter 2002/2003 to 18.0% for winter 2003/2004. The snow age and the wind-intensity controlled the frequency of occurrence of blowing snow. 85% of the time, blowing snow events occurred during a precipitating event or less that one day after it ended. A comparison with automatic measurements from SPC (available for winter 2010/2011) showed that the database contained most of the main blowing snow events but lacked some events of lower intensity. Therefore the 10-year database tended to underestimate the occurrence of blowing snow events. Automatic devices such as SPC bring improvements to the database and will be used systematically in the coming years.

We used this database to test the ability of the detailed snowpack model Crocus to reproduce the occurrence of blowing snow events. For this study, a new parameterization considered the wind-dependence of snow crystal shape during snowfall (dendricity, sphericity) and the packing and fragmentation of snow grains due to snow transport (with or without precipitation). Model results highlight the necessity to take this wind dependence of snow grain characteristics into acount. The new parameterization satisfactorily captured the occurrence of blowing snow events and mass fluxes during those events. However, numerous false alarms of lower intensity were still simulated. They resulted from limitations in one-dimensional simulation and in detection with the ultra-sonic snow-depth sensor compared to SPC.

Investigations of blowing snow using one dimensional snow model necessarily have limitations concerning erosion and deposition processes. However, this study was based on a similar configuration to the one used for avalanche forecasting in the French and Swiss operational system [15,24] and such approaches will still prevail in the coming years. The parameterization of the wind-dependence of snow grain characteristic will therefore be tested in an operational configuration. Progress made using the 1D configuration of the snow model will be also easy to transfer to distributed simulation platforms such as Sytron 2 and 3 [17] and Meso-NH/Crocus [46].

Acknowledgments

The technical staff of CEN and IRSTEA is thanked for maintaining the instruments at Col du Lac Blanc and handling data acquisition and storage. We thank E. Brun (CNRM-GAME, Toulouse) for useful discussions with respect to Crocus. In addition, we thank the editors and the two anonymous reviewers for providing valuable feedback.

Appendix A. Rousseau index

The Rousseau index was originally defined to compare predicted and observed rainfall datasets [38]. Considering a 2×2 contingency table made of four numbers: x the number of events forecast and observed, y the number of events forecast but not observed, z the number of events not forecast but observed and w the number of events neither forecast nor observed, the Rouseau index RI is defined as:

$$\mathrm{RI} = 100\frac{xw - \left(\frac{y+z}{2}\right)^2}{\left(x+\frac{y+z}{2}\right)\left(w+\frac{y+z}{2}\right)} \quad (A.1)$$

The range of RI is −100 to +100. Negative values indicate that climatology is better, 0 means no skill, and a perfect forecast obtains a RI of 100.

Appendix B. Characteristics of falling snow grains

The parameterization of [21] gives the dendricity and sphericity of falling snow grains as a function of wind speed, U, (in ms^{-1}):

$$d_{\mathrm{fall}} = \min[\max(1.29 - 0.17U, 0.2), 1] \quad (B.1)$$

$$s_{\mathrm{fall}} = \min[\max(0.08U + 0.38, 0.5), 0.9] \quad (B.2)$$

In this study, we propose a new formulation following the observations of [40]. It allows ground snow transport to occur simultaneously with snowfall for $U_5 \geqslant 6\ \mathrm{m\ s}^{-1}$:

$$d_{\mathrm{fall}} = \min[\max(1.14 - 0.07U, 0.2), 1] \quad (B.3)$$

$$s_{\mathrm{fall}} = \min[\max(0.035U + 0.43, 0.5), 0.9] \quad (B.4)$$

References

[1] Baggaley D, Hanesiak J. An empirical blowing snow forecast technique for the Canadian Arctic and the Prairie Provinces. Weather Forecast 2005;20:51–62.
[2] Bartelt P, Lehning M. A physical SNOWPACK model for the Swiss avalanche warning: Part I: numerical model. Cold Reg Sci Technol 2002;35(3):123–45.
[3] Bellot H, Trouvilliez A, Naaim-Bouvet F, Genthon C, Gallée H. Present weather-sensor tests for measuring drifting snow. Ann Glaciol 2011;52(58):176–84.
[4] Bernhardt M, Liston G, Strasser U, Zängl G, Schulz K. High resolution modelling of snow transport in complex terrain using downscaled MM5 wind fields. The Cryosphere 2010;4:99–113.
[5] Boone A, Masson V, Meyers T, Noilhan J. The influence of the inclusion of soil freezing on simulations by a soil–vegetation–atmosphere transfer scheme. J Appl Meteorol 2000;39:1544–69.
[6] Brun E, David P, Sudul M, Brunot G. A numerical model to simulate snow cover stratigraphy for operational avalanche forecasting. J Glaciol 1992;38:13–22.
[7] Brun E, Martin E, Simon V, Gendre C, Coleou C. An energy and mass balance model of snow cover suitable for operational avalanche forecasting. J Glaciol 1989;35:333–42.
[8] Brun E, Martin E, Spiridonov V. Coupling a multi-layered snow model with a GCM. Ann Glaciol 1997;25:66–72.
[9] Brun E, Six D, Picard G, Vionnet V, Arnaud L, Bazile E, et al. Snow/atmosphere coupled simulation at Dome C, Antarctica. J Glaciol 2011;52:721–36.
[10] Cierco F, Naaim-Bouvet F, Bellot H. Acoustic sensors for snowdrift measurements: how should they be used for research purposes? Cold Reg Sci Technol 2007;49(1):74–87.
[11] Clifton A, Ruedi J, Lehning M. Snow saltation threshold measurements in a drifting-snow wind tunnel. J Glaciol 2006;52(179):585–96.
[12] Doorschot J, Lehning M. Equilibrium saltation: mass fluxes, aerodynamic entrainment, and dependence on grain properties. Bound Layer Meteor 2002;104(1):111–30.
[13] Doorschot J, Lehning M, Vrouwe A. Field measurements of snow-drift threshold and mass fluxes, and related model simulations. Bound Layer Meteor 2004;113(3):347–68.
[14] Durand Y, Brun E, Mérindol L, Guyomarc'h G, Lesaffre B, Martin E. A meteorological estimation of relevant parameters for snow models. Ann Glaciol 1993;18:65–71.
[15] Durand Y, Giraud G, Brun E, Mérindol L, Martin E. A computer-based system simulating snowpack structures as a tool for regional avalanche forecasting. J Glaciol 1999;45(151):469–84.
[16] Durand Y, Guyomarc'h G, Merindol L. Numerical experiments of wind transport over a mountainous instrumented site: I. Regional scale. Ann Glaciol 2001;32(1):187–94.
[17] Durand Y, Guyomarc'h G, Mérindol L, Corripio J. Improvement of a numerical snow drift model and field validation. Cold Reg Sci Technol 2005;43(1–2):93–103.
[18] Greely R, Iversen J. Wind as a geological process on Earth, Mars, Venus and Titan. Cambridge: Cambridge University Press; 1985.
[19] Guyomarc'h G, Durand Y, Key parameters for local drifting snow events, In: Proceedings of international snow science workshop, Squaw Valley, CA, 2010. p. 706–711.
[20] Guyomarc'h G, Durand Y, Giraud G, Towards an integration of snowdrift modeling in the operational avalanche forecast, In: Proceedings of the international snow science workshop, Whistler, Canada, 2008. p. 642–648.
[21] Guyomarc'h G, Mérindol L. Validation of an application for forecasting blowing snow. Ann Glaciol 1998;26:138–43.
[22] Jordan R, Andreas E, Makshtas A. Heat budget of snow-covered sea ice at North Pole 4. J Geophys Res 1999;104(C4):7785–806.
[23] Lehning M, Doorschot J, Bartelt P. A snowdrift index based on SNOWPACK model calculations. Ann Glaciol 2000;31(1):382–6.
[24] Lehning M, Fierz C. Assessment of snow transport in avalanche terrain. Cold Reg Sci Technol 2008;51(2–3):240–52.
[25] Lehning M, Löwe H, Ryser M, Raderschall N. Inhomogeneous precipitation distribution and snow transport in steep terrain. Water Resour Res 2008;44(7):W07404.
[26] Li L, Pomeroy J. Estimates of threshold wind speeds for snow transport using meteorological data. J Appl Meteorol 1997;36:205–13.
[27] Li L, Pomeroy J. Probability of occurrence of blowing snow. J Geophys Res 1997;102:21955–64.
[28] Liston G, Haehnel R, Sturm M, Hiemstra C, Berezovskaya S, Tabler R. Simulating complex snow distributions in windy environments using SnowTran-3D. J Glaciol 2007;53(181):241–56.
[29] Mahesh A, Eager R, Campbell J, Spinhirne J. Observations of blowing snow at the South Pole. J Geophys Res 2003;108(D22):4707.
[30] Meister R. Influence of strong winds on snow distribution and avalanche activity. Ann Glaciol 1989;13:195–201.
[31] Michaux J-L, Naaim-Bouvet F, Naaim M. Drifting-snow studies over an instrumented mountainous site: II. Measurements and numerical model at small scale. Ann Glaciol 2001;32(1):175–81.
[32] Michaux J-L, Etude, compréhension et modélisation des phénomènes liés au transport de la neige par le vent. Ph.D. Thesis, Université Joseph Fourier, Grenoble, France, 2003.
[33] Mott R, Schirmer M, Bavay M, Grünewald T, Lehning M. Understanding snow-transport processes shaping the mountain snow-cover. The Cryosphere 2010;4:545–59.
[34] Naaim-Bouvet F, Bellot H, Naaim M. Back analysis of drifting-snow measurements over an instrumented mountainous site. Ann Glaciol 2010;51(54):207–17.
[35] Naaim-Bouvet F, Naaim M, Bellot H, Nishimura K. Wind and drifting-snow gust factor in an alpine context. Ann Glaciol 2011;52(58):223.
[36] Pomeroy J, Gray D. Saltation of snow. Water Resour Res 1990;26(7):1583–94.
[37] Pomeroy J, Gray D, Snowcover accumulation, relocation and management, National Hydrology Research Institute Science, Report 7, Environment, Canada, 1995.
[38] Rousseau D, A new skill score for the evaluation of yes/no forecasts, In: WMO Symposium on Probabilistic and Statistical methods in weather forecasting, 1980. p. 8–12.
[39] Sato T, Kimura T, Ishimaru T, Maruyama T. Field test of a new snow-particle counter (SPC) system. Ann Glaciol 1993;18:149–54.
[40] Sato T, Kosugi K, Mochizuki S, Nemoto M. Wind speed dependences of fracture and accumulation of snowflakes on snow surface. Cold Reg Sci Technol 2008;51(2–3):229–39.
[41] Schmidt R. Threshold wind-speeds and elastic impact in Snow transport. J Glaciol 1980;26:453–67.
[42] Schneiderbauer S, Prokop A. The atmospheric snow-transport model: SnowDrift3D. J Glaciol 2011;57(203):526–42.
[43] Sørensen M. An analytic model of wind-blown sand transport. Acta Mech 1991:67–81.
[44] Sugiura K, Nishimura K, Maeno N, Kimura T. Measurements of snow mass flux and transport rate at different particle diameters in drifting snow. Cold Reg Sci Technol 1998;27(2):83–9.
[45] Vionnet V, Brun E, Morin S, Boone A, Faroux S, Moigne PL, et al. The detailed snowpack scheme Crocus and its implementation in SURFEX v7.2. Geosci Model Dev 2012;5:773–91.
[46] Vionnet V, Martin E, Masson V, Brun E, Durand Y, Guyomarch C, Lac, Simulations of snow-drift events in an alpine terrain, In: Proceedings of the IUGG General Assembly, 28 June-07 July, Melbourne, Australia, 2011.

Please cite this article in press as: Vionnet V et al. Occurrence of blowing snow events at an alpine site over a 10-year period: Observations and modelling. Adv Water Resour (2012), http://dx.doi.org/10.1016/j.advwatres.2012.05.004

3.3 Conclusion du chapitre

La première partie de cette étude visait à déterminer les caractéristiques principales des épisodes de transport de neige par le vent observés au Col du Lac Blanc. Pour cela, une base de données regroupant les épisodes de transport détectés pendant dix hivers consécutifs (2001/2011) a été utilisée. Cette base de données est unique pour un site alpin. Au total, 177 épisodes de transport ayant une durée minimale de 4 h ont été détectés. Ils se répartissent en 105 épisodes de transport pur et 72 épisodes de transport avec précipitations. Le transport de le neige est donc observé pendant au moins 10.5 % du temps en hiver. Dans plus de 80% des cas, il est simultané à une chute de neige ou se déroule moins d'un jour après la fin des précipitations. Cette caractéristique illustre l'intérêt de connaître la qualité de la neige de surface pour déterminer l'occurrence du transport. Une comparaison avec les mesures automatiques d'un compteur de particules de neige (SPC) pour l'hiver 2010/2011 a montré que la base de données contient les principaux épisodes de transport mais tend à sous-estimer l'occurrence des épisodes de plus faible intensité. Ainsi, la base de donnée doit être considérée comme représentative des propriétés des principaux épisodes de transport observés au Col du Lac Blanc pendant 10 ans.

Dans une seconde partie, la base de données a été utilisée pour tester les capacités du modèle Crocus à reproduire l'occurrence des épisodes de transport au cours des dix hivers. Les résultats montrent que les métamorphoses thermodynamiques seules ne permettent pas de reproduire une évolution réaliste de la vitesse seuil de transport. La prise en compte des transformations mécaniques induites par le vent est nécessaire. Dans cette étude, elle se fait via une nouvelle paramétrisation qui inclut les effets du vent sur la forme des cristaux de neige tombante et sur la fragmentation des grains de neige déposés au sol. Cette paramétrisation permet au modèle d'estimer correctement les quantités de neige mobilisées au cours des épisodes de transport. De nombreuses fausses alarmes de faible intensité sont cependant simulées. Elles s'expliquent par les limitations imposées par le caractère unidimensionnel de la simulation et par les limites de détection de la base de données mise en valeur lors de la comparaison avec le SPC.

La partie de modélisation de cette étude repose sur une utilisation 1D de la nouvelle version de Crocus intégrée à SURFEX. Cette configuration présente des limitations quant à la représentation des processus d'érosion et d'accumulation. Cependant, elle est identique à celle retenue pour la prévision opérationnelle des avalanches en France (Durand et al., 1999) et cette approche restera valable dans les années à venir. La paramétrisation des effets du vent introduite dans cette étude pourra donc être testée dans la future chaîne opérationnelle incluant le transport de la neige par le vent basée sur Sytron 1 (Durand et al., 2001). Elle sera par ailleurs utilisée lors du couplage à Meso-NH pour décrire les propriétés de la neige tombante (Chap. 5).

Chapitre 4

Campagnes d'observations intensives

Au cours des hivers 2010/2011 et 2011/2012, le site expérimental du Col du Lac Blanc a été le siège de deux campagnes de mesures intensives. Elles visaient à documenter des épisodes de transport de neige par le vent en collectant des données avant, pendant et après ces épisodes. Ainsi, un laser terrestre a été déployé sur le site afin de produire des cartes de hauteur de neige et suivre son évolution au cours de temps. Ces observations ont été complétées par des mesures de flux de particules au cours de plusieurs épisodes de transport. L'ensemble des données collectées constitue un jeu d'évaluation complet pour les modèles de transport de neige par le vent en zone alpine et notamment Meso-NH/Crocus.

Ces deux campagnes ont été mises en œuvre dans le cadre du projet LEFE/INEV (Interactions Neige Et Vent) accepté en Décembre 2010. Il résulte d'une collaboration entre le CNRM-GAME (GMME, Toulouse et CEN, Grenoble), IRSTEA (unité ETNA, Grenoble), l'université BOKU (Vienne, Autriche), le LEGI (Grenoble) et le LGGE (Grenoble).

Ce chapitre présente les campagnes de mesures et les observations collectées. Il détaille tout d'abord l'équipement spécifique déployé au Col du Lac Blanc pendant les deux campagnes puis donne un aperçu général des conditions nivo-météorologiques rencontrées. Les profils verticaux de vitesse de vent et de flux de particules de neige sont ensuite analysés. Enfin, la dernière partie est consacrée au suivi de l'évolution de la hauteur de neige autour du site expérimental.

4.1 Dispositif expérimental des campagnes de mesures

4.1.1 Description générale

Le dispositif expérimental de long terme du Col du Lac Blanc (Sect. 3.1.2) a été complété au cours des hivers 2010/2011 et 2011/2012 pour permettre les mesures envisagées dans le cadre du projet INEV. Les mesures supplémentaires liées aux deux campagnes de mesures comprennent :

- des mesures des flux de particules de neige soufflée à l'aide de deux profils de filets à neige et de trois Snow Particle Counters (détaillées en 4.1.2) ;
- l'étude des profils verticaux de vent, de température et d'humidité relative près de la surface (détaillée en 4.1.3) ;

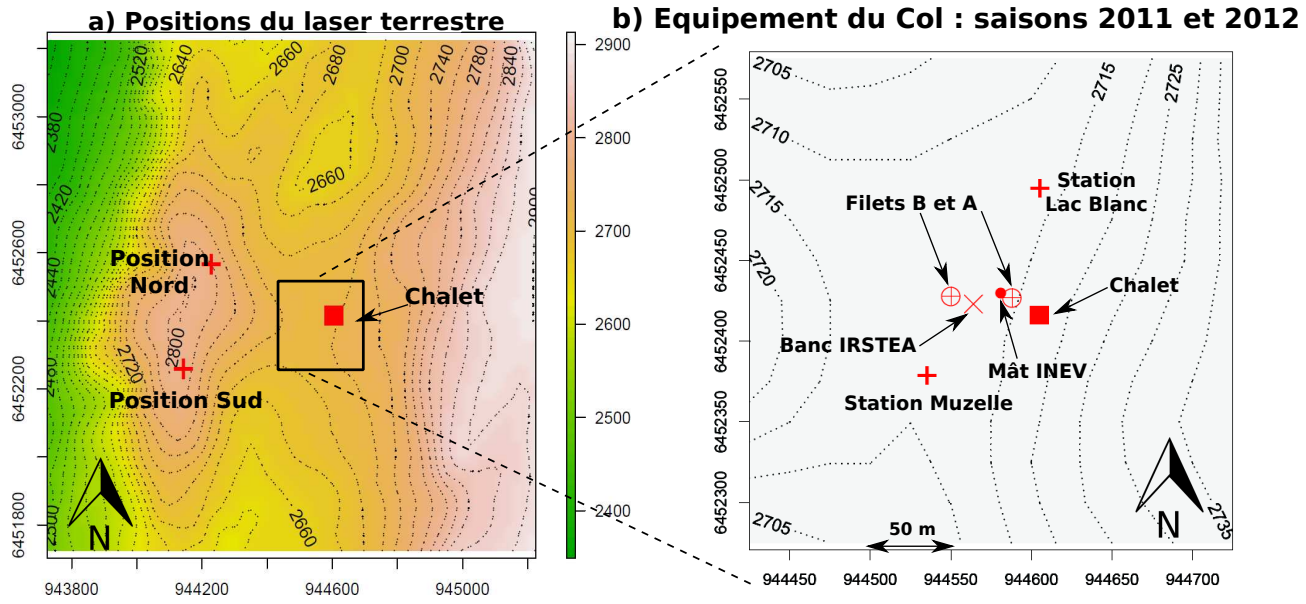


Figure 4.1 – *Cartes du dispositif expérimental installé au Col du Lac Blanc lors des deux campagnes de mesures. La carte (***a***) montre approximativement les zones couvertes par le laser terrestre depuis chaque position d'utilisation. Les effets d'ombres induit par le relief ne sont pas pris en compte.*

– l'établissement de cartes de hauteur de neige autour du site expérimental grâce au déploiement d'un laser terrestre (détaillé en 4.1.4).

Les cartes (a) et (b) de la figure 4.1 précisent la localisation du dispositif déployé sur le site expérimental lors des deux campagnes de mesures. Les filets et le mât de mesures météorologiques ont été alignés suivant une orientation Est-Ouest, transverse à la direction des vents dominants au niveau du Col. La photographie 4.2 montre ces équipements.

Les mesures de hauteur de neige avant et après les épisodes de transport ont été réalisées à l'aide d'un laser terrestre (Riegl LPM 321) mis en œuvre par Alexander Prokop (Université BOKU). Chaque acquisition du laser a permis d'obtenir une carte de hauteur de neige couvrant une superficie approximative de 1.5 km^2 autour du site expérimental (Fig. 4.1 (a)). Par différence des cartes de hauteur de neige avant et après un épisode de transport de neige, il est ainsi possible d'identifier les zones d'érosion et d'accumulation de la neige. Le détail des acquisitions Laser est présenté en 4.1.4 alors que la carte 4.1 (a) précise la localisation des sites retenus pour installer le laser et les zones échantillonnées.

4.1.2 Mesures de flux de particules

Filets à neige Deux profils de filets à neige ont été déployés à l'automne 2010. Ils permettent de mesurer des flux de neige transportée à différents niveaux au-dessus de la surface du manteau neigeux. La présence de deux profils séparés de quelques dizaines de mètres (Fig. 4.2) visait à réaliser des intercomparaisons des mesures de flux et ainsi à estimer leur représentativité spatiale. Cependant, au cours de certains épisodes de transport, les flux n'ont été mesurés que sur un seul

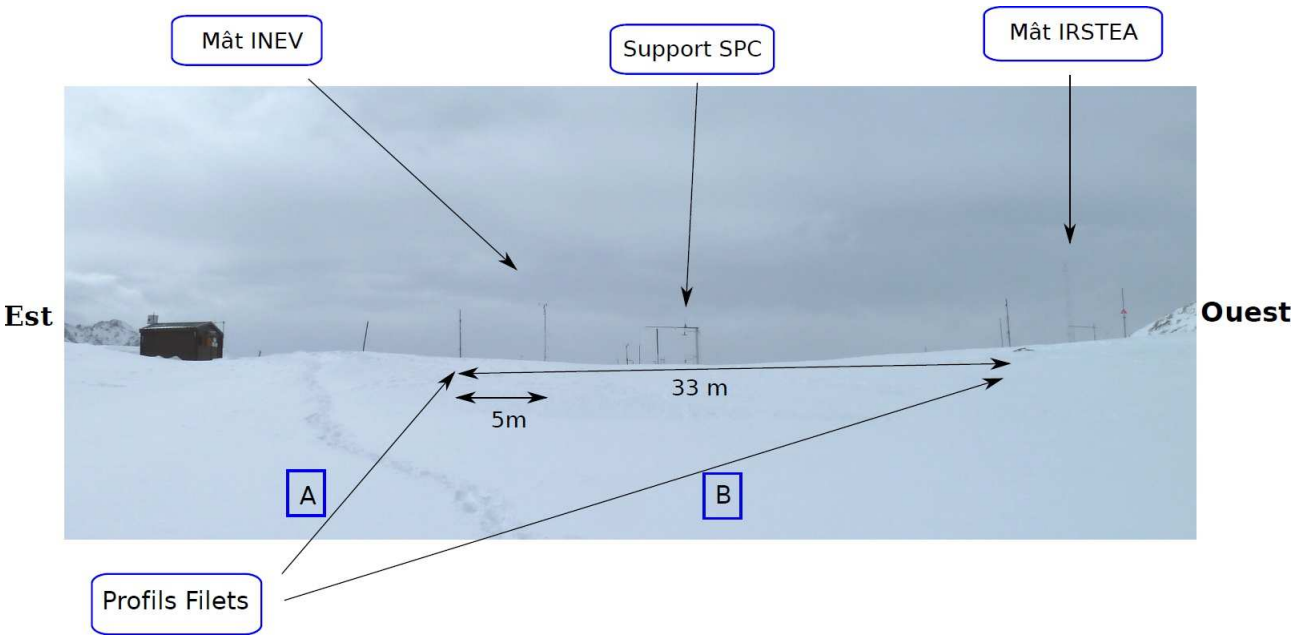


FIGURE 4.2 – *Vue vers le Sud du dispositif expérimental installé suivant un profil transverse à l'axe du Col.*

des deux profils pour permettre une fréquence de mesure plus importante.

Chaque profil comporte six filets répartis verticalement selon un profil logarithmique, soit 0.15, 0.35, 0.65, 1.05 et 1.55 m au dessus du filet du bas (Fig. 4.3). La hauteur de l'ensemble est réglable manuellement pour tenir compte des variations de hauteur de neige à la base du profil. En fonction des épisodes, la hauteur du filet du bas varie de 0.15 à 0.3 m et l'orientation des filets est choisie soit vers le Nord, soit vers le Sud.

L'ouverture des filets mesure 25×3 cm^2. Les filets sont composés d'un tissu polyester suffisamment fin pour retenir les particules de neige mais laisser passer l'air. L'influence de la présence des filets sur l'écoulement, et donc l'efficacité de captage de ces derniers, sont discutées à la section 4.4.2.

Les filets sont exposés au vent pendant une durée T (variant entre 15 et 40 min selon l'intensité du transport). Ils sont ensuite collectés et leur masse est pesée à l'intérieur du chalet. On en déduit le flux de particule de neige transportée, F (kg m^{-2} s^{-1}), à partir de la masse de neige, M (kg), capturée dans le filet :

$$F = \frac{M}{S_{\text{eff}} T} \tag{4.1}$$

où S_{eff} est la surface efficace du filet exprimée en m^2, c.à.d. la surface d'entrée du filet corrigée de l'angle, θ, entre la direction moyenne du vent pendant la période de mesure et l'axe du filet. Elle est calculée selon $S_{\text{eff}} = S\cos(\theta)$ avec S la surface d'ouverture du filet.

Snow Particle Counter Afin de mesurer automatiquement les flux de particules de neige transportée, trois Snow Particle Counters (SPC-S7, Niigata Electric) ont été déployés au cours de l'hiver 2010/2011 par IRSTEA en collaboration avec l'université de Nagoya au Japon. La collaboration dans le cadre du projet INEV a permis d'obtenir les données SPC pour les épisodes

(a) Filets à neige **(b)** SPC

FIGURE 4.3 – *Dispositifs de mesure des flux de particules utilisés lors des deux campagnes de mesures.*

de transport observés lors des deux campagnes de mesure.

La mesure du flux de neige transportée repose sur une méthode optique (Sato et al., 1993). Le signal électrique généré par le passage d'une particule de neige transportée devant une diode photosensible est analysé. Outre le nombre de particules, cette méthode permet d'estimer leur diamètre. Celles dont la taille est comprise entre 50 et 500 μm sont détectées, puis classées dans 32 catégories de taille. Le nombre de particules dans chaque catégorie est enregistré chaque seconde. En supposant que les particules ont une forme sphérique, le flux massique de neige, q, est calculée suivant (Sugiura et al., 1998) :

$$q = \sum q_d = \sum n_d \frac{4}{3}\pi \left(\frac{d}{2}\right)^3 \rho_p \tag{4.2}$$

où q_d (kg m^{-2} s^{-1}) est le flux massique de neige associée à la catégorie de diamètre d (m), n_d le nombre de particules de neige transportée de cette catégorie (part m^{-2} s^{-1}) et ρ_p la masse volumique des particules (917 kg m^{-3}). La mesure de flux se fait sur une zone d'échantillonnage de 10 mm^2. Une étude menée sur plusieurs épisodes de transport durant l'hiver 2008/2009 a montré qu'il existait un bon accord entre le flux mesuré par un SPC et par un filet à neige placé à la même hauteur (Naaim-Bouvet et al., 2010). La forme des particules de neige transportées et leur degré de non-sphéricité influent toutefois sur la mesure SPC. En effet, l'étude en soufflerie de Sato et al. (2005) a établi que les SPC tendent à surestimer les flux de neige lorsque des fragments de

dendrite sont transportés. Les flux mesurés par les SPC sont alors 2 à 3 fois supérieurs à ceux mesurés à l'aide de filets à neige.

Un profil vertical composé de trois SPC a été déployé durant les hivers 2010/2011 et 2011/2012 (Fig. 4.3 (b)). L'un des appareils est placé à une hauteur fixe de 4.4 m au dessus du sol. Les deux autres sont séparés d'une distance fixe de 1 m et sont placés à proximité du manteau neigeux. La hauteur par rapport au sol de cet ensemble de deux capteurs peut être réglée manuellement pour tenir compte de l'accumulation de neige (de 0 à 2 m au point de mesure). Un capteur de hauteur de neige laser SHM30 (Jenoptik) complète le dispositif et permet de mesurer la hauteur de neige exactement à l'aplomb des SPC. Dans la suite de ce chapitre, on retiendra les dénominations SPC Bas pour le SPC proche de la surface du manteau neigeux, SPC Haut pour le SPC situé à 1 m au dessus du SPC Bas et SPC Fixe pour le SPC fixé à 4.4 m au dessus du sol.

4.1.3 Mât de mesures INEV

Un mât a été déployé et équipé de 5 anémomètres lors de l'hiver 2010/2011 afin de caractériser l'écoulement de l'air à proximité de la surface du manteau neigeux et connaître le profil vertical de vitesse vent lors des mesures de flux de particules (Fig. 4.4). L'équipement de ce mât a été complété lors de l'hiver 2011/2012 par 2 capteurs d'humidité relative et de température. Le tableau 4.1 décrit les capteurs utilisés. Ce mât complète le profil existant déployé par IRSTEA (haut de 10 m) en proposant un profil de vitesse de vent plus détaillé près de la surface. Dans la suite de ce chapitre, ce mât de vent est désigné par "mât INEV", par opposition au "mât IRSTEA".

Table *4.1* – *Instruments installés sur le mât INEV*

Grandeurs mesurées	Type	Nombre	Hauteur[1]	Précision[2]
Vitesse et Direction du vent	Young 05103	1	3.9 m	$\pm$ 0.3 m s^{-1} / $\pm$ 3°
Vitesse du vent	Anémo. à coupelle A100R	4	0.3 à 1.85 m	$\pm$ 0.2 m s^{-1}
Humidité relative et Tempé.[3]	Sonde CS215	2	0.55 et 2.90 m	$\pm$ 4% / $\pm$0.9°C

[1] Valeur indicative car hauteur variant en fonction de la hauteur de neige sous le mât
[2] Données constructeurs [3] Mesurées lors de l'hiver 2011/2012

Les données étaient acquises toutes les secondes sur une centrale d'acquisition Campbell CR1000. Les valeurs moyennes, maximales et minimales des paramètres étaient ensuite enregistrées toutes les 15 minutes. Un mode spécial d'acquisition intitulé "mode rapide" permettait d'enregistrer ces données toutes les minutes afin de reconstituer les profils de vent observés lors de chaque mesure filets.

Une analyse préliminaire des profils de vitesse de vent a conduit à suspecter une sous-estimation de la vitesse du vent par le capteur Young situé au sommet du mât, comme l'illustre la Figure 4.5 (a). Afin de contrôler cette hypothèse, la vitesse du vent mesurée par le capteur Young (à 3.90 m), U_{Young}, a été comparée à celle mesurée par un anémomètre à coupelle placée à une hauteur similaire (3.75 m), U_{Coupelle}. Cette dernière a été corrigée pour tenir compte de la diffé-

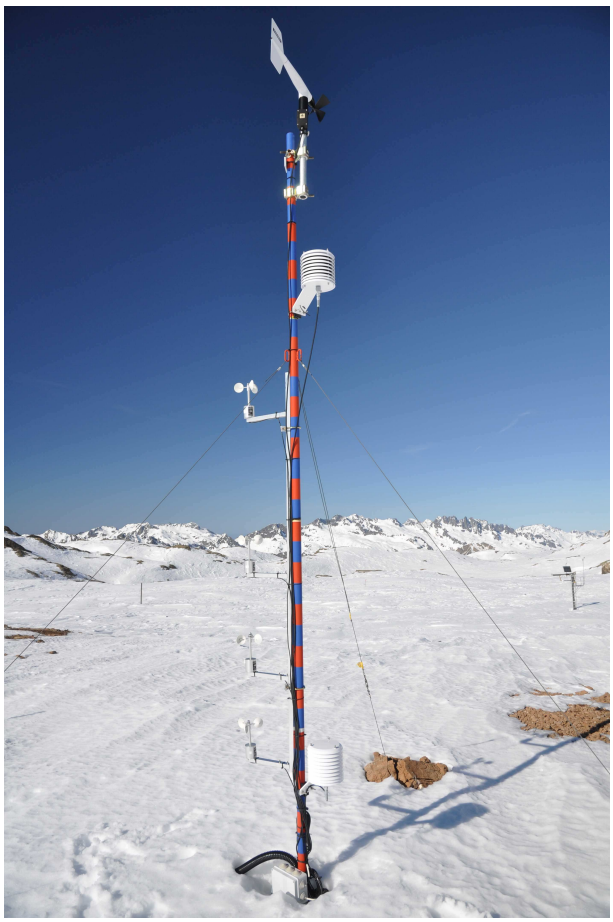


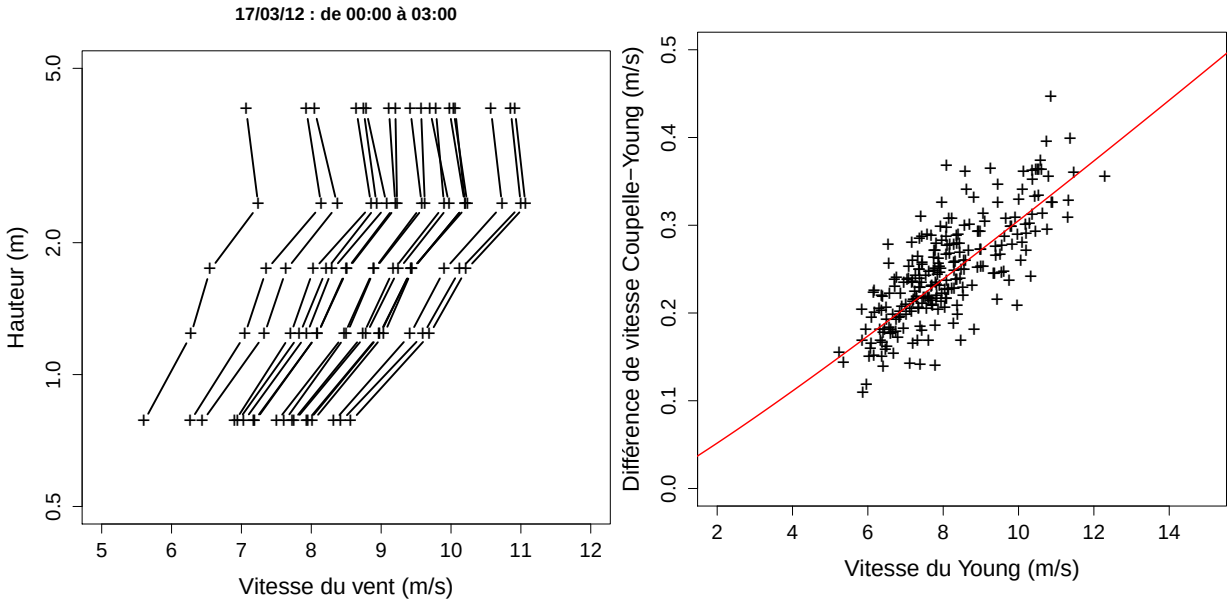
Figure 4.4 – *Mât de mesures météorologiques déployé au Col du Lac Blanc (Campagne 2012). Les capteurs utilisés sont détaillés dans le tableau 4.1. (Photo : S. Blein)*

rence de hauteur en utilisant un profil logarithmique et une longueur de rugosité de 1 mm. Cette correction est de l'ordre de 0.4 %. Les données ont été enregistrées toutes les minutes pendant 242 minutes. La figure 4.5 (b) montre l'évolution de la différence de vitesse ΔU=U_{Coupelle}-U_{Young} en fonction de la vitesse U_{Young}. Une régression en loi puissance permet d'obtenir la relation :

$$\Delta U = 0.00241 U_{\text{Young}}^{1.103} \quad \text{avec} \quad R^2 = 0.56 \tag{4.3}$$

Cette différence de vitesse est dans la barre d'erreur de mesure fournit par le constructeur (Tableau 4.1). Cependant, elle rend impossible toute analyse du profil vertical de vitesse de vent. Pour cette raison, nous avons choisi d'exclure le Young de l'analyse des profils verticaux de vitesse. La loi de correction fournit par l'équation 4.3 n'a pas été utilisée car l'évolution dans le temps de l'écart entre le capteur Young et l'anémomètre à coupelle est inconnue.

Les capteurs CS215 de température et d'humidité relative étaient placés dans des abris anti-radiation Campbell Met 20. Ils étaient ainsi protégés des effets du rayonnement solaire et de l'exposition directe à la pluie et à la neige. La ventilation de tels abris se fait naturellement. Ces instruments ont été installés lors de l'hiver 2011/2012 et ils ont été intégrés dans le mode rapide d'acquisition à partir du 10/02/12. Les capteurs CS215 mesurent l'humidité relative par rapport à l'eau liquide, même à des températures inférieures à 0°C. Cette valeur doit donc être corrigée



(a) (b)

Figure 4.5 – *(a) Profils verticaux de vitesse de vent moyennées sur 10 min mesurés le 17/03/12 de 00h00 à 03h00. (b) : Différence de vitesse de vent* U_{Coupelle}-U_{Young} *en fonction de la vitesse de vent* U_{Young}*. La courbe en rouge est la courbe de régression en loi puissance donnée par l'équation 4.3*

pour calculer des valeurs d'humidité relative par rapport à la glace lorsque la température est négative.

4.1.4 Laser terrestre

Intérêt et méthode des mesures de hauteur de neige La mesure des variations de hauteur de neige après un épisode de transport est un élément clé dans la compréhension des mécanismes mis en jeu, dans l'identification des zones d'érosion et d'accumulation et dans l'estimation des volumes de neige déplacés. Elle permet également de valider les modèles numériques de transport. Sur le site du Col du Lac Blanc, ce suivi des variations de hauteurs de neige a été assuré par le profil de perches à neige décrit en 3.1.2 pendant plusieurs hivers et a servi à évaluer les modèles de transport NEMO et Sytron (Michaux et al., 2001; Durand et al., 2001, 2005). De telles méthodes d'évaluation ont également été utilisées sur d'autres sites alpins (Gauer, 2001; Lehning et al., 2008; MacDonald et al., 2010) ou arctiques (e.g. Liston et Sturm, 1998). Ces mesures présentent cependant des limitations car elles ne permettent de couvrir qu'une zone de faible superficie et souffrent du manque de représentativité spatiale associé à des mesures ponctuelles. Par ailleurs, elles nécessitent un investissement important en terme de personnel (présence d'un opérateur) pour un bénéfice limité en terme de couverture spatiale. Les développements récents de la télédétection laser aéroportée ou terrestre permettent d'envisager des techniques de mesures s'affranchissant des limitations mentionnées précédemment.

La mesure aéroportée par laser suppose le survol de la zone d'intérêt par un appareil équipé

d'un laser et d'un matériel de géoréférencement adapté (Vallet, 2011). Cette méthode a, par exemple, été appliquée pour mesurer des hauteurs de neige en zone forestière (Hopkinson et al., 2001) ou dans des couloirs d'avalanche (Sovilla et al., 2010). Cependant ces mesures sont coûteuses et manque de flexibilité (réservation des créneaux de vol, ...) pour assurer le suivi continu de l'enneigement d'un site alpin comme celui du Col du Lac Blanc. Une alternative possible est celle offerte par la technologie du laser terrestre. Contrairement à la méthode aéroportée, la mesure s'effectue depuis le sol à l'aide d'un laser. La superficie couverte par le laser dépend du type de matériel utilisé, de la topographie locale et de la position du laser (ombres, zones d'incidence faible, ...). Elle peut atteindre plusieurs km^2. Cette méthode a été appliquée pour la première fois sur les couverts neigeux par Prokop (2008) et se compare favorablement à d'autres méthodes de mesure de hauteur de neige (perche à neige, tachymètre ; Prokop et al., 2008). Des mesures à l'aide d'un laser terrestre ont notamment été effectuées sur le site expérimental de la Wannengrat près de Davos en Suisse et ont été utilisées pour évaluer le modèle de transport de neige par le vent Alpine 3D (Mott et al., 2010) ou étudier la variabilité spatiale du couvert neigeux (Schirmer et al., 2011). Les simulations du modèle de transport SnowDrift3D (Schneiderbauer et Prokop, 2011) ont également été comparées à des mesures laser sur un site autrichien. Cette méthode de mesure, présentant un intérêt réel pour la validation des modèles de transport de neige par le vent, a été retenu dans le cadre du projet LEFE/INEV.

Principe de mesure Le balayage laser terrestre est une technique d'acquisition de données utilisant la lumière laser pour mesurer directement, selon une trame régulière, les coordonnées 3D des points sur des surfaces depuis une position terrestre (Grussenmeyer et Landes, 2011). Le scanner mesure la distance entre le scanner et des points sur la surface d'intérêt ainsi que l'angle horizontal et vertical. Les coordonnées polaires de chaque point sont ainsi connues dans un référentiel relatif au scanner. Une transformation géométrique permet ensuite d'obtenir la localisation de ces mêmes points dans un référentiel absolu connaissant le position de points de référence dans le champ d'acquisition du laser.

Le scanner utilisé dans le cadre de cette étude était un scanner laser à impulsions (ou à temps de vol). La mesure de distance repose en effet sur une mesure de temps de parcours (ou temps de vol) du rayon lumineux laser entre le scanner et le point d'impact sur la surface visée. Le rayon est émis, se propage à travers l'atmosphère, est réfléchi à la surface, se propage en retour et est détecté à l'aide d'une photo diode (Figure 4.6). La propagation du signal à travers l'atmosphère est influencée par les conditions atmosphériques (température et pression). Des facteurs de corrections sont donc appliqués et rendent nécessaire la mesure de la température et de la pression lors d'une acquisition avec le scanner.

Caractéristiques de l'appareil Le scanner laser utilisé est le Riegl LPM321. Il a été mis en œuvre par A. Prokop (Uni. BOKU, Vienne, Autriche). Ce laser utilise une longueur d'onde de 900 nm adaptée à la mesure sur des surfaces enneigées. En effet, à cette longueur d'onde, la réflectance de la neige est élevée quelle que soit la taille des grains de neige. Le tableau 4.2 détaille les caractéristiques principales de cet appareil. Il permet notamment de réaliser des mesures à grande distance. Cependant, afin de garantir une précision suffisante dans les mesures, la portée

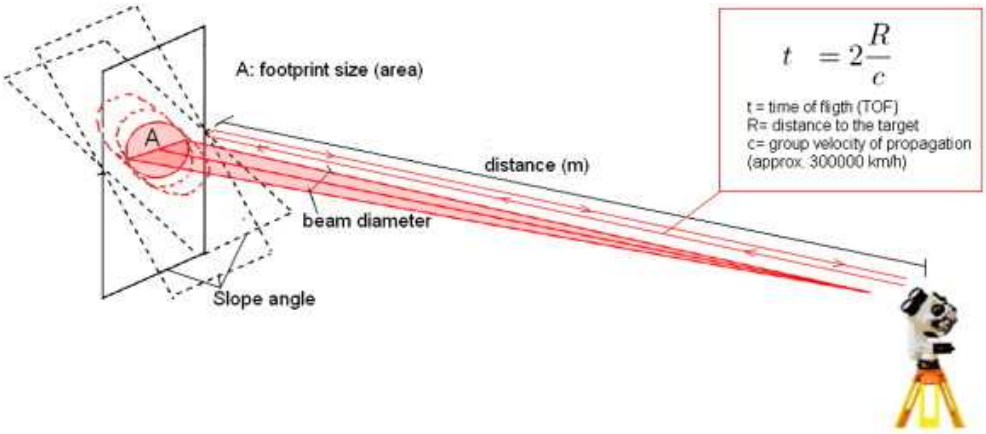


Figure 4.6 – *Principe de mesure du laser terrestre. Figure tirée de Prokop (2008))*

Table 4.2 – *Caractéristiques du laser terrestre Riegl LPM 321*

Longueur d'onde	900 nm
Portée maximale	5000 m
Résolution verticale	3 cm à 100 m
Taille du faisceau à 500 m	0.12 m^2 en incidence normale, 0.18 m^2 à 45°

maximale des acquisitions laser n'a jamais excédé 1000 m au Col du Lac Blanc.

Mise en œuvre au Col du Lac Blanc Les acquisitions laser ont été effectuées depuis deux positions situées sur le Dôme des Petites Rousses : l'une à son extrémité Nord, l'autre le long de la crête Sud (Fig. 4.1). La présence d'un abri du service des pistes de l'Alpe d'Huez au sommet du Dômes des Petites Rousses a facilité la mise en oeuvre du laser terrestre et son stockage. Dans la suite de ce travail, les deux positions du laser seront identifiées comme position Nord et position Sud. Elles offrent toutes les deux une vue plongeante sur le site expérimental et ses alentours et permettent ainsi de s'affranchir au maximum des effets d'ombrage induits par le relief. Une zone de recouvrement suffisamment importante permet de réunir les deux acquisitions et de produire un modèle numérique de terrain (MNT) couvrant simultanément le Nord et le Sud du Col. Le géoréférencement des acquisitions laser a été effectué grâce à dix cibles réfléchissantes placés dans le champ de visée du laser. La position exacte des cibles (précision décimétrique) a été mesurée à l'aide d'un GPS différentiel au printemps 2011. Enfin, l'acquisition du MNT "terrain nu" a été réalisée en Septembre 2011 en absence de neige sur le site expérimental. Une telle information est indispensable pour produire des cartes de hauteur de neige.

4.2 Présentation des campagnes de mesure

4.2.1 Campagne 2011

Contexte général La campagne 2011 a débuté le 10 Février 2011 et s'est achevée le 25 Mars 2011. La campagne a été précédée par une période de 1 mois sans chute de neige conséquente au Col du Lac Blanc (dernière chute de neige : 20 cm le 11/01/11) : la neige présente en début de campagne n'était pas mobilisable par le vent. En surface, elle présentait des densités variant de 350 à 430 kg m^{-3}. C'est donc les chutes de neige successives au cours de la campagne qui ont apporté de la neige mobilisable par le vent. La figure 4.7 résume les conditions de vent et les variations de hauteur de neige observées lors de cette campagne et récapitule les observations collectées.

Épisodes de transport de neige par le vent Au cours de la campagne 2011, trois épisodes significatifs de transport de neige par le vent ont été observés (Fig. 4.7). Le tableau 4.3 donne des précisions sur chacun de ces épisodes. Ce tableau distingue notamment les périodes de transport de neige par le vent avec (cumul de précipitation, RR, non nul) et sans chute de neige suivant la classification présentée au chapitre précédent. L'épisode de transport de la nuit du 14 au 15 Février 2011 est le seul épisode par vent de sud observé au cours des deux campagnes.

Table 4.3 – *Caractéristiques des épisodes de transport de neige par le vent observés lors de la campagne 2011*

Episode N°	Date Début[1]	Date Fin[1]	Durée (h)	U_{moy}[2]	U_{max}[2]	Dir.	Cumul RR[3]
1	14/02/11 17h00	15/02/11 12h00	19	9.4	12.6	S	3.9
2	22/02/11 17h00	24/02/11 01h00	42	9.0	12.4	N	0
	24/02/11 02h00	24/02/11 07h00	5	9.7	10.8	N	4.9
	24/02/11 08h00	26/02/11 08h00	48	12.3	18.9	N	0
3	18/03/11 02h00	19/03/11 08h00	30	10.0	14.9	N	0

[1] Heure TU (loc -1h) [2] Mesurée à la station Nord (en m s^{-1})
[3] Précipitation analysée par SAFRAN (en mm)

4.2.2 Campagne 2012

Contexte général La campagne 2012 a débuté le 10 Février et s'est achevée le 10 Mars 2012. La campagne a été précédée par un épisode de transport par vent de nord les 7 et 8 Février. La neige mobilisable présente autour du site a été balayée et une neige non mobilisable a de nouveau été exposée en surface. La situation du début de la campagne 2012 est donc similaire a celui de la campagne 2011 avec une neige non mobilisable à la surface du manteau neigeux. La figure 4.8

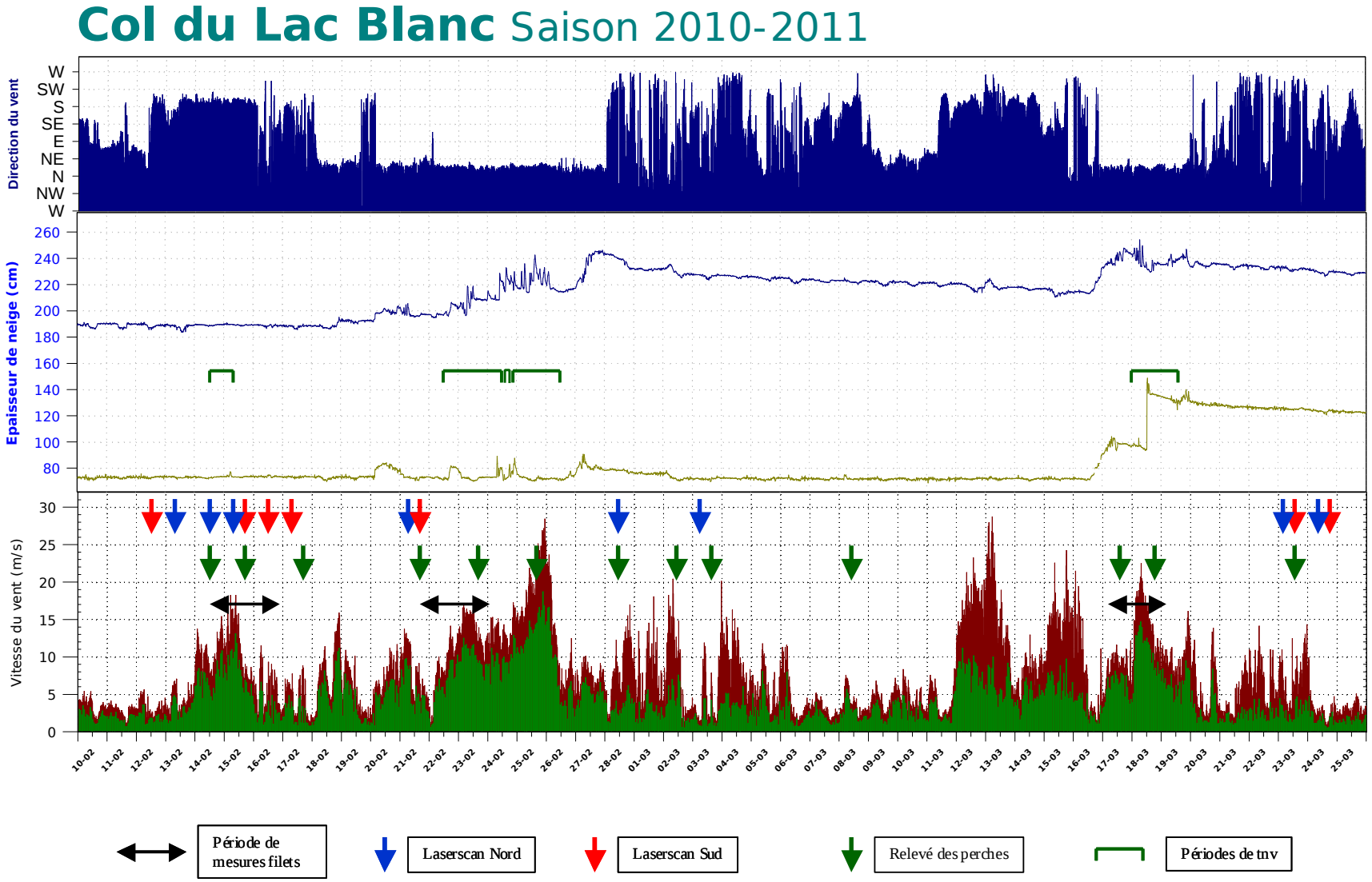


FIGURE 4.7 – *Bilan de la campagne de mesures 2011. Du haut vers le bas : Direction du vent, Hauteur de neige à la station Lac Blanc, Hauteur de neige à la station Muzelle, Vitesse du vent (Maxi, Moyenne) et récapitulatif des mesures effectuées.*

résume les conditions de vent observées lors de cette campagne et récapitule les observations collectées.

Épisodes de transport de neige par le vent Au cours de la campagne 2012, trois épisodes de transport par vent de nord ont été observés (Tab. 4.4). Des mesures de flux par filet ont pu être effectuées le 15 Février et le 8 Mars 2012. Cependant, les mesures collectées le 8 Mars ne seront pas utilisées dans la suite de cette étude car elles ont été collectées dans des conditions de transport intermittent rendant impossible toute analyse détaillée des profils collectés.

Table 4.4 – *Caractéristiques des épisodes de transport de neige par le vent observés lors de la campagne 2012*

Episode N°	Date Début[1]	Date Fin[1]	Durée (h)	U_{moy}[2]	U_{max}[2]	Dir.	Cumul RR[3]
1	15/02/12 06h00	16/02/12 04h00	22	13.1	25.6	N	3.6
	16/02/12 11h00	16/02/12 14h00	3	3.8	14.4	N	0
	16/02/12 16h00	16/02/12 17h30	1.5	6.7	16.9	N	0
2	05/03/12 01h00	05/03/12 05h00	4	5	9.5	N	11.6
	05/03/12 14h00	06/03/12 02h00	12	10	17.7	N	0
3	08/03/12 02h00	08/03/12 18h00	16	6.1	13.9	N	0

[1] Heure TU (loc -1h) [2] Mesurée à la station Nord (en m s^{-1})
[3] Précipitation analysée par SAFRAN (en mm)

4.3 Analyse des données collectées sur le mât INEV

Cette partie présente l'analyse des données météorologiques collectées sur le mât INEV, déployé spécifiquement dans le cadre de ces campagnes. Il vise à caractériser l'écoulement de l'air près de la surface au niveau du site expérimental, en particulier pendant les épisodes de transport de neige par le vent.

4.3.1 Données disponibles

Les données mesurées sur le mât INEV ont été enregistrées en continu au cours des deux campagnes de mesures mais ne sont analysables que pendant certaines périodes. En effet, la hauteur de neige à la base de ce mât n'était pas mesurée automatiquement. Ainsi, la hauteur des équipements (anémomètres, capteurs de température et d'humidité) par rapport à la surface du manteau neigeux n'était connue que pendant les périodes de présence de scientifiques sur le site.

Le tableau 4.5 donne les caractéristiques des périodes acquises en présence d'un opérateur sur le site. Ces acquisitions ont été effectuées en mode rapide lors de la collecte des données filets avec une mesure manuelle de la hauteur de neige à la base du mât. On totalise ainsi 11 périodes

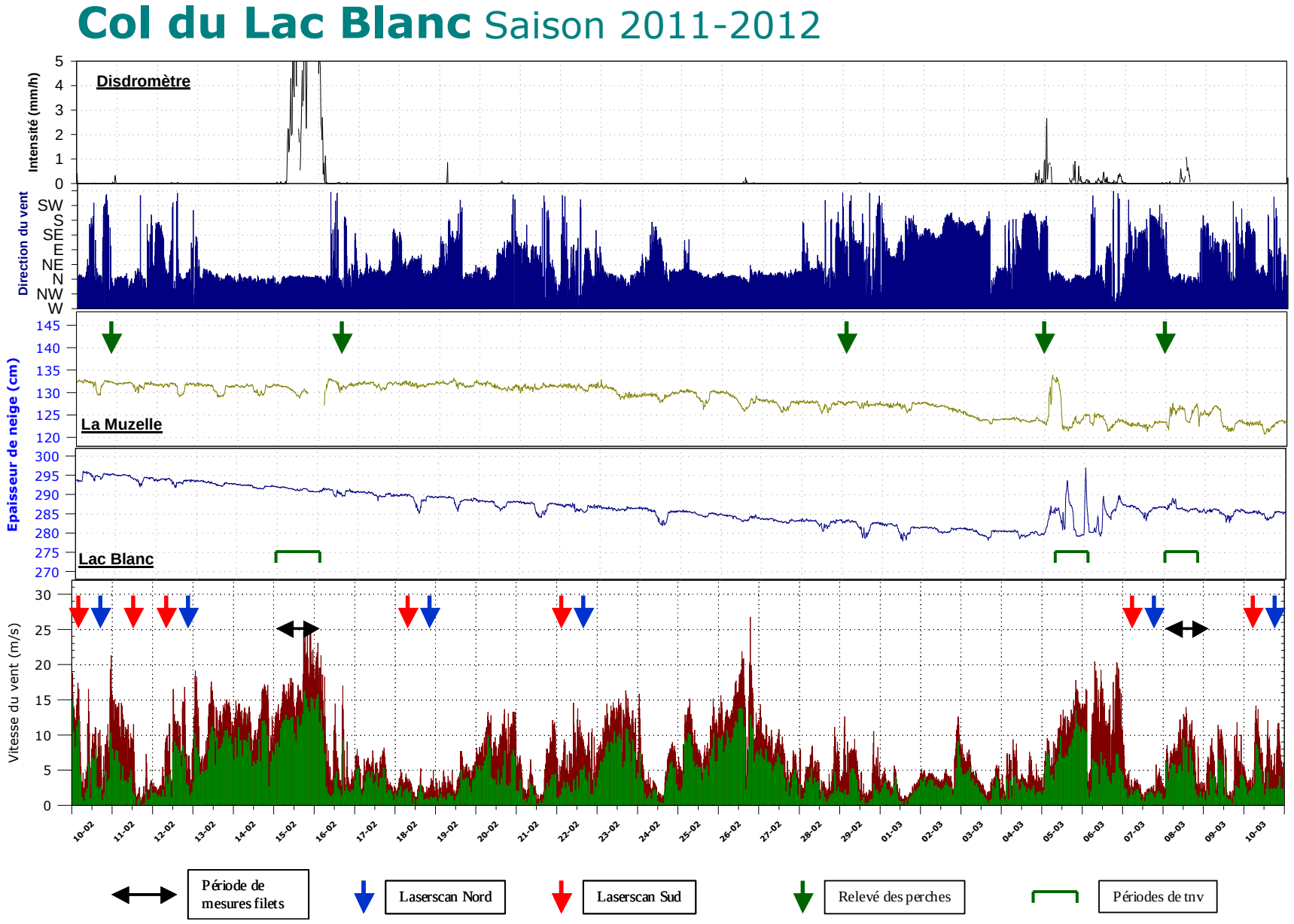


Figure 4.8 – *Bilan de la campagne de mesures 2012. Du haut vers le bas : Intensité du signal du disdromètre (non décrit dans ce chapitre), Direction du Vent, Hauteur de neige à la station Muzelle, Hauteur de Neige à la station Lac Blanc, Vitesse du vent (Maxi, Moyenne) et mesures effectuées.*

d'acquisition (3 par vent de sud et 8 par vent de nord). Outre les données acquises en présence d'un opérateur, les données du mât INEV sont exploitables pour deux périodes au cours de la campagne 2012 (Tab. 4.6). Au cours de ces périodes, le suivi de hauteur de neige a été assuré par des montées régulières sur le site expérimental. Par ailleurs, les mesures de hauteur de neige sur les stations automatiques (Fig. 4.8) n'ont pas montré de changement significatif entre deux montées successives. Ainsi la série temporelle de hauteur de neige à la base du mât INEV a été reconstruite pour ces périodes par simple interpolation linéaire des valeurs mesurées lors de chaque montée.

Table 4.5 – *Périodes d'acquisition sur le mât INEV en présence d'un opérateur sur le site (Acquisition en mode rapide)*

Date	Heure Début[1]	Heure Fin[1]	D_{Young} (°)[2]	U_{Young} (m s^{-1})[2]	H_{Anemo} (m)	H_{Young} (m)	H_T (m)
14/02/11	11h18	14h33	185	5.6	0.38	3.9 m	–
14/02/11	16h29	23h12	181	9.9	0.4	3.9	–
15/02/11	07h43	13h43	185	11.4	0.4	3.9	–
22/02/11	07h42	10h43	11	6.8	0.41	3.9	–
22/02/11	11h48	21h38	10	8.8	0.39	3.9	–
23/02/11	06h40	09h25	14	12.7	0.41	3.9	–
17/03/11	11h04	18h01	8	7.9	0.18-0.3	3.45-3.55	–
18/03/11	06h23	12h58	11	14.9	0.37	3.85	–
07/02/12	09h23	14h24	344	6.3	0.66	3.9	–
15/02/12	15h56	21h51	5	16.5	0.67	3.9	0.56
22/02/12	09h42	13h48	340	3.4	0.69	3.92	0.58

[1] Heure TU (loc -1h) [2] Mesurée par le capteur Young 05103

Table 4.6 – *Périodes d'acquisition sur le mât INEV exploitables et collectées en absence d'un opérateur sur le site.*

Date Début	Date Fin	Mode acquisition
07/02/12 12h00	05/03/12 00h00	Normal
15/03/12 10h40	25/03/12 00h00	Rapide

Une analyse de qualité a été appliquée aux profils collectés sur le mât INEV. Les profils de vent affectés par du givrage ont été retirés de l'analyse. Le givrage se caractérise par un ralentissement des quatre anémomètres à coupelles alors que l'anémomètre Young, moins sensible au givrage, continue à tourner normalement. Cet écart de vitesse suspect est identifié et les profils incriminés sont retirés de l'analyse. Enfin, seuls les profils présentant des vitesses de vent à 2.5 m supérieures à 4 m s^{-1} ont été conservés. L'objectif de cette étude était en effet de caractériser l'écoulement de l'air près de la surface lors des situations de vent fort.

4.3.2 Méthode d'analyse des profils

Les profils verticaux de vent, de température et d'humidité mesurés sur le mât INEV sont caractéristiques des conditions dans la Couche de Limite de Surface (CLS) au Col du Lac Blanc. La CLS désigne la partie inférieure de la couche limite atmosphérique et présente une épaisseur typique de quelques dizaines de mètres. Dans cette zone, la contribution des forces de Coriolis peut être négligée et l'écoulement est fortement influencé par les propriétés de la surface. La théorie de similitude de Monin et Obukhov (1954) permet de caractériser l'écoulement dans cette couche. Cette théorie a été utilisée pour analyser les profils collectés au Col du Lac Blanc et nous la détaillons dans cette partie.

Grandeurs caractéristiques La théorie de similitude de Monin et Obukhov (1954) repose sur un raisonnement d'analyse dimensionnelle. Elle se place dans un système où Ox est parallèle au vent de surface. Dans ce système, les flux turbulents s'expriment suivant :

$$\overline{u'w'} = -u_*^2 \quad \overline{\theta'w'} = -u_*\theta_* \quad \overline{q'w'} = -u_*q_* \tag{4.4}$$

où u_*, θ_* et q_* désignent les échelles caractéristiques des fluctuations turbulentes de vitesse, de température potentielle, θ, et d'humidité spécifique, q, dans la CLS. u_* est également appelée vitesse de frottement. Ces échelles caractéristiques sont complétées par une échelle de longueur L dite longueur de Monin Obukhov. Elle est donnée par :

$$L = -\frac{u_*^3}{\kappa\beta\overline{\theta_v'w'}} = \frac{u_*^2}{\kappa\beta(\theta_* + 0.61\theta_{v0}q_*)} \tag{4.5}$$

où $\overline{\theta_v'w'}$ désigne le flux de température virtuelle et $\beta = \frac{g}{\theta_{v0}}$ le coefficient de flottabilité.

La grandeur adimensionnée $\zeta_{MO} = z/L$ est l'indice de stabilité de Monin Obukhov. ζ_{MO} est positif en régime stable ($\theta_*>0$), nul en régime neutre ($\theta_*=0$) et négatif en régime instable ($\theta_*<0$).

Profil vertical de vent Le profil universel de vent de Monin Obukhov dans la CLS s'exprime selon :

$$\frac{\partial u}{\partial z} = \frac{u_*}{\kappa z}\Phi_U\left(\zeta_{MO}\right) \tag{4.6}$$

où Φ_u désigne une fonction universelle de la CLS. Une forme intégrale de l'équation 4.6 donne le profil vertical de vent dans la CLS (e.g. Pagowski, 2006) :

$$u = \frac{u_*}{\kappa}\left(\log\left(\frac{z}{z_0}\right) - \Psi_U\left(\zeta_{MO}\right)\right) \tag{4.7}$$

où z_0 est la longueur de rugosité et Ψ_U désigne une fonction universelle qui se déduit de Φ_U par intégration. Dans le cas neutre ($\theta_* = 0$ et $|L|$ tend vers ∞), le profil de vent près du sol suit un profil logarithmique :

$$u = \frac{u_*}{\kappa}\log\left(\frac{z}{z_0}\right) \tag{4.8}$$

Profils verticaux de température potentielle et d'humidité spécifique Le même raisonnement par similitude s'applique à la température potentielle et à l'humidité spécifique. Les profils verticaux de ces deux variables s'écrivent alors :

$$\theta = \frac{\theta_*}{\kappa}\left(\log\left(\frac{z}{z_H}\right) - \Psi_H\left(\zeta_{MO}\right)\right) \tag{4.9}$$

$$q = \frac{q_*}{\kappa}\left(\log\left(\frac{z}{z_Q}\right) - \Psi_Q\left(\zeta_{MO}\right)\right) \tag{4.10}$$

où z_H et z_Q désignent les longueurs de rugosité pour la température potentielle et l'humidité. On suppose généralement z_H=z_Q. De la même façon, on prend souvent $\Psi_H = \Psi_Q$.

Fonctions universelles Des formes pour les fonctions universelles Ψ_U et Ψ_H ont été établies expérimentalement par Paulson (1970), Dyer (1974) et Beljaars et Holtslag (1991). Pagowski (2006) a proposé une synthèse de ces formulations. C'est celle qui a été retenue dans cette étude. Dans le cas instable ($\zeta_{MO} < 0$), on a :

$$\Psi_U = 2\ln\left[(1+x)/2\right] + \ln\left[(1+x^2)/2\right] - 2\arctan(x) + \frac{\pi}{2} \tag{4.11}$$

$$\Psi_H = 2\ln\left[(1+y)/2\right] \tag{4.12}$$

avec $x = (1-\gamma_1\zeta_{MO})^{1/4}$, $y = (1-\gamma_1\zeta_{MO})^{1/2}$ et γ_1=γ_2=16. Dans le cas stable ($\zeta_{MO} > 0$), Ψ_U et Ψ_H s'expriment suivant :

$$\Psi_U = -b\left(\zeta_{MO} - \frac{c}{d}\right)\exp\left(-d\zeta_{MO}\right) - a\zeta_{MO} - \frac{bc}{d} \tag{4.13}$$

$$\Psi_H = -b\left(\zeta_{MO} - \frac{c}{d}\right)\exp\left(-d\zeta_{MO}\right) - \left(1 + \frac{2}{3}a\zeta_{MO}\right)^{1.5} - \frac{bc}{d} + 1 \tag{4.14}$$

avec a=1, b=2/3, c=5 et d=0.35.

Application au mât INEV Une méthode de régression par moindres carrés est utilisée pour déterminer les échelles turbulentes de l'écoulement u_*, θ_* et q_* pour chaque profil collecté sur le mât INEV. Elles sont reliées entre elles par la longueur de Monin-Obukhov L. L'ajustement est donc réalisé de manière itérative jusqu'à ce que la valeur de L change de moins de 1 %. On peut alors estimer la qualité de la régression en calculant le coefficient de détermination de la régression sur le profil de vent :

$$R^2 = 1 - \frac{\sum_{i=1}^{4}\left(u_i - \overline{u}\right)^2}{\sum_{i=1}^{4}\left(u_i - \hat{u}_i\right)^2} \tag{4.15}$$

où u_i, $\hat{u}_i$ et $\overline{u}$ désignent respectivement la vitesse du vent mesurée au niveau i, celle tirée de la régression au niveau i et la valeur moyenne des u_i. Cette régression est effectuée sur les quatre anémomètres à coupelles (l'anémomètre Young n'est pas inclus, voir Sect. 4.1.3). Cette méthode de régression est désignée par *Fit M.O.* dans la suite de ce travail. Une autre méthode de régression

a également été appliquée. Elle vise à déterminer directement u_* en faisant l'hypothèse d'un profil logarithmique (Eq. 4.8) et ne tient donc pas compte des effets de stabilité de l'atmosphère sur l'écoulement près de la surface. Cette méthode de régression est désignée par *Fit Log*.

4.3.3 Estimation des conditions de stabilité de l'atmosphère

La méthode d'analyse des profils de vent, d'humidité et de température présentée à la section précédente a été utilisée pour traiter les données collectées toutes les 15 min du 07/02/12 au 05/03/12 lorsque la hauteur de neige à la base du mât INEV était connue (Tab. 4.6). On totalise ainsi 2527 profils en tenant compte des données manquantes. La détection du givrage et la restriction de l'analyse aux profils présentant une vitesse du vent à 2.5 m supérieure à 4 m.s^{-1} permet d'en conserver 1200.

Effets de la flottabilité thermique La figure 4.9 montre l'évolution de l'indice de Monin-Obukhov ζ_{MO} en fonction de la vitesse de frottement obtenue avec le *Fit M.O.* Seuls les profils avec $R^2_{MO} > 0.95$ ont été considérés (soit 1101 profils). 87% des profils présentent des valeurs positives de ζ_{MO} caractéristiques d'une CLS stable ($\zeta_{MO} > 0$), fréquemment rencontrée au-dessus d'un couvert neigeux (King, 1990; Martin et Lejeune, 1998). ζ_{MO} diminue avec u_* et tend vers une valeur nulle caractéristique d'une CLS neutre pour des valeurs élevées de u_*. Cette diminution est similaire à la réduction des effets de flottabilité thermique avec l'intensité du vent présentée par Bintanja (2001a) en se basant sur des observations collectées en Antarctique.

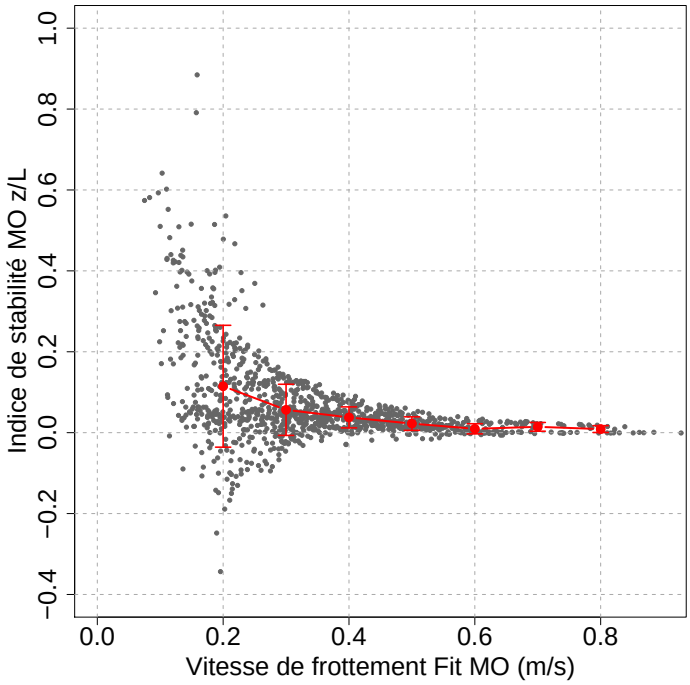


Figure 4.9 – *Évolution de l'indice de Monion-Obukhov ζ_{MO} en fonction de la vitesse de frottement u_*. La courbe en rouge montre la valeur moyenne de ζ_{MO} par bande de 0.1 m.s^{-1}. Les barres d'erreur représentent un écart type au sein de chaque bande.*

Comparaison des méthodes de régression Les deux méthodes de régression (*Fit M.O.* et *Fit Log.*) ont permis d'estimer la vitesse de frottement u_* pour chaque profil analysé. Les deux méthodes présentent un coefficient de détermination R^2 supérieur à 0.95 dans 91.7 et 98.2 % respectivement pour le *Fit M.O.* et le *Fit Log.* (Figure 4.10 (a)). La Figure 4.10 (b) compare les valeurs de vitesse de frottement. Elle montre un bon accord général entre les deux méthodes. Le *Fit Log.* estime des vitesses de frottement supérieures au *Fit M.O.* dans des conditions stables (ζ_{MO}>0.03). Cette sur-estimation atteint 29% pour u_{*MO} = 0.2 m.s^{-1} et 11% pour u_{*MO} = 0.4 m.s^{-1}. Lorsque l'atmosphère est proche de la neutralité ($|\zeta_{MO}|$<0.03), les deux méthodes produisent des valeurs similaires de vitesses de frottement. Lorsque u_* augmente, $|\zeta_{MO}[$ tend à diminuer (Figure 4.9) et l'écart entre les deux méthodes décroît.

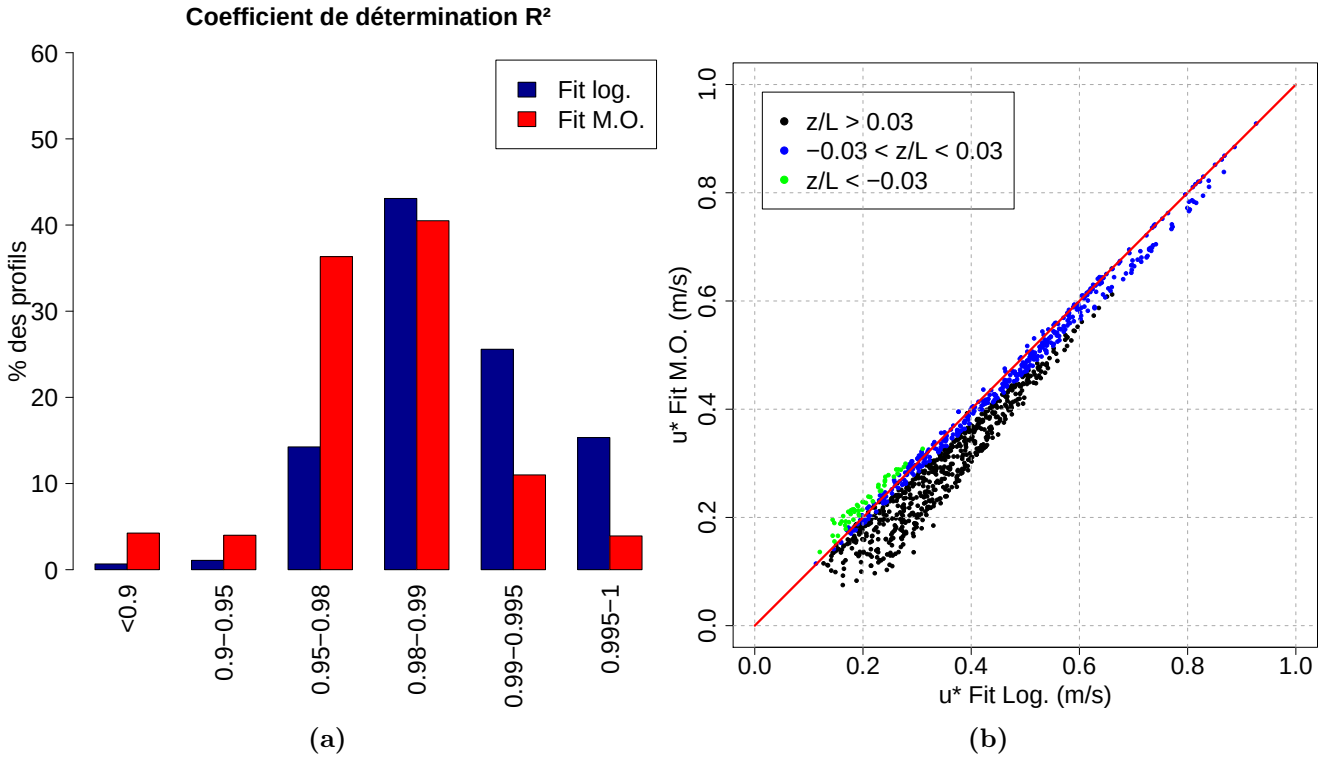


Figure 4.10 – (**a**) *Distribution des coefficients de détermination R^2 (équation 4.15) pour les deux régressions : Fit M.O. et Fit Log.* (**b**) *Comparaison des vitesses de frottement obtenues par les deux méthodes pour différentes stabilités atmosphériques (ζ_{MO} variable). Seuls les profils présentant simultanément $R^2_{M.O}$ et $R^2_{Log} > 0.95$ sont comparés. La droite en rouge désigne la droite d'équation y=x.*

Conclusion L'analyse des profils de vent montre qu'une CLS stable est caractérisque des conditions atmosphériques hivernales au Col du Lac BLanc. Cette CLS tend vers la neutralité lorsque la vitesse du vent augmente. Les deux méthodes de calcul de la vitesse de frottement (*Fit M.O.* et *Fit Log.*) produisent des valeurs comparables de u_* et l'écart entre ces deux mtéhodes diminue lorsque la vitesse du vent augmente et que l'atmophère tend vers la neutralité. On peut donc estimer que le *Fit Log.* produit une estimation raisonnable de la vitesse de frottement. Dans la suite de ce travail, il sera utilisé pour traiter l'ensemble des profils de vent des deux campagnes.

4.3.4 Comparaison aux mesures d'un anémomètre sonique

Les vitesses de frottement déduites du *Fit Log.* ont été comparées avec les valeurs calculées par un anémomètres sonique USA1 de la compagnie METEK. La comparaison s'est étendue du 15/03/12 au 25/03/12 (Tab. 4.6). Pendant cette période, l'anémomètre sonique était placé sur le banc de mesure IRSTEA à une hauteur de 2 m par rapport à la surface du manteau neigeux. Le mât INEV et l'USA1 étaient donc séparés de 18 m (Fig. 4.2).

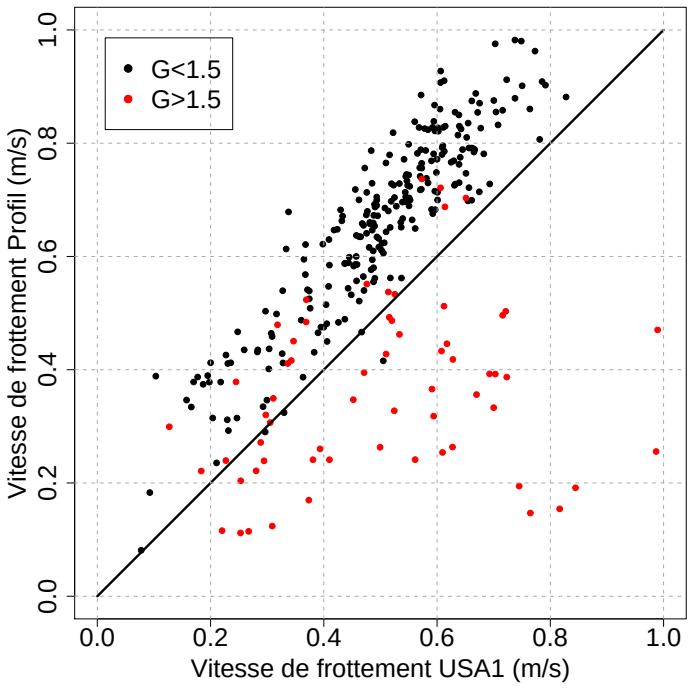


Figure 4.11 – *Comparaison des vitesses de frottement obtenues par eddy correlation et par le Fit Log. G désigne le coefficient de rafale mesuré à 2.5 m.*

L'USA1 enregistre les trois composantes du vent ainsi que la température de l'air à une fréquence d'acquisition de 25 Hz afin de tenir compte des caractéristiques turbulentes du vent. La méthode d'*eddy correlation* (e.g. Stull, 1988) appliquée par période de 10 min permet ensuite de calculer un flux de quantité de mouvement et d'en déduire une vitesse de frottement. Les données acquises sur le mât INEV ont été moyennées sur les mêmes périodes de 10 min et l'application du *Fit Log.* a permis d'en déduire une vitesse de frottement. La comparaison avec les mesures de l'USA1 a été effectuée pour des profils caractérisés par $R^2_{\text{Log}} > 0.98$. Au final, 305 profils ont été comparés. 90% de ces profils ont été enregistrés par vent de sud ($157.5° < Dir < 202.5°$). Pour chaque profil, le coefficient de rafale, G, a également été calculé. Il est défini par $G = U_{max}/U_{moy}$ où U_{moy} désigne la valeur moyenne de la vitesse du vent à 2.5 m sur une période de 10 min et U_{max} sa valeur maximale.

La figure 4.11 compare les vitesses de frottement obtenues avec les deux méthodes. Le *Fit Log.* donne dans la plupart des situations des valeurs de u_* supérieures à celles calculées à partir de l'anémomètre sonique. Cependant, lorsque G excède 1.5, l'USA1 mesure des vitesses de frottement supérieures à celles obtenues avec le *Fit Log.* Cette différence peut être associée aux effets d'un écoulement turbulent sur les performances des anémomètres à coupelle (Papadopoulos et al.,

2001). Pour les situations où $G<1.5$, il est difficile d'expliquer la sur-estimation de u_* par le *Fit Log.* On peut tout d'abord mentionner la position différente des deux systèmes de mesures. Par ailleurs, les données collectées par un anémomètre sonique doivent être traitées avec prudence en relief complexe et doivent être corrigées pour tenir compte de effets d'inclinaison du capteur (Wilczak et al., 2001). Ce n'est pas le cas des données de l'USA1 utilisées dans cette comparaison.

La comparaison présentée dans cette section illustre la difficulté de mesurer des vitesses de frottement en zone de relief complexe. Cependant, elle est incomplète car 90% des profils ont été enregistrés par vent de sud alors que le Col présente des conditions aérodynamiques non symétriques en fonction de la vitesse du vent (cf Sect. 4.3.5). Des mesures par vent de nord compléteraient donc cette analyse. Enfin, une étude s'étendant sur une période plus longue et utilisant des capteurs co-localisés permettrait d'enrichir cette analyse et de discuter plus en détail des différentes méthodes de mesure de la vitesse de frottement.

4.3.5 Estimation des longueurs de rugosité

L'ensemble des profils de vent de collectés lors des campagnes 2011 et 2012 (Tab. 4.5 et 4.6) ont été analysés à l'aide du *Fit Log.* Cette méthode de régression permet de calculer la vitesse de frottement u_* et la longueur de rugosité z_0. Les données acquises à la minute ont été moyennées sur des périodes de 15 minutes pour assurer un traitement consistant des données. Seuls les profils présentant $R^2_{Log} > 0.98$ ont été conservés et, au final, 1379 profils ont donc été considérés.

Evolution générale La figure 4.12 (a) montre que les longueurs de rugosité mesurées au Col du Lac Blanc peuvent varier de plusieurs ordres de grandeur de 10^{-5} à 3 10^{-2} m. Ces valeurs sont cohérentes avec celles mesurées sur des couverts neigeux en relief alpin (Doorschot et al., 2004; Naaim-Bouvet et al., 2010). Sur de tels reliefs, la rugosité de surface est contrôlée par la topographie environnante et par les structures présentes à la surface du manteau neigeux (sastrugis par exemple). L'influence de la topographie est illustrée par le comportement différent en terme de rugosité de surface en fonction de la direction du vent au niveau du col (Fig. 4.12 (b)). Un tel constat avait déjà été réalisé par Naaim-Bouvet et al. (2010). La rugosité médiane par vent de nord vaut 2.6 10^{-4} m alors qu'elle vaut 9.5 10^{-3} m par vent de sud. Une cause potentielle de ce comportement tient au caractère non symétrique du col suivant un axe Nord-Sud comme illustré par la figure 4.13. Une étude plus approfondie combinant modélisation fine du vent près de la surface au niveau du Col (avec Meso-NH par exemple) et observation constituerait une piste pour répondre à cette question.

Influence du transport L'action des particules de neige en saltation sur le profil de vent près de la surface est fréquemment représentée par une augmentation de la longueur de rugosité z_0 avec la vitesse de frottement u_* (e.g. Owen, 1964; Pomeroy et Gray, 1990). En effet, les particules en saltation prélèvent une partie de la quantité de mouvement du fluide pour la transférer à la surface via des collisions périodiques. Cette augmentation de la longueur de rugosité lors de la saltation de la neige a été mesurée en soufflerie (Nemoto et Nishumura, 2001), en milieu naturel sur un lac gelé (Tabler, 1980) et dans les prairies du Canada (Pomeroy et Gray, 1990). Owen

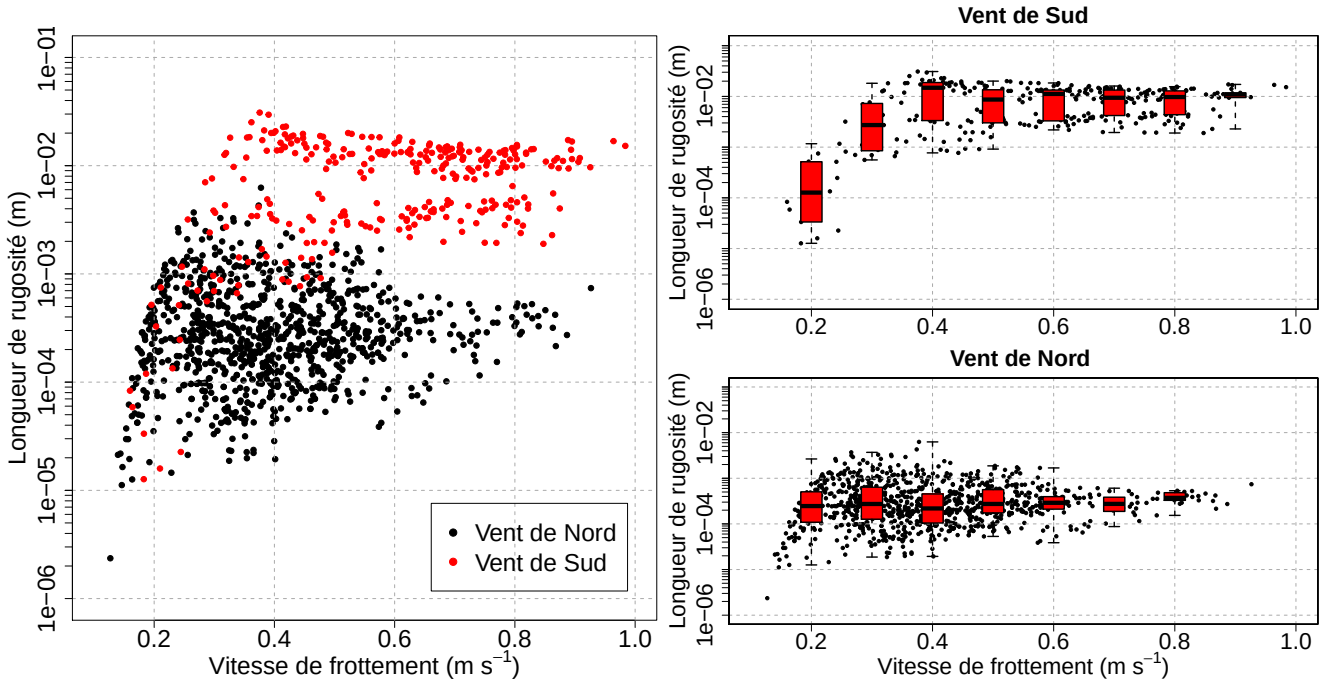


Figure 4.12 – (**a**) *Longueur de rugosité z_0 en fonction de la vitesse de frottement u_** (**b**) *Diagrammes en boîte de la longueur de rugosité pour les deux directions principales du vent, Dir, au Col du Lac Blanc. La classification suivante est appliquée : vent du nord (Dir > 330°ou Dir < 30°) et vent de sud (150°< Dir < 210°).*

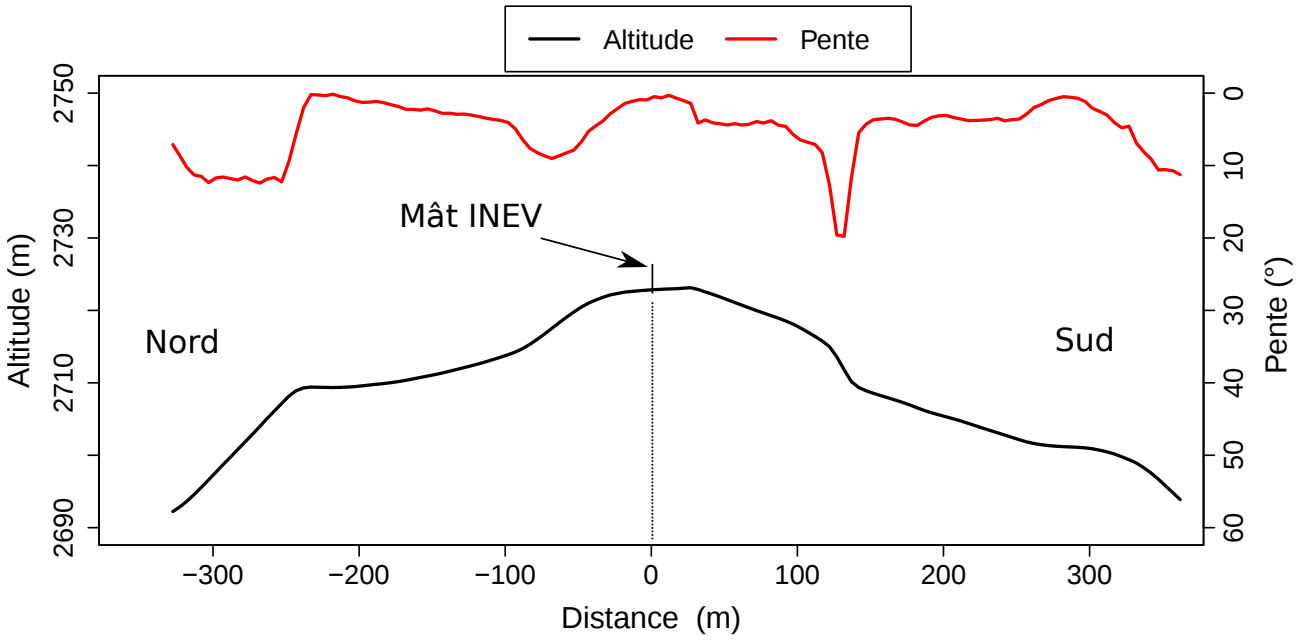


Figure 4.13 – *Profil moyen du Col du Lac Blanc suivant un axe Nord-Sud reconstruit à partir du MNT à 1 m obtenu le 02/03/11 à l'aide du laser terrestre. Les données sont moyennées dans la direction Est-Ouest sur une bande de 30 m de largeur dont l'axe Nord-Sud est centré sur le mât INEV.*

(1964) a suggéré que la longueur de rugosité est proportionnelle à la hauteur de la couche de saltation selon :

$$z_0 = C_\alpha \frac{u_*^2}{2g} \tag{4.16}$$

où g est l'accélération liée à la gravitation et C_α une constante dépendant du type de surface. Ainsi Pomeroy et Gray (1990) ont trouvé C_α=0.1203 alors que les expériences de Nemoto et Nishumura (2001) en soufflerie ont permis de déterminer C_α=0.026. Cette différence de comportement entre milieu naturel et soufflerie a été discutée en détail par Sherman et Farrell (2008).

En relief alpin, Doorschot et al. (2004) ont mesuré des longueurs de rugosité de l'ordre de 1 cm et n'ont pas trouvé d'augmentation de z_0 en fonction de la vitesse de frottement. Ils expliquent ce comportement en argumentant qu'autour de leur site expérimental la longueur de rugosité est déterminée principalement par la topographie environnante et que le phénomène de saltation ne joue qu'un rôle secondaire. Les observations au Col du Lac Blanc (Fig. 4.12) ne distinguent pas situation de transport et situation sans transport. Cependant, elles ne montrent pas de dépendance de z_0 en fonction de u_* pour $u_*>$ 0.4 m s^{-1}. Au Col du Lac Blanc, z_0 semble donc être contrôlée par la topographie locale et la direction du vent par rapport à cette topographie plutôt que par l'intensité du transport de la neige.

Il convient néanmoins de mentionner que le *Fit Log* présente des limitations quant à l'étude des longueurs de rugosité. Andreas (2011) a ainsi montré que les variables z_0 et u_* calculées avec le *Fit Log.* ne sont pas indépendantes et présentent des corrélations qui peuvent masquer la physique du phénomène. En effet, le calcul de z_0 nécessite le calcul au préalable de u_*. En utilisant des valeurs de z_0 et de u_* obtenues de manières indépendantes, Andreas (2011) a établi que z_0 ne dépend pas de u_* pour deux jeux de données collectés sur la banquise en Arctique et en Antarctique. Il associe les conclusions d'études précédentes (e.g. Pomeroy et Gray, 1990) a un traitement potentiellement erroné des données. Les conclusions de Savelyev (2012) vont dans le sens de celles d'Andreas (2011) et ne montrent pas d'évolution de z_0 avec l'intensité du transport.

Conclusion Les longueurs de rugosité mesurées au Col du Lac Blanc couvrent l'intervalle 10^{-5} à 3 10^{-2} m. Elles sont contrôlées par la topographie locale et varient en fonction de la direction du vent : valeur médiane de 2.6 10^{-4} m par vent de nord et 9.5 10^{-3} m par vent de sud. En revanche, elles ne montrent pas de dépendance en fonction de l'intensité du transport. Cette analyse repose sur une régression logarithmique appliquée au profil vertical de vitesse de vent et présente des limitations (Andreas, 2011). Afin de s'en affranchir, un nouveau dispositif de mesure sera mis en place au Col du Lac Blanc au cours de l'hiver 2012-2013. Les grandeurs z_0 et u_* seront alors déterminées indépendamment à l'aide de mesures de vent co-localisées (mât météorologique et anémomètre sonique).

4.4 Analyse des mesures de flux de particules

4.4.1 Données disponibles

Des profils verticaux de flux de particules ont été mesurés à l'aide des filets au cours de quatre épisodes de transport de neige par le vent observés en 2011 et 2012. Ces épisodes ont été caractérisés par l'absence ou la présence de chute de neige ou par des directions différentes des vents dominants. Au total, 75 profils ont été relevés. Pour 32 d'entre eux, les flux de neige ont été mesurés simultanément sur les profils A et B séparés de 33 m (Fig. 4.2). Le tableau 4.7 décrit l'ensemble des périodes au cours desquelles les filets ont été déployés.

Table 4.7 – *Périodes de mesures sur les filets. Les lignes horizontales séparent les 4 épisodes de transport de neige par le vent au cours desquels des mesures ont été effectuées.*

Date	Heure Début[1]	Heure Fin[1]	Nbre relevés	Nbre profils double	Chute de neige
14/02/11	16h36	22h32	7	7	Oui
15/02/11	07h36	13h41	9	9	Oui
22/02/11	11h50	21h32	14	3	Oui
23/02/11	06h41	09h11	5	0	Non
17/03/11	11h18	17h52	9	9	Oui
18/03/11	06h45	14h44	19	4	Non
15/02/12	16h19	19h55	12	0	Oui
Total			75	32	

[1] Heure TU (loc -1h)

Au cours des épisodes de transport de neige par le vent des deux campagnes, les flux de neige ont également été mesurés par les SPC à trois niveaux sur la verticale (Fig. 4.3). Ces données ont été moyennées par période de 10 minutes. En outre, le profil vertical de flux moyen mesuré par les SPC a été calculé pour chaque période d'exposition des filets.

4.4.2 Méthode d'analyse des données

Profils théoriques de concentration et de flux Les équations détaillées qui gouvernent l'évolution en temps et en espace de la concentration en particules de neige transportées sont présentées au chapitre suivant (Sect. 5.2.3). On peut toutefois obtenir une forme simplifiée du profil vertical de concentration de neige en suspension en absence de chute de neige en supposant un équilibre stationnaire entre la diffusion turbulente vers le haut et la force de gravitation vers le bas (Shiotani et Arai, 1967). Les particules de neige soufflée sont supposées avoir une vitesse de chute moyenne, ω (m s^{-1}), constante et, près du sol, leur coefficient de diffusion turbulente, K_{Snw}, est pris égal à $\kappa u_* z/S_c$ (Naaim-Bouvet et al., 2010) où S_c désigne le nombre de Schmidt

des particules de neige. Suivant ces hypothèses, le profil vertical de concentration, c (kg m^{-3}), en suspension suit une loi puissance selon :

$$\frac{c}{c_{\text{ref}}} = \left(\frac{z}{z_{\text{ref}}}\right)^{-\frac{S_c\omega}{\kappa u_*}} = \left(\frac{z}{z_{\text{ref}}}\right)^{-\gamma_c} \tag{4.17}$$

où c_{ref} est la concentration de référence au niveau z_{ref}. On en déduit ensuite le profil vertical de flux de particules de neige F en utilisant un profil logarithmique pour la vitesse du vent u (Éq. 4.8) :

$$F = c(z)u(z) = \frac{u_*}{\kappa}\log\left(\frac{z}{z_0}\right)c_{\text{ref}}\left(\frac{z}{z_{\text{ref}}}\right)^{-\gamma_c} \tag{4.18}$$

Lorsque le transport de neige est simultané à une chute de neige, Naaim-Bouvet et al. (1996) ont proposé un profil de concentration de la forme :

$$c - c_{\text{chute}} = (c_{\text{ref}} - c_{\text{chute}})\left(\frac{z}{z_{\text{ref}}}\right)^{-\gamma_c} \tag{4.19}$$

où c_{chute} correspond à la concentration en particules de neige tombantes. Le relation en loi puissance est toujours valable moyennant une simple translation du profil de concentration.

Calcul des concentrations Pour chaque période d'exposition des filets, les flux de particules associés sont calculés en utilisant l'équation 4.1. Les profils verticaux du vent moyen sur le mât INEV sont ensuite calculés pour ces périodes. Le *Fit Log.* permet de caractériser ces profils en termes de vitesse de frottement et de longueur de rugosité. La vitesse moyenne du vent au niveau de chaque filet, u, est ensuite calculée à partir du profil logarithmique de vitesse. Cette vitesse moyenne est finalement utilisée pour en déduire la concentration moyenne dans chaque filet selon $c = F/u$.

Incertitudes sur les mesures de flux L'incertitude sur les flux peut être calculée en étudiant l'incertitude associée à chaque terme de l'équation 4.1. En utilisant la différentielle logarithmique de l'équation 4.1, on trouve :

$$\frac{\Delta F}{F} = \frac{\Delta M}{M} + \frac{\Delta S_{\text{eff}}}{S_{\text{eff}}} + \frac{\Delta T}{T} \tag{4.20}$$

Chaque terme de l'équation 4.20 est ensuite analysé :

- On estime $\Delta T \approx 5$ s.
- On peut écrire : $\frac{\Delta M}{M} = \frac{\Delta M_{\text{tot}}}{M_{\text{tot}}} + \frac{\Delta M_{\text{vide}}}{M_{\text{vide}}}$ où M_{tot} et M_{vide} sont respectivement la masse du filet rempli de neige et la masse du filet à vide. Ainsi on peut estimer $\Delta M_{\text{tot}} \approx 0.2$ g, soit la précision de la balance alors que ΔM_{vide} est associé à la formation éventuelle de gel sur le filet qui persisterait au moment de la pesée malgré l'attention de l'opérateur. On l'évalue à 2 g.
- L'incertitude associée à la surface de captage s'écrit : $\frac{\Delta S_{\text{eff}}}{S_{\text{eff}}} = \frac{\Delta S}{S} + |\tan(\theta)|\Delta\theta$. L'incertitude relative sur la surface de l'ouverture du filet ΔS est estimée à 10 % pour prendre en compte les effets d'obstruction sur les bords par les coutures du filet. On évalue par ailleurs $\Delta\theta$ à 5°.

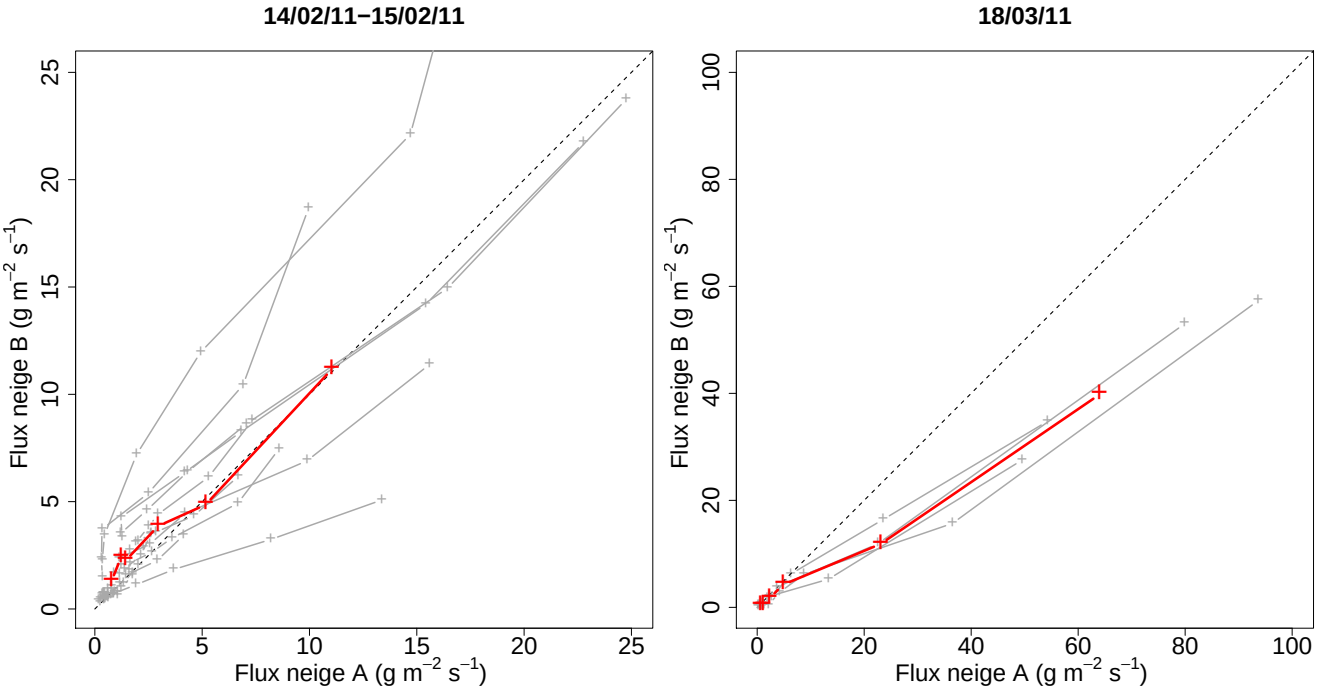
Ce calcul donne une incertitude relative de l'ordre de 10 % sur les mesures de flux. Cette valeur est similaire aux estimations d'erreur de mesure présentées par Doorschot et al. (2004). Il faut cependant noter que leur estimation incluait également l'efficacité de captage des filets. Dans notre étude, l'efficacité de captage a été évaluée en se comparant aux données des SPC (Sect. 4.4.4).

4.4.3 Variabilité spatiale des flux

Au cours de la campagne 2011, des profils verticaux de flux ont été mesurés en deux points A et B séparés de 33 m (Fig. 4.2). Ces mesures visaient à documenter la variabilité spatiale du flux de neige dans une direction Est-Ouest perpendiculaire à l'axe du col. Afin de comparer les profils, les flux ont d'abord été interpolés à la même hauteur sur chacun des profils. Dans la suite, nous désignons par couple 1 les filets du bas des profils A et B. Le couple 6 désigne les filets les plus hauts de chaque profil. Ainsi, lors de chaque période de mesure, les flux mesurés par les filets d'un même couple ont été interpolés à une hauteur commune suivant une loi puissance. Cette hauteur commune correspond à la hauteur moyenne des deux filets pour les couples 2 à 5, la hauteur du filet le plus haut pour le couple 1 et la hauteur du filet le plus bas pour le couple 6.

La figure 4.14 présente une comparaison des flux mesurés sur chacun des deux profils pour un épisode de transport avec chute de neige (14-15/02/11) et un épisode de transport pur (18/03/11). Lors de l'épisode de transport avec chute, le profil de flux moyen ne montre pas de biais systématique entre A et B. Cependant, les profils individuels font état d'une variabilité spatiale marquée pour certaines périodes de mesure. Une analyse détaillée des paramètres météorologiques (direction et intensité du vent, facteur de rafale) ne permet pas d'associer cette variabilité à un facteur donné. L'effet de la variabilité des chutes de neige est quant à lui difficile à estimer. La situation est différente pour l'épisode de transport pur du 18/03/11 avec des flux près de la surface (couples 1 et 2) systématiquement plus élevés en A qu'en B. On peut associer cette observation à la variabilité spatiale du flux de neige en saltation qui est fortement influencée par la micro-topographie locale (présence de sastrugi par exemple). L'accord entre A et B est meilleur pour les filets supérieurs.

Ces mesures simultanées sur deux profils de filets illustrent la variabilité spatiale du flux de neige à l'échelle de quelques dizaines de mètres. Celle-ci peut être associée à l'influence de la micro-topographie de surface sur les flux de neige mesurés près du sol (notamment lors d'épisodes de transport pur) mais aussi à la variabilité du couvert neigeux situé au vent des filets. Néanmoins il est difficile de quantifier cette variabilité car le nombre de profils collectés (32) est insuffisant pour proposer une analyse statistique fiable. Des mesures automatiques de profils de flux en deux points séparés permettraient d'obtenir un échantillon suffisant. Dans la suite de ce travail, cette variabilité spatiale sera mentionnée à l'écrit mais elle n'apparaîtra pas sur les graphiques en absence de quantification fiable. Seule l'incertitude sur les paramètres mesurés décrite en 4.4.2 sera prise en compte.



(a) 14/02/11 : Transport avec chute (16 profils) **(b)** 18/03/11 : Transport pur (4 profils)

Figure 4.14 – *Comparaison entre les flux mesurés par chaque couple de filets des profils A et B pour deux épisodes de transport. Les profils individuels apparaissent en gris alors que les profils moyens pour l'épisode considéré apparaissent en rouge.*

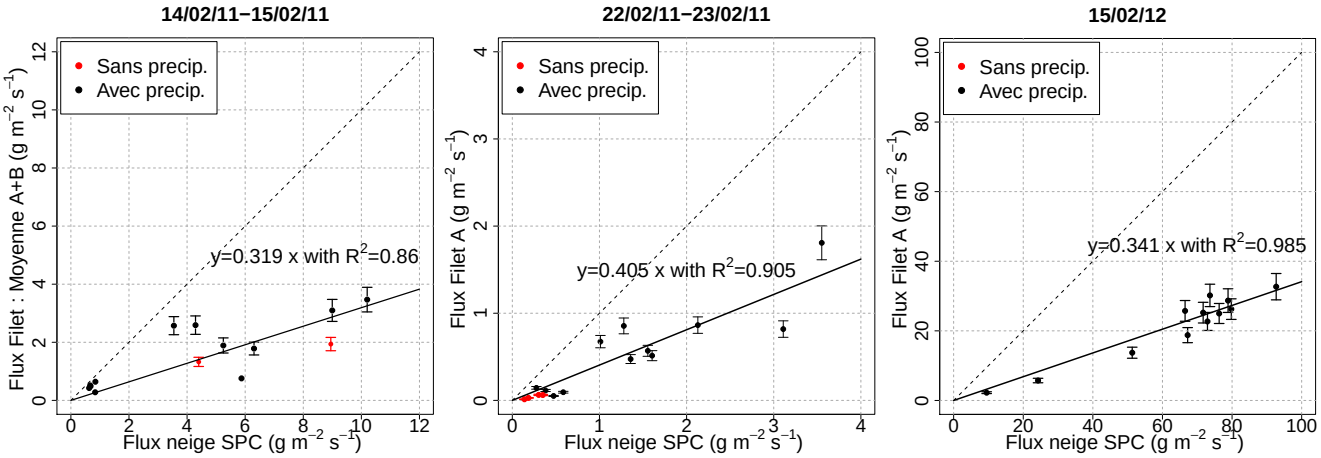
4.4.4 Comparaison de deux techniques de mesure : filet et SPC

Les filets à neige et les SPC permettent tous deux de mesurer des flux de particules de neige transportées. Ils diffèrent cependant dans la technique de mesure. Les filets à neige sont des capteurs mécaniques alors que les SPC reposent sur une mesure optique (cf 4.1.2). Chacune de ces techniques présente des limitations. Outre l'incertitude associée au protocole de mesure estimée à 10 % (Eq. 4.20), les filets à neige sont caractérisés par une efficacité de captage variable (e.g. Font et al., 1998, 2001; Gordon et al., 2010). Elle dépend de la forme du filet et du tissu utilisé. En effet, les mailles du filet tendent à réduire la vitesse du vent, modifiant ainsi l'écoulement de l'air et la trajectoire des particules de neige. Il peut en résulter une sous-estimation du flux réel de particules de neige. Contrairement aux filets, les SPC n'obstruent pas le flux de particules de neige. En revanche, ils tendent à sur-estimer les flux lorsque les particules sont de forme non-sphérique (Sato et al., 2005). Les données collectées au cours des campagnes d'observation permettent de comparer ces deux méthodes de mesure.

Efficacité de captage des filets Nous rapportons ici les efficacités estimées pour des filets de forme rectangulaire similaire à celle utilisée dans cette étude. A partir de mesures en soufflerie, Takeuchi (1980) a déterminé que l'efficacité aérodynamique variait de 60 à 90 % pour des filets dont l'ouverture mesurait 15×5 cm^2. Les mesures de Font et al. (1998), effectuées à la station de la Molina (Pyrénées espagnoles), ont permis d'estimer une efficacité variant de 5 à 45 % pour des filets de forme similaire à ceux de Takeuchi (1980). Font et al. (1998) ont associé cette faible

efficacité à la sublimation de la neige piégée dans le filet. Leur étude ne précise cependant pas la durée d'exposition des filets. Enfin, plus récemment, Gordon et al. (2010) ont rapporté une diminution de l'efficacité de captage en fonction du temps d'exposition : de 51 % pour une exposition de 30 min à 25 % pour une exposition de 03h40. Leur mesures ont été effectuées dans le Nord du Canada à l'aide de filets d'ouverture 10×10 cm^2 et comparées à celles provenant d'une caméra. Ils expliquent également cette diminution par la sublimation de la neige capturée dans les filets.

Pour estimer l'efficacité de captage des filets utilisés au Col du Lac Blanc, les données du SPC Haut ont donc été comparées aux données des filets interpolées en loi puissance à la hauteur de ce SPC, comprise entre 1.1 et 1.3 m. Afin de limiter l'effet de la sublimation de la neige dans les filets, seuls les profils ayant une durée d'exposition inférieure à 40 min ont été retenus. Les SPC Fixe et Bas n'ont pas été utilisés car le SPC Fixe est situé à une hauteur supérieure à celle du filet le plus haut alors que le SPC Bas se trouve dans une zone de forte variabilité du flux de particules sur la verticale et sur l'horizontale (Fig. 4.14).



(a) 14-15/02/11 **(b)** 22-23/02/11 **(c)** 15/02/12

FIGURE *4.15* – *Comparaison entre les flux mesurés par les SPC et les filets pour trois épisodes de transport. Pour les filets, les flux correspondent à la moyenne des profils A et B lorsque les mesures sont disponibles (***a***). Dans le cas contraire (***b*** et* ***c***), *les flux ont été mesurés sur le profil A situé à 22 m du support des SPC (Fig. 4.2). Les barres d'incertitude tiennent compte de l'erreur d'observation calculée en 4.4.2.*

La figure 4.15 montre que le SPC Haut mesure des flux de neige plus élevés que les filets. Ce constat s'applique aux profils collectés avec ou sans chute de neige. Malgré des valeurs absolues de flux différentes pour chacun des trois épisodes, une régression linéaire $F_{\text{Filet}} = \lambda F_{\text{SPC}}$ donne des résultats similaires. On trouve λ=0.319 pour l'épisode du 14-15/02/11, 0.405 pour celui du 22-23/02/11 et 0.341 pour le 15/02/12. Les filets ont donc une efficacité de captage moyenne de 35 % en prenant les SPC comme référence. Cette estimation est dans l'ordre de grandeur des efficacités mentionnées au paragraphe précédent pour des filets d'ouverture rectangulaire. Elle est également cohérente avec les résultats de Font et al. (2001) obtenus en soufflerie qui montrent que des filets d'ouverture rectangulaire ont une efficacité de captage inférieure à 50 % par rapport à un SPC lorsque le flux de particules est inférieur à 100 g m^{-2} s^{-1}. Cependant, elle diffère des résultats de Naaim-Bouvet et al. (2010) qui ont trouvé un bon accord entre les flux mesurés par

des filets et des SPC. Ainsi, Naaim-Bouvet et al. (2010) ont mesuré $\lambda = 0.95$ au Col du Lac Blanc. Le filet utilisé dans leur étude avait la même forme que ceux utilisés lors des deux campagnes de mesures mais possédait un tissu à la maille plus grande. Son efficacité de captage était donc potentiellement plus importante.

Profils verticaux de flux Les SPC et les filets permettent d'avoir accès au profil vertical de flux près de la surface. Afin de les comparer, une régression en loi puissance de la forme $F = Az^{-\gamma_F}$ a été appliquée aux données filets et SPC. Les filets situés entre 0.1 et 1 m de hauteur ont tout d'abord été considérés et seuls les profils présentant un cœfficient de détermination R^2>0.95 ont été conservés. Les SPC Haut et Bas séparés de 1.2 m ont ensuite été utilisés. Seules les mesures où le SPC Bas était situé à une hauteur supérieure à 0.11 m ont été considérées afin de s'affranchir de l'influence du transport en saltation. Il convient néanmoins de remarquer que le profil simplifié de flux ne suit pas une loi puissance contrairement à la concentration (Eq. 4.17 et 4.18). Ces régressions ont été calculées uniquement dans le but de comparer filet et SPC.

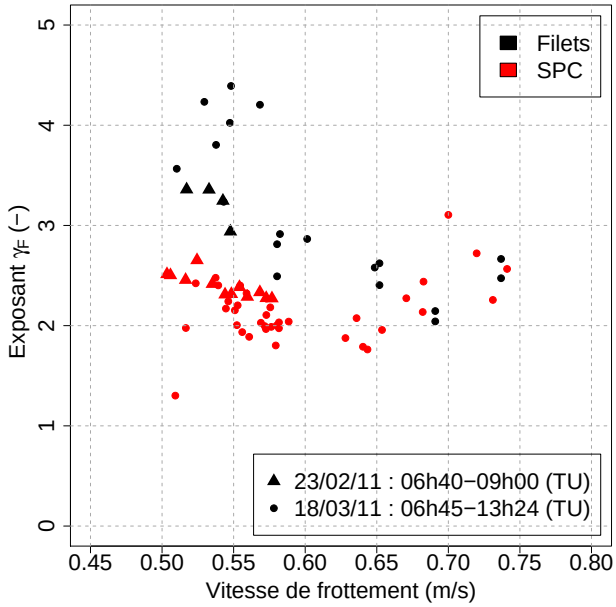


Figure 4.16 – *Exposant γ_F de la régression en loi puissance sur les flux mesurés avec les filets et les SPC en fonction de la vitesse de frottement u_*. Deux périodes de mesures sont considérées. u_* a été déterminé en appliquant le Fit Log. aux données du mât INEV.*

La figure 4.16 compare les exposants γ_F mesurés par les filets et les SPC pour les épisodes de transport sans chute de neige du 23/02/11 et du 18/03/11. Les filets donnent des valeurs de γ_F supérieures à celles mesurées par les SPC pour des valeurs de u_*<0.65 m s^{-1}. Ce comportement s'observe pour les deux épisodes de transport. Dans cette situation, les filets mesurent donc une décroissance du flux sur la verticale plus marquée que les SPC. L'écart entre SPC et filet augmente lorsque la vitesse de frottement diminue. A l'inverse, les exposants mesurés par les filets et les SPC sont en bon accord pour u_*>0.65 m s^{-1}.

Cette différence entre les deux systèmes de mesure peut s'expliquer par la difficulté de mesurer de faibles valeurs de flux avec des filets. Dans ces cas, la perte relative de masse par sublimation peut être importante dans les filets supérieurs alors qu'elle affectera peu les filets situés près de

la surface collectant des masses plus élevées. Cette situation entraîne donc une augmentation de γ_F par rapport à la valeur mesurée par un appareil optique tel le SPC non influencé par la sublimation. Font et al. (2001) ont également montré que l'efficacité de captage des filets par rapport aux SPC augmente avec le flux de particules de neige. Il faut enfin mentionner que cette comparaison a été réalisée entre deux profils séparés de 22 m. A cette échelle horizontale, les flux de neige présentent une variabilité spatiale potentiellement marquée près de la surface (Fig. 4.14) ayant pour conséquences des pentes variables du profil de flux.

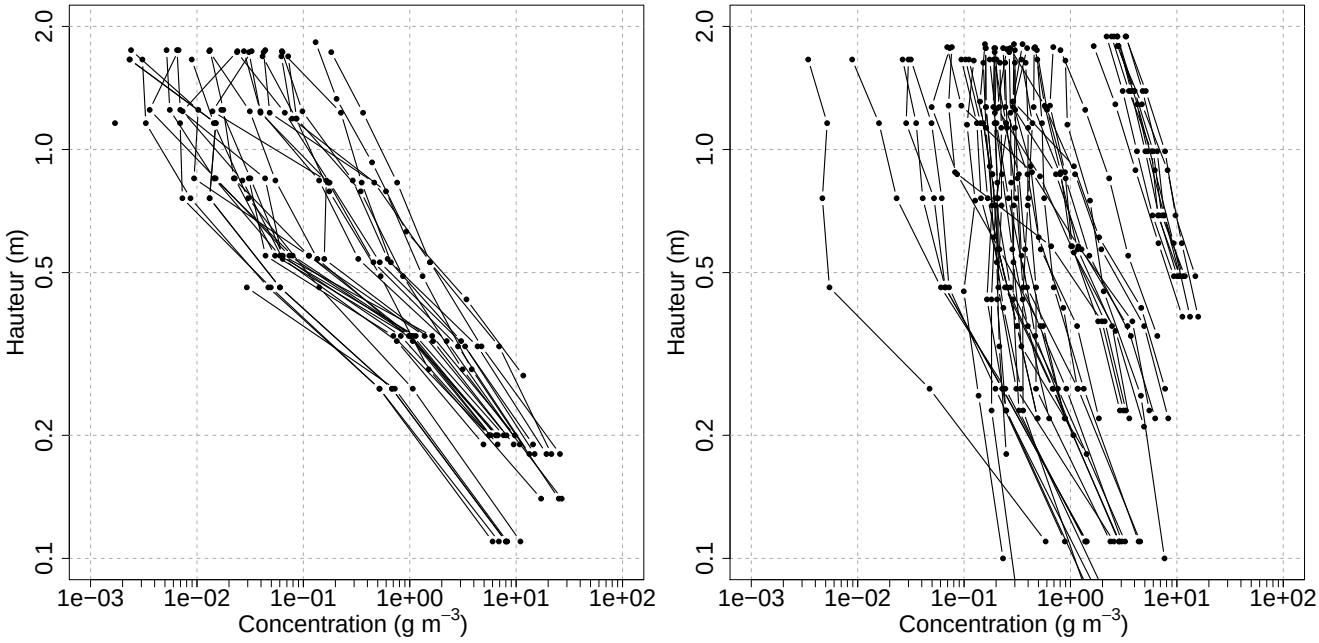
Conclusion La comparaison filet/SPC présentée dans cette partie illustre l'influence du type de capteurs sur les mesures de flux. L'efficacité de captage des filets utilisés pour cette étude est de l'ordre de 35 % en prenant le SPC comme référence. Cette estimation repose sur 41 mesures et montre un comportement similaire pour trois épisodes de transport de neige par le vent. Elle a été réalisée à une hauteur (1 m) à laquelle les flux de neige ne montrent pas de biais systématique associé à de la variabilité spatiale (Sect. 4.4.3). Dans la suite de ce travail, afin de permettre une utilisation simultanée des flux SPC et filets, les flux filets sont corrigés en tenant compte d'une efficacité de captage de 35%. Cette modification affecte la valeur absolue des flux mais ne change pas la forme du profil et l'exposant γ_F.

La comparaison de la forme des profils verticaux de flux entre 0.1 et 1.3 m fait apparaître des différences entre filets et SPC : les filets tendent à mesurer une décroissance du flux sur la verticale plus marquée que les SPC. Cette différence augmente lorsque la vitesse de frottement diminue. Plusieurs explications peuvent être avancées sans pouvoir conclure quant à leur importance relative : effet de la sublimation sur la mesure de faibles valeurs de flux avec les filets, variabilité de l'efficacité de captage avec l'intensité des flux, variabilité spatiale marquée près de la surface entre les deux points de mesures. Cette comparaison montre néanmoins qu'une attention toute particulière doit être apportée au type de capteur utilisé lors de l'analyse de profils verticaux de flux de particules de neige soufflée. L'utilisation de plusieurs types de capteur en parallèle doit être privilégiée dans la limite des ressources disponibles (financières, logistiques, personnelles, ...). Au Col du Lac Blanc, le banc de mesure déployé par IRSTEA est un outil approprié. Des mesures simultanées et colocalisées de flux par les SPC et les filets à différentes hauteurs et dans différentes situations (avec ou sans précipitation) permettraient de mieux connaître le comportement de chacun des capteurs et son influence sur les profils mesurés.

4.4.5 Profil vertical de concentration et type de particule transportée

Ensemble des profils La figure 4.17 montre l'ensemble des profils verticaux de concentration collectés dans les filets au cours des deux campagnes de mesures. Elle fait la distinction entre les profils collectés en situation de transport avec ou sans chute de neige. On désigne par TNV les périodes de transport sans chute de neige et PAV celles avec chute de neige. Les deux situations se caractérisent par des formes différentes du profil de concentration sur la verticale. En situation de TNV, la concentration dans le filet supérieur ne dépasse jamais 0.3 g m^{-3} alors qu'elle dépasse fréquemment cette valeur en cas de chute de neige. En effet, dans cette situation, les filets captent à la fois la neige provenant de la précipitation et celle reprise en surface par le vent. La pente du

profil sur la verticale est donc différente avec une diminution plus prononcée en cas de transport sans chute de neige. On remarque que les profils avec chute de neige présentent une plus grande variabilité en terme de forme du profil, témoignant de conditions variables au moment de la mesure : intensité des précipitations et du transport accompagnant la chute.



(a) Transport sans chute

(b) Transport avec chute (profil A uniquement)

Figure 4.17 – *Profil verticaux de concentration collectés au cours des deux campagnes en distinguant transport avec (***b***) ou sans (***a***) chute de neige simultanée. Les mesures réalisées sur le profil B en situation de transport avec chute de neige ont été omises pour des raisons de clarté du graphique (***b***). Les profils ont été corrigés en tenant compte une efficacité de captage de 35 % (Sect. 4.4.4).*

Analyse détaillée La figure 4.17 (a) montre que les profils verticaux de concentration mesurés au Col du Lac Blanc en situation de transport sans chute de neige tendent à suivre le profil simplifié en loi puissance de l'équation 4.17. Pour chaque profil, une régression en loi puissance a donc été appliquée afin de déterminer l'exposant γ_c de l'équation 4.17. Elle utilise les filets compris entre 0.1 et 1 m (filets 1 à 4). Les profils mesurés lors de transport avec chute de neige ont également été analysés en tenant compte de la contribution des précipitations. La valeur de c_{chute} de l'équation 4.19 est prise égale à la concentration mesurée dans le filet le plus haut (cette hypothèse revient à supposer que toute la neige collectée dans le filet supérieur provient de la chute et non de l'arrachement de la neige au sol). Les profils en situation de TNV tendent à confirmer cette hypothèse et montrent des concentrations très faibles dans le filet supérieur (Fig. 4.17 (a)). Cette méthode de correction des profils a été utilisée par Naaim-Bouvet et al. (1996) pour analyser des profils collectés en Antarctique. Enfin, des régressions en loi puissance ont également été appliquées aux profils verticaux de flux. Pour les situations de PAV, les flux ont été corrigés en tenant compte de la contribution de la précipitation. Les régressions sur les flux ont été calculées pour se comparer à des travaux antérieurs (Takeuchi, 1980; Nishimura et Nemoto, 2005; Gordon et al., 2010). On note γ_F l'exposant de la loi puissance pour les flux. Le

tableau 4.8 propose un récapitulatif des quatre catégories de régression.

Table 4.8 – *Catégories de régression en loi puissance appliquée aux données filets collectées entre 0.1 et 1 m*

Catégorie	Variable	Précipitation
Conc. TNV	Concentration	Non
Conc. PAV	Concentration	Oui ($c_{\text{chute}} = c_{\text{FiletHaut}}$)
Flux TNV	Flux	Non
Flux. PAV	Flux	Oui ($c_{\text{chute}} = c_{\text{FiletHaut}}$)

La figure 4.18 (a) montre la plage des valeurs prises par les exposants γ_c et γ_F de la loi puissance pour les 4 catégories décrites au paragraphe précédent. Seules les régressions présentant un coefficient de détermination R^2>0.95 ont été conservées. Les situations de transport avec ou sans précipitation se distinguent clairement. Ainsi, la valeur médiane γ_c est de 3.07 en situation de transport pur et de 1.73 avec précipitation. Pour les flux, la valeur médiane de γ_F est de 2.94 en TNV et de 1.55 en PAV. Ces valeurs sont cohérentes avec les valeurs de γ_F rapportées dans d'autres études utilisant des capteurs mécaniques (Tab. 4.9). Les mesures de Takeuchi (1980) montrent également une différence de γ_F en fonction du type de neige (1.4 et 1.5 pour de la neige fraîche et 2 et 3.3 pour de la vieille neige). En revanche, les valeurs rapportées par Nishimura et Nemoto (2005) à partir de mesures SPC collectées en Antarctique sont inférieures à celles observées au Col du Lac Blanc. Outre les conditions météorologiques variables entre Antarctique et Alpes, cette différence peut en partie s'expliquer par l'influence de la technique de mesure comme l'illustre la comparaison réalisée entre filets et SPC au Col du Lac Blanc (Fig. 4.16).

Table 4.9 – *Valeurs de l'exposant γ_F rapportées dans différentes études*

Etude	Lieu	Techniques de mesure	γ_F
Takeuchi (1980)	Hokkaido (Japon)	Filets	1.4*- 3.3†
Takahashi (1985)	Mizuho (Antarctique)	Fusées Mellor	1.3-3.3
Nishimura et Nemoto (2005)	Mizuho (Antarctique)	SPC	0.7-1.2
Gordon et al. (2010)	Iqualuit (Nunavut, Canada)	Filets	2.5

* Neige fraîche † Vieille neige

Afin d'analyser les différences entre PAV et TNV, la valeur du produit $S_c\omega$ a été calculée pour chaque profil (Eq. 4.17). En considérant que le nombre de Schmidt, S_c, des particules de neige est constant (Naaim et Martinez, 1995), le produit $S_c\omega$ est directement proportionnel à ω, la vitesse de chute moyenne des particules. En situation de PAV, la figure 4.18 (b) montre que ω augmente en fonction de u_*. Cette évolution traduit le fait que plus u_* est élevée, plus les particules en suspension sont grosses, et donc plus la vitesse de chute moyenne est importante (Naaim-Bouvet et al., 1996, 2010; Gordon et al., 2010). Les données collectées en situation de PAV se comparent favorablement (Fig. 4.18 (b)) à la droite de régression déterminée par Naaim-Bouvet et al. (2010)

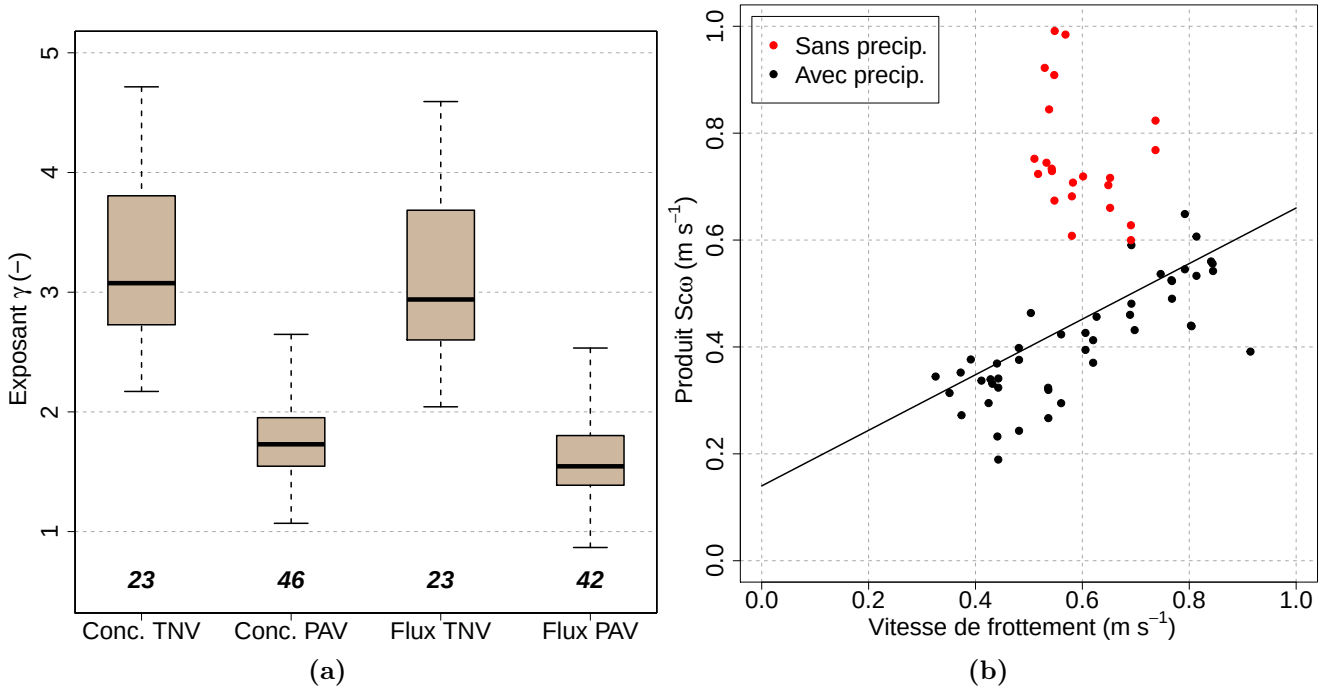


FIGURE 4.18 – *(a) Diagrammes en boîte de l'exposant de la loi puissance pour les 4 catégories de régression. Les catégories sont décrites dans le tableau 4.8. Les nombres en italique indiquent le nombre de profils dans chaque catégorie. (b) Évolution du produit $S_c\omega$ en fonction de la vitesse de frottement u_*. La droite en noire d'équation y=0.52x+0.14 est tirée de Naaim-Bouvet et al. (2010) à partir d'observations au Col du Lac Blanc.*

au Col du Lac Blanc. Cependant, leur étude ne mentionne pas si les profils utilisés pour établir cette régression ont été collectés avec ou sans chute de neige. Pour les situations de TNV, on ne peut conclure quant à l'évolution du produit $S_c\omega$ en fonction de u_* car la gamme de valeurs de u_* couverte dans ces situations est trop restreinte. On note cependant que, à u_* donné, les vitesses de chute en situation de TNV sont supérieures à celles obtenues en situation de PAV.

Takahashi (1985) a mesuré directement la vitesse de chute des particules de neige soufflée et a montré qu'en situation de PAV les particules tombent moins vite qu'en situation de TNV à u_* donné. Il explique cette différence par l'influence de la forme des particules de neige en suspension. En effet, en situation de TNV, les particules de neige soufflée ont des formes de sphéroïde du fait de leur fragmentation suite aux chocs multiples avec la surface du manteau neigeux (Clifton et al., 2006). En revanche, les particules reprises par le vent en situation de PAV proviennent en partie de la précipitation et présentent encore des restes de dendrites caractérisées par une traînée aérodynamique importante et une vitesse de chute faible.

Les profils collectés dans les filets au Col du Lac Blanc vont donc dans le sens des observations de Takahashi (1985). Cependant, la comparaison avec les SPC à la section 4.4.4 a montré que les filets tendent à sur-estimer l'exposant γ_F pour $u_* < 0.65$ m s^{-1}, d'où une sur-estimation possible de la vitesse de chute. Il convient donc de savoir si cette différence de forme des profils verticaux de concentration entre situation de TNV et de PAV observée dans les filets ne s'explique que par des incertitudes de mesures ou alors si elle est observée avec d'autres techniques de mesure ou dans d'autres régions. Les données des SPC et des mesures collectées en Antarctique sont donc

utilisées dans les deux prochains paragraphes pour étudier l'influence de la forme des particules sur la forme du profil vertical de concentration.

Que mesurent les SPC ? L'évolution de l'exposant γ_F mesuré par les SPC au cours de l'épisode du 18/03/11 est tracée sur la figure 4.19. γ_F a été calculé à partir des flux mesurés par les SPC Haut et Bas en se limitant aux périodes où la hauteur du SPC Bas était supérieure à 0.11 m pour s'affranchir des effets de la saltation. On retrouve sur cette figure la différence entre l'exposant mesuré par les SPC et les filets déjà observée sur la figure 4.16. Par ailleurs, les SPC montrent une évolution de l'exposant γ_F entre le début et la fin de l'épisode. Ainsi, en début d'épisode, γ_F varie entre 1.4 et 2.1 pour des vitesses de vent dans l'intervalle 10-14 m s^{-1}. Ces données ont été collectées pendant les deux heures suivant la fin des précipitations. En fin d'épisode (à partir de 15h30), on mesure une valeur de γ_F comprise entre 2.8 et 3.2 alors que le vent varie de 10 à 13 m s^{-1}. Pour des intensités similaires de vent, deux gammes de valeurs de γ_F semblent donc se distinguer en fonction de l'âge de la neige. Cette observation va dans le sens de l'hypothèse de fragmentation progressive des particules de neige transportées avec des conséquences sur leur forme et leur vitesse de chute et donc sur la forme du profil de concentration.

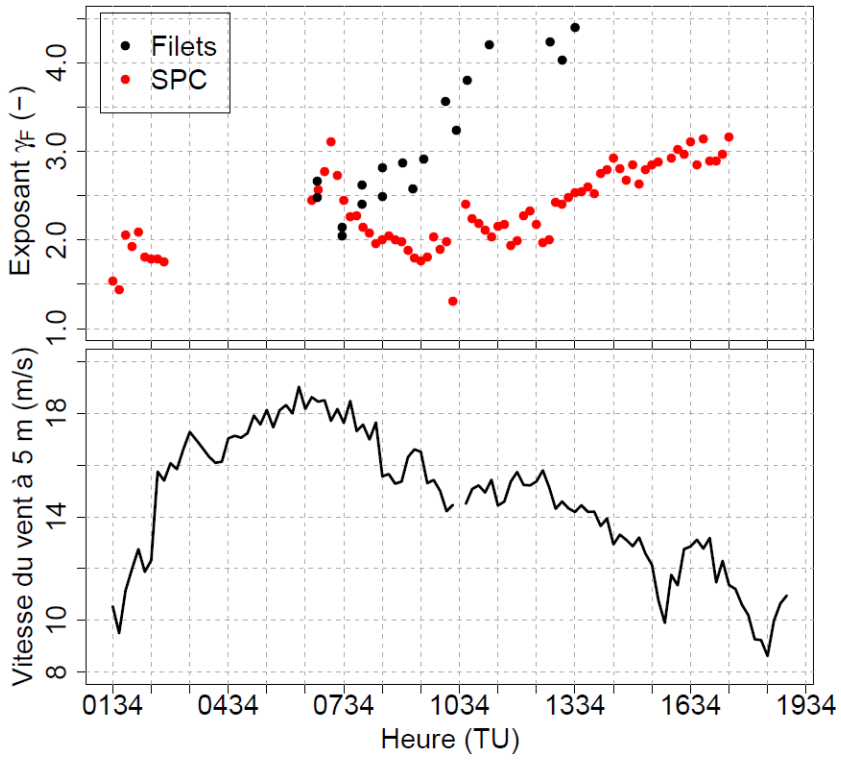


Figure 4.19 – *Haut : Évolution de l'exposant γ_F mesuré par les filets et les SPC pour l'épisode du 18/03/11. Les données manquantes du SPC correspondent à des périodes où le SPC Bas était sous la neige. Bas : Évolution de la vitesse du vent à 5 m pour ce même épisode.*

Lors de l'épisode du 18/03/11, les SPC n'ont donc pas permis de comparer situation de TNV et de PAV mais ils montrent que la forme des profils diffèrent en situation de TNV en fonction de l'âge de la neige mise en mouvement et de l'intensité du transport auquel elle a été exposée. L'analyse des données SPC sur un nombre plus important d'épisodes de transport permettrait de renforcer cette conclusion.

Qu'observe-t-on en Antarctique ? Des mesures filets ont été récemment collectées en Antarctique par des chercheurs du LGGE. Ils ont travaillé près de la base franco-italienne de Cap Prud'homme en Terre Adélie lors des deux campagnes polaires estivales de 2009/2010 et 2010/2011. De forts vents catabatiques sont présents dans cette région (Gallée et Pettré, 1998) et sont responsables de nombreux épisodes de transport de neige par le vent, même en période estivale. Les filets déployés à Cap Prud'homme ont été construits sur le même patron que ceux utilisés au Col du Lac Blanc. Les tissus proviennent cependant de deux fournisseurs différents. Le profil de flux est obtenu entre 0.1 m et 2 m de hauteur à l'aide de 5 filets. 3 filets sont présents dans la zone 0.1-1 m. La vitesse du vent est, quant à elle, enregistrée à une hauteur de 2 m. Afin d'en déduire des concentrations de neige, la vitesse du vent au niveau des filets est calculée en supposant l'atmosphère neutre et en fixant la longueur de rugosité z_0 à une valeur de 0.0001 m conformément à d'autres études menées en Antarctique (e.g. Leonard et al., 2011). Le nombre de profils collectés est moins conséquent qu'au Col du Lac Blanc. Au total, 29 profils ont été réalisés avec et sans précipitation. Ils ont ensuite été classés en fonction de la présence ou de l'absence de précipitation d'après les remarques faites sur le terrain au moment des mesures. Cependant, la méthode de Naaim-Bouvet et al. (1996) pour s'affranchir de l'effet des précipitations sur la forme du profil ne peut pas être appliquée contrairement à ce qui a été fait au Col du Lac Blanc. En effet, les concentrations dans le filet le plus haut (hauteur supérieure à 2 m) ne sont pas faibles en situation de TNV. Seuls les 14 profils sans précipitation sont donc considérés.

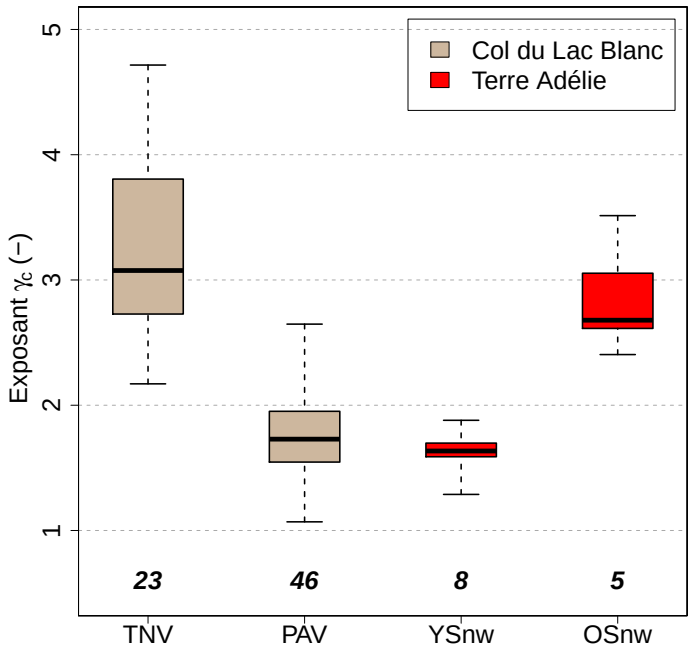


Figure 4.20 – *Diagrammes en boîte de l'exposant γ_c pour quatre catégories : 2 au Col du Lac Blanc et 2 en Terre Adélie. Les catégories sont décrites dans le texte. Les nombres en italique indiquent le nombre de profils dans chaque catégorie.*

Afin de comparer les profils verticaux de concentration, une régression en loi puissance a été appliquée aux données collectées en Terre Adélie (Fig. 4.20). On distingue les données collectées en présence de neige fraîche au sol (moins de 4 h après la fin des précipitations ; YSnw) et en présence de neige ancienne (plus de 24 h après la fin des précipitations ; OSnw). Les exposants

obtenus pour la neige fraîche en Terre Adélie sont compris dans l'intervalle de ceux obtenus au Col du Lac Blanc en situation de PAV (valeur médiane de 1.73 au Col du Lac Blanc contre 1.63 en Terre Adélie). De même, le transport avec neige ancienne (OSnw) présente des valeurs analogues à celles mesurées au Col du Lac Blanc en situation de TNV (valeur médiane de 3.03 au Col du Lac Blanc contre 2.68 en Terre Adélie). Les profils collectés en Antarctique montrent donc également une différence de la forme du profil de concentration en situation de TNV en fonction de l'âge de la neige mise en mouvement et donc du type de neige transportée.

Conclusion Les profils verticaux de concentration en particules de neige transportées collectés au Col du Lac Blanc ont été analysés. Ceux collectés en situation de transport avec chute ont été corrigés pour s'affranchir de l'effet des précipitations. Malgré cette correction, les profils montrent des formes différentes en fonction de la présence ou non de chute de neige. La vitesse de chute des particules en situation de PAV est inférieure à celle des particules en situation de TNV. Cette observation est conforme aux résultats de Takahashi (1985) qui a mesuré directement la vitesse de chute des particules de neige soufflée. Cette différence peut s'expliquer par la forme des particules de neige en suspension. En effet, pendant une chute de neige, les particules de neige reprises en surface conservent des restes de structures dendritiques provenant des flocons et ont des vitesses de chute faible. Sous l'action du transport et des chocs répétés avec la surface, les grains de neige se fragmentent et tendent vers des sphéroïdes aux vitesses de chute plus importantes.

Des mesures SPC collectées au Col du Lac Blanc et d'autres profils filets relevés en Terre Adélie montrent également cette différence de forme du profil vertical de concentration. Elle a été observée entre situations de début de TNV (immédiatement après la fin des chutes de neige) et de TNV établi. Il semble donc que la différence initialement observée avec les filets au Col du Lac Blanc entre situation de PAV et de TNV perdure plusieurs heures après la fin des chutes de neige. Les mesures filets en situation de TNV au Col du Lac Blanc ont été collectées à partir de 6h après la fin des précipitations le 18/03/11 et à partir de 12h le 23/02/11. En Terre Adélie, des profils verticaux typiques de transport de particules ayant des formes dendritiques sont encore observés jusqu'à 4h après la fin des précipitations. Après 24 h, les profils verticaux ont évolué témoignant d'un changement de forme des particules transportées. Le processus de fragmentation des particules de neige s'étend donc sur plusieurs heures après la fin des précipitations et sa durée dépend probablement de l'intensité du transport. Les SPC constituent un outil intéressant pour suivre l'évolution temporelle du profil vertical. Des prélèvements simultanés d'échantillon de particules de neige soufflée et une étude de leur forme permettrait de compléter cette analyse et de renseigner sur le mécanisme de fragmentation et sur les constantes de temps associées.

38 % des épisodes de transport observés au Col du Lac Blanc se déroulent pendant une chute de neige (cf 3.2.2). Les profils verticaux décrits en situation de PAV sont donc fréquemment observés et influencent potentiellement la localisation des zones de dépôt autour du site expérimental. L'utilisation de modèles permettrait de répondre à ces questions. Cependant, le rôle de la forme des particules n'est généralement pas pris en compte dans les modèles de transport de neige par le vent qui utilisent des vitesses de chute constantes (Lehning et al., 2008; Schneiderbauer et Prokop, 2011) ou font l'hypothèse de particules sphériques (Bintanja, 2000a; Déry et Yau, 2001).

4.5 Suivi de hauteur de neige : Laser terrestre

4.5.1 Données disponibles

Un laser terrestre a été déployé au Col du Lac Blanc au cours des deux campagnes de mesures afin de produire des cartes de hauteur de neige autour du site. Les figures 4.7 et 4.8 détaillent pour chaque campagne les relevés effectués. Un post-traitement a ensuite été appliqué par les chercheurs du BOKU pour géoréférencer les nuages de points acquis par le laser et les transformer en des grilles régulières à 1 m de résolution horizontale. Elles couvrent les côtés Nord et Sud du Col du Lac Blanc pour une superficie totale de 0.54 km^2. Les modèles numériques de terrain (MNT) ainsi produits ont servi à calculer des cartes de hauteur de neige par différence entre ces MNT et le MNT du terrain nu relevé en absence de neige sur le site.

Nous présentons dans cette section les principaux résultats issus de la campagne 2011. A la date de rédaction de ce manuscrit de thèse, les données de la campagne 2012 n'étaient pas encore disponibles. Les méthodes utilisées dans cette analyse sont similaires à celles retenues par Schirmer et al. (2011) pour étudier grâce à un laser terrestre l'évolution de la hauteur de neige autour du site de la Wannengrat près de Davos.

4.5.2 Hauteur de neige autour du Col du Lac Blanc

La figure 4.21 montre la carte de hauteur de neige mesurée autour du Col du Lac Blanc le 23/03/11. Cette carte illustre la variabilité marquée de la hauteur de neige autour du site. Les alentours immédiats du Col sont caractérisés par la présence de deux zones d'accumulation au Nord et au Sud associées à des ruptures de pente. Elles se forment selon une direction transverse à la direction des vents dominant au Col du Lac Blanc (NNE-SSO). Dans ces zones, la hauteur de neige dépasse localement 5 m alors qu'elle est inférieure à 1.5 m à proximité immédiate du Col. D'autres zones d'accumulation (hauteur de neige supérieures à 5 m) sont observées aux alentours du Col. Ces zones se situent au niveau de ruptures de pente où les effets du transport de la neige par le vent sont actifs ou au pied de falaises où les écoulements de neige par gravité (avalanche, coulée, ...) constituent une source d'accumulation supplémentaire.

4.5.3 Évolution au cours de la campagne 2011

Les changements de hauteur de neige pour chaque épisode de la campagne 2011 sont illustrés sur la figure 4.22. Ces épisodes se caractérisent par la formation de zones d'érosion et d'accumulation variables en fonction de la direction des vents dominants.

L'épisode du 14/02/11 correspond à une chute de neige par vent de sud sur un manteau neigeux non mobilisable par le vent. Les observateurs présents sur le site ont estimé qu'il est tombé 10 cm de neige au cours de cet épisode. Cette neige a été ensuite reprise par le vent et redéposée. Les dépôts résultant se caractérisent par une grande variabilité et atteignent localement plus de 75 cm comme dans la zone d'accumulation située au Nord du Col du Lac Blanc (Fig. 4.22 (a)). On

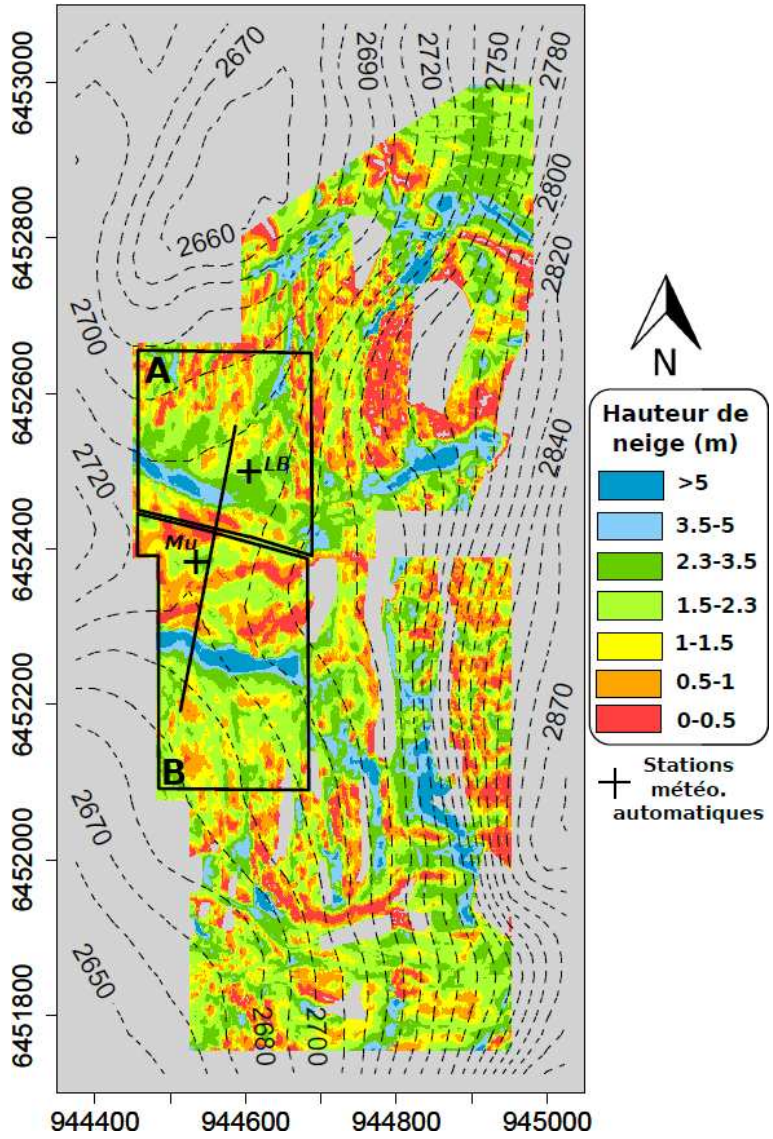
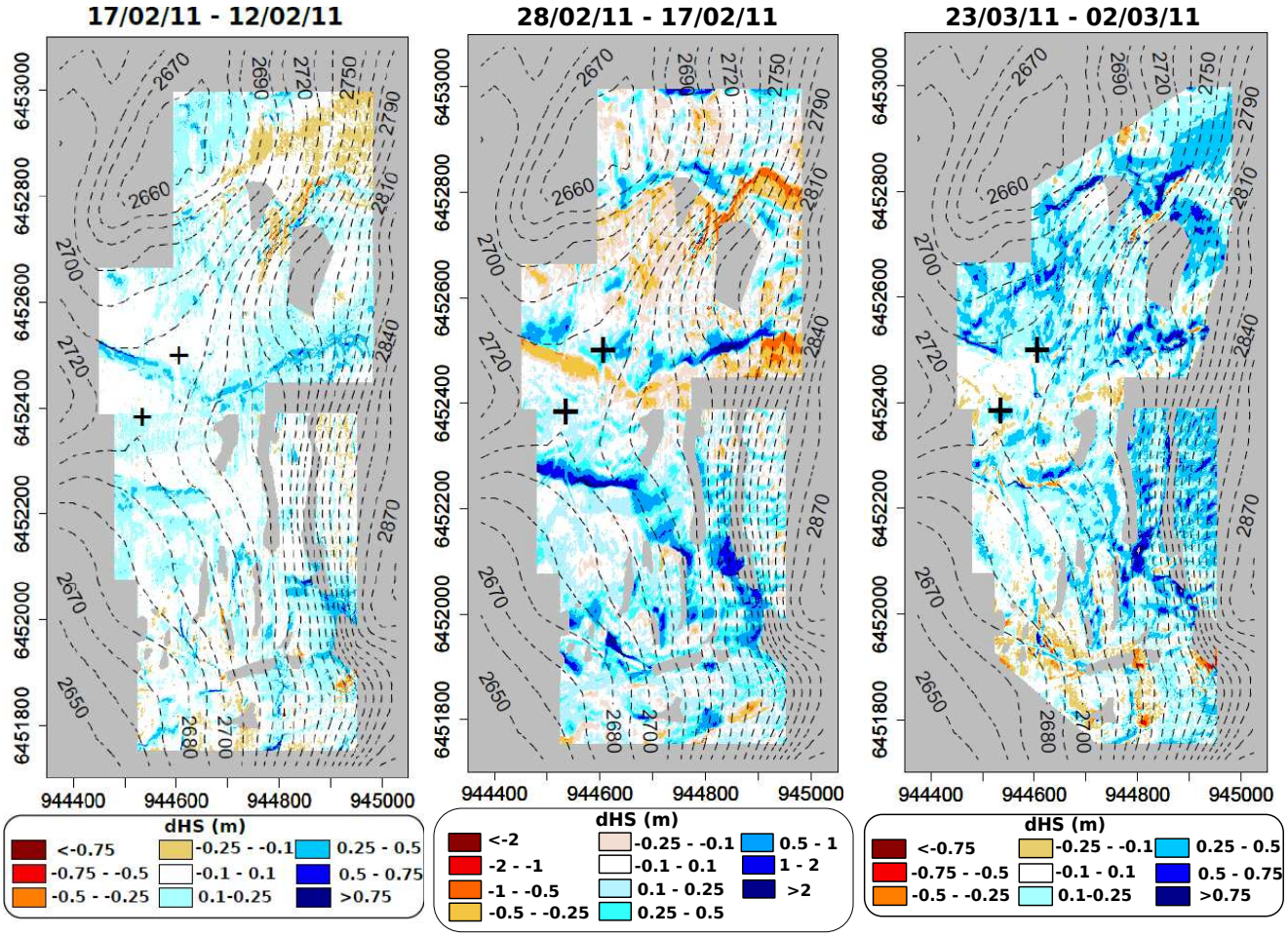


Figure 4.21 – *Hauteur de neige mesurée autour du Col du Lac Blanc le 23/03/11 à une résolution horizontale de 1 m. Les croix indiquent les positions des deux stations météo. automatiques de la Muzelle (Mu) et du Lac Blanc (LB). Les zones A et B désignent les deux zones d'investigations autour du Col du Lac Blanc : la partie Nord (A) et la partie Sud (B). Les courbes de niveaux équidistantes de 10 m ont été extraites du MNT à 25 m de l'IGN.*

remarque également que de vastes zones ne présentent pas de trace d'accumulation, en particulier au niveau des 2 stations de mesure automatique de hauteur de neige dont les enregistrements ne montrent pas de trace de cet épisode de transport (Fig. 4.7). La diminution de hauteur de neige observée au Nord-Est du domaine peut être associée à une qualité plus faible des données dans cette zone due à des conditions météorologiques changeantes au cours du relevé laser.

Un épisode de transport par vent de nord s'est étendu du 22/02/11 17h au 26/02/11 08h. Il a été caractérisé par une succession de périodes de transport pur et de chute de neige ventée (Tab. 4.3). Il en résulte une érosion globale au Nord du Col du Lac Blanc et un dépôt dans la partie Sud (Fig. 4.22 (b)). Cependant, ces zones sont caractérisées par une hétérogénéité marquée. Les zones d'érosion au Nord correspondent en partie à des zones d'accumulation lors de l'épisode par vent de sud du 14/02/11 c.-à-d. qu'une partie de la neige déposée dans la nuit du 14 au 15



(a) Episode du 14/02/11 (Sud) **(b)** Episode du 22-26/02/11 (Nord) **(c)** Episode du 18/03/11 (Nord)

FIGURE 4.22 – *Différence de hauteur de neige suite à des épisodes de transport entre (**a**) le 12 Février 2011 et le 17 Février 2011, (**b**) le 17 Février 2011 et le 28 Février 2011, (**c**) le 2 Mars et le 23 Mars 2011. Les cartes ont une résolution horizontale de 1 m. Les courbes de niveaux équidistantes de 10 m ont été extraites du MNT à 25 m de l'IGN.*

février a été reprise par le vent. Une importante zone d'accumulation (supérieure à 2 m) se forme au Sud du Col du Lac Blanc. Elle correspond à l'une des zones autour du Col où la hauteur de neige est maximale (Fig. 4.21).

L'épisode du 18/03/11 a également eu lieu par vent de nord mais il présente des zones d'érosion et de dépôt qui diffèrent de celles observées lors de l'épisode du 22-26/02/11. Le Nord du Col est par exemple caractérisé par des accumulations plus conséquentes qu'au Sud. Il faut cependant noter que la carte (c) de la figure 4.22 montre la différence de hauteur de neige entre le 23 mars et le 02 mars. Elle n'est pas directement représentative de l'épisode de transport du 18 mars. Cet épisode correspond en effet au transport par vent de nord de 30 cm de neige tombée de manière homogène sur un manteau neigeux non érodable dans la nuit du 16 au 17 mars.

L'évolution de la moyenne et de l'écart type de la hauteur de neige pour les parties Nord et Sud du Col du Lac Blanc est illustrée sur la figure 4.23. La délimitation de ces zones est précisée sur la figure 4.21. Les deux zones montrent une augmentation de la hauteur moyenne de neige entre le 10 février et le 23 mars. En revanche l'écart type est quasiment constant au

Nord alors qu'il a augmenté au Sud. C'est l'épisode des 22-26 février qui explique cette différence d'évolution. Lors de cet épisode, l'accumulation de neige est plus marquée au Sud qu'au Nord et elle s'accompagne surtout d'une augmentation de l'écart type associé à la formation d'une zone d'accumulation privilégiée au Sud du Col du Lac Blanc (Fig. 4.22 (b)). Le tassement de la neige déposée est à l'origine de la diminution de la hauteur de neige au Sud du Col du Lac Blanc entre le 02 mars et le 28 février (-9 cm).

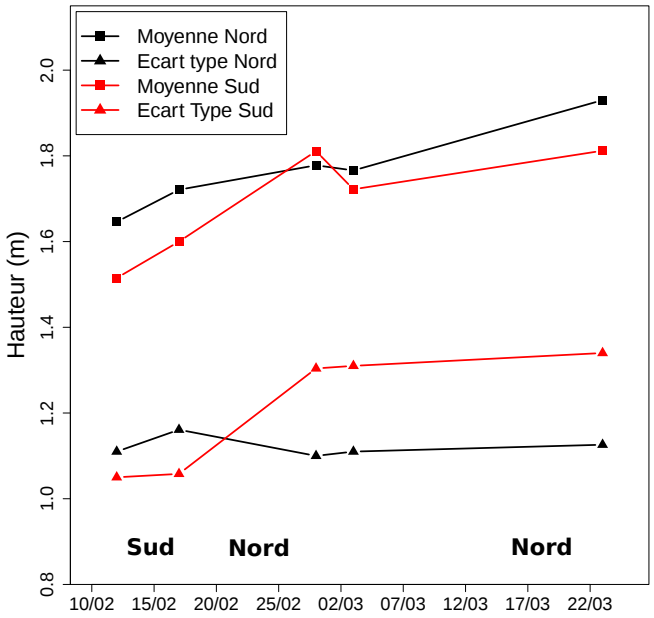


Figure 4.23 – *Évolution de la moyenne et de l'écart type de la hauteur de neige pour deux zones situées de part et d'autre du Col du Lac Blanc (partie Nord et Sud). La localisation de ces zones est précisée sur la figure 4.21. Les barres bleues matérialisent les épisodes de transport. La direction des vent dominants au cours de ces épisodes est précisée sous les barres.*

4.5.4 Transect dans l'axe du Col du Lac Blanc

Une coupe verticale dans l'axe du Col du Lac Blanc montre l'évolution de la hauteur de neige au cours de la campagne. Cette coupe illustre l'effet de lissage du terrain nu en présence d'un couvert neigeux et le remplissage des dépressions. Deux zones d'accumulation principales se forment aux niveaux des ruptures de pentes prononcées de part et d'autre du Col. Dans ces zones, la hauteur de neige maximale atteint 4.61 m au Nord et 5.51 m au Sud. Les dates pour lesquelles ces hauteurs sont maximales diffèrent. En effet, elle est maximale dans la zone d'accumulation du Nord le 17 Février, juste après l'épisode de sud. Cette neige est ensuite érodée lors de la succession d'épisodes de nord. En revanche, il est intéressant de noter qu'une zone d'accumulation se forme au pied de cette rupture de pente (bien qu'elle soit exposée au vent lors des épisodes de nord). en raison d'un ralentissement du vent à cet endroit (Raderschall et al., 2008). L'accumulation maximale au Sud est quant à elle observée à la fin de la campagne après la succession des épisodes de nord.

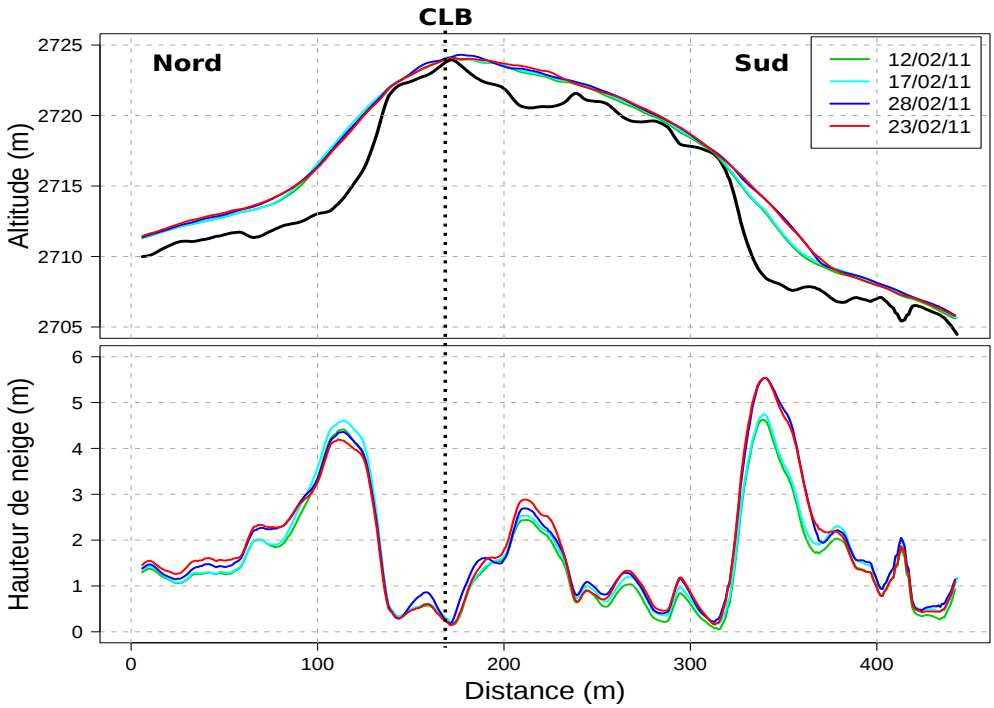


Figure 4.24 – *Transects au Col du Lac Blanc montrant : (Haut) le profil du terrain nu (courbe noire épaisse) et du terrain enneigé pour différentes dates de 2011 ; (Bas) le profil de hauteur de neige pour différentes dates de 2011. La position du transect est précisée sur la figure 4.21.*

4.6 Conclusion du chapitre

Le site expérimental du Col du Lac Blanc a été le siège de deux campagnes de mesures intensives du 10 Février au 25 Mars 2011 et du 10 Février au 10 Mars 2012. Six épisodes de transport de neige par le vent d'intensité variable ont été observés : 5 par vent de nord et 1 par vent de sud. Les données collectées renseignent sur les conditions météorologiques près de la surface pendant ces épisodes, sur les quantités de neige transportée et sur la localisation des zones d'érosion et d'accumulation en résultant.

Les données collectées sur un mât météorologique déployé dans le cadre de ces campagnes ont montré qu'une CLS stable est caractéristique des conditions atmosphériques hivernales rencontrées au Col du Lac Blanc. Cette CLS tend vers la neutralité lorsque la vitesse du vent augmente. L'utilisation d'un profil logarithmique de vent fournit donc une estimation raisonnable de la vitesse de frottement lors des épisodes de transport caractérisés par des vents forts. Les longueurs de rugosité déduites de ce profil varient en fonction de la direction du vent : valeur médiane de $2.6\ 10^{-4}$ m par vent de nord et $9.5\ 10^{-3}$ m par vent de sud. En revanche, elles ne montrent pas de dépendance en fonction de la vitesse de frottement.

Les quantités de neige transportée pendant quatre épisodes de transport ont été mesurées à l'aide de capteurs mécaniques (filets à neige) et optiques (SPC). Les flux de neige mesurés par des filets en deux points séparés de 33 m ne montrent pas de biais systématique en condition de transport avec chute de neige. En revanche, en l'absence de précipitation, les différences peuvent être significatives près de la surface où le transport en saltation est fortement influencé par la

micro-topographie. La comparaison entre les flux mesurés par les filets et les SPC montrent que les filets ont une efficacité de captage de l'ordre de 35 % en prenant les SPC comme référence. Cette valeur est utilisée dans la suite de cette étude pour corriger les flux mesurés par les filets. Cette correction ne modifie pas la forme des profils verticaux de concentration. Leur analyse détaillée montrent que les particules de neige transportées en situation de transport pur ont des vitesses de chute supérieures à celles des particules transportées simultanément à une chute de neige. Le mécanisme de fragmentation à l'œuvre lors des épisodes de transport modifie la forme des particules transportées et leurs propriétés aérodynamiques. Les mesures SPC et des données filet collectées en Antarctique confirment cette évolution de la forme des profils de concentration et de flux.

La hauteur de neige a été mesurée à l'aide d'un laser terrestre sur une zone de 0.54 km^2 autour du site expérimental. La carte de hauteur de neige du 23/03/11 illustre la variabilité de hauteur de neige à l'échelle de la dizaine de mètres et l'effet de lissage de la topographie en présence d'un couvert neigeux. Les mesures régulières entre les épisodes de transport ont permis de produire des cartes de différences de hauteur de neige. Elle montrent la formation de zones d'érosion et d'accumulation dont la localisation varie en fonction de la direction du vent. Leur extension est généralement réduite et associée à des structures topographiques de petite échelle (10-50 m).

Les données collectées au cours de ces deux campagnes constituent un outil d'évaluation complet des modèles de transport de neige par le vent. Elles seront utilisées dans les chapitres 6, 8 et 9 pour évaluer le modèle Meso-NH/Crocus.

Troisième partie

Le modèle de transport de neige par le vent Meso-NH/Crocus

Chapitre 5

Le module de transport de neige par le vent

La simulation du transport de la neige par le vent nécessite de connaître à la fois l'état de la neige au sol et les conditions atmosphériques près de la surface à une échelle spatiale suffisamment fine. Le couplage du modèle atmosphérique Meso-NH au modèle de manteau neigeux Crocus est désormais possible via l'interface SURFEX (Chap. 2). Ce couplage permet de disposer des outils de simulation adaptés et un module de transport de neige par le vent a donc été développé au sein de ce système couplé. Tout comme de nombreux modèles (e.g. Naaim et al., 1998; Liston et Sturm, 1998; Durand et al., 2005; Lehning et al., 2008), il fait la distinction entre les deux modes principaux de transport : la saltation et la suspension turbulente. Une attention particulière a été apportée au couplage entre la surface du manteau neigeux et l'atmosphère afin de pouvoir reproduire les échanges de masse à cette interface.

Ce chapitre présente les différentes composantes du module de transport. Après un aperçu général, il commence par aborder la modélisation du transport des particules de neige en suspension turbulente dans Meso-NH. La modélisation de la neige en surface et son transport en saltation sont ensuite détaillés. Enfin, l'utilisation d'un schéma de Couche Limite de Surface (CLS) est présentée afin de calculer les échanges de masse entre le manteau neigeux et l'atmosphère.

5.1 Présentation générale

La figure 5.1 propose un aperçu général des différentes composantes du modèle et de leur couplage. Elle permet d'établir une première description simplifiée du modèle couplé. Ainsi, lorsque la vitesse du vent simulée par Meso-NH est supérieure à la vitesse seuil de transport déterminée en fonction de l'état de surface du manteau neigeux dans Crocus, le transport se déclenche. La couche de saltation se développe et un flux turbulent de particules de neige est émis vers le schéma de Couche Limite de Surface (CLS) Canopy (Masson et Seity, 2009). Canopy vise à représenter de manière fine les échanges de masse entre le manteau neigeux et l'atmosphère. Il détermine le profil vertical de concentration près de la surface et la quantité de neige qui est ensuite transmise à Meso-NH. Dans l'atmosphère, tout comme dans la CLS, les particules de neige sont soumises à

la diffusion turbulente, à la sédimentation et à la sublimation. Le flux de sédimentation à la base de la colonne atmosphérique est notamment calculé et le manteau neigeux dans Crocus est mis à jour en fonction d'un flux net de masse tenant compte des contributions du transport en saltation et en suspension turbulente et des chutes de neige. Ce flux net est négatif en présence d'érosion alors qu'une valeur positive est associée à un dépôt de neige.

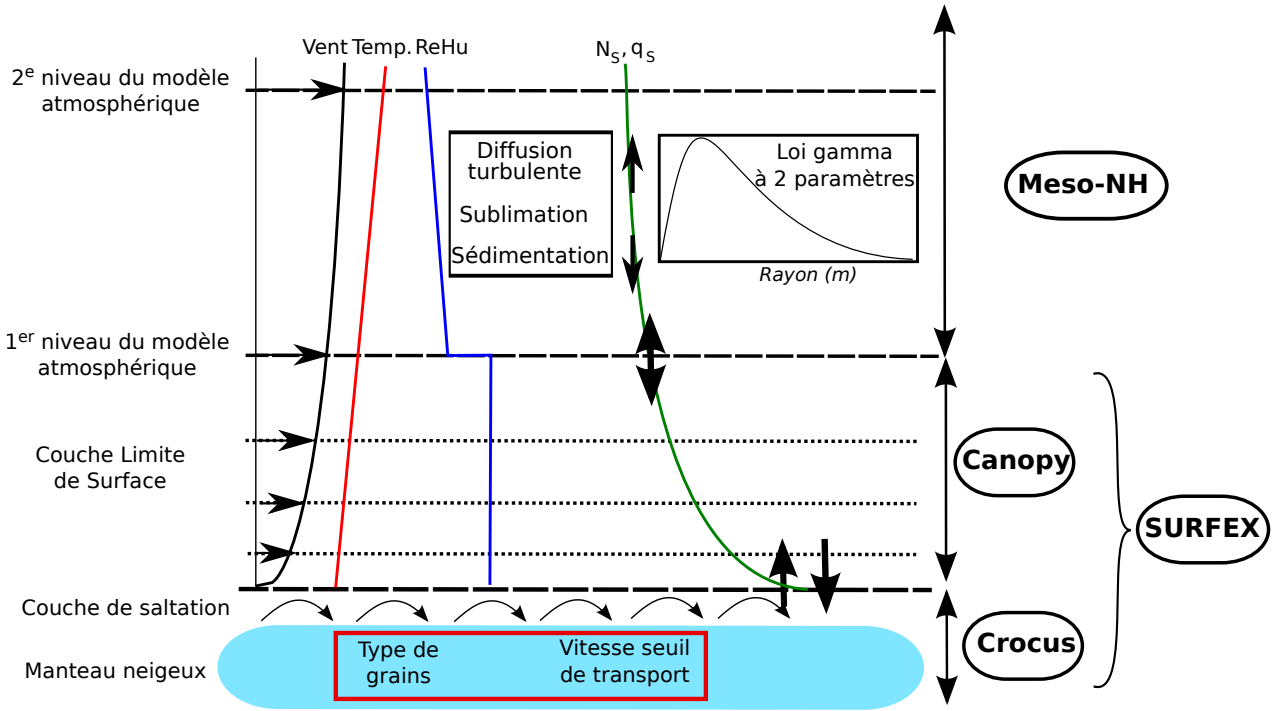


Figure 5.1 – *Schéma de fonctionnement du module de transport de neige par le vent dans Meso-NH/Crocus. N_s (kg^{-1}) désigne le nombre de particules de neige en suspension par unité de masse de fluide et q_s ($kg\ kg^{-1}$), le rapport de mélange en particules de neige en suspension.*

5.2 Transport en suspension turbulente

Cette partie décrit la composante atmosphérique du module de transport de neige par le vent. Il a été introduit au sein du modèle atmosphérique Meso-NH (Lafore et al., 1998) dont une description générale est donnée au chapitre 2.

5.2.1 Distribution en taille des particules

Plusieurs études ont montré que la distribution en taille des particules de neige transportées par le vent est raisonnablement décrite par une loi gamma à deux paramètres. Ces mesures ont été effectuées dans différentes régions enneigées : Antarctique (Budd, 1966; Dover, 1993; Nishimura et Nemoto, 2005), Canada (Gordon et Taylor, 2009) et Alpes françaises (Naaim-Bouvet et al., 2011). Un exemple de distribution en taille des particules mesurée par Naaim-Bouvet et al. (2011)

au Col du Lac Blanc est donné sur la Figure 5.2. Ainsi, la distribution en taille des particules obéit à la loi :

$$n(r) = \frac{\widetilde{N_s} r^{\alpha-1} exp(-r/\beta)}{\beta^{\alpha}\Gamma(\alpha)} \tag{5.1}$$

où $\widetilde{N_s}$ est le nombre de particules par unité de volume de fluide (m^{-3}), r le rayon de la particule et Γ désigne la fonction Gamma. α (-) et β (m) sont respectivement les paramètres de forme et d'échelle de la loi de distribution. Ils permettent de calculer le rayon moyen, r_m, de la distribution suivant $r_m = \alpha\beta$. $\widetilde{N_s}$ correspond au moment d'ordre 0 de la distribution : $\widetilde{N_s} = \int_0^{\infty} r^0 n(r) dr$.

On définit le nombre de particules par unité de masse de fluide, N_s (kg^{-1}), par : $N_s = \widetilde{N_s}/\rho_{\text{air}}$ où ρ_{air} désigne la masse volumique de l'air.

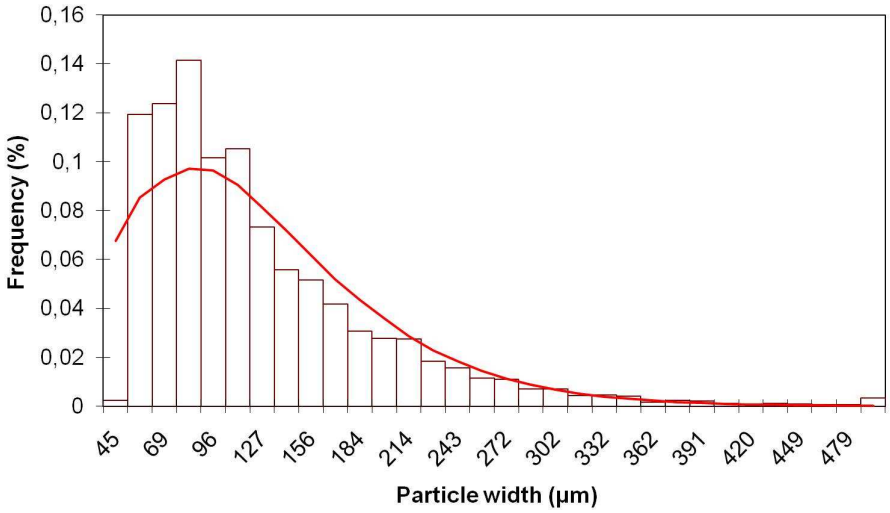


Figure 5.2 – *Distribution de la taille des particules de neige en suspension mesurée à 25 cm au dessus du manteau neigeux le 13/01/10 entre 14h20 et 14h30 au Col du Lac Blanc. La courbe en rouge indique l'approximation par une loi gamma à deux paramètres : α=3.1 et r_m=63 μm. Figure tirée de Naaim-Bouvet et al. (2011).*

De nombreux modèles de transport de la neige incluant une description de la distribution en taille des particules (Mann, 1998; Bintanja, 2000a; Déry et Yau, 2001; Yang et Yau, 2008) supposent que les grains de neige ont une forme sphérique. Cette hypothèse permet notamment un calcul simple des moments de la distribution. Le rapport de mélange de neige en suspension, q_s ($kg\ kg^{-1}$), peut par exemple être calculé : il est proportionnel au moment d'ordre 3 de la distribution suivant :

$$q_s = \frac{4\pi\rho_{\text{ice}}}{3\rho_{\text{air}}} \int_0^{\infty} r^3 n(r) dr \tag{5.2}$$

où ρ_{ice} désigne la masse volumique de la glace. En utilisant l'expression de $n(r)$ donné par l'équation 5.1 et en intégrant l'équation 5.2 on obtient :

$$\beta = \left[\frac{3\rho_{\text{air}} q_s \Gamma(\alpha)}{4\pi\rho_{\text{ice}}\Gamma(\alpha+3)\widetilde{N_s}} \right]^{1/3} \tag{5.3}$$

Cependant, plusieurs études ont montré que les particules de neige transportée sont gé-

néralement non sphériques (Budd, 1966; Gordon et Taylor, 2009). L'étude de profils verticaux de concentration collectés en Terre Adélie et au Col du Lac Blanc lors de la campagne INEV (Sect. 4.4.5) tend à démontrer que la forme non sphérique des particules a une influence sur la forme des profils de concentration. Cette dernière tend à évoluer au cours d'un épisode de transport témoignant d'une évolution de la forme des particules et donc de leur propriétés aérodynamiques. Cette caractéristique n'a cependant pas été prise en compte dans le modèle Meso-NH/Crocus et devra faire l'objet de développements futurs. Dans la version actuelle du modèle, les particules de neige transportée sont donc considérées comme sphériques.

5.2.2 Représentation de cette distribution

L'évolution en temps et en espace de la distribution en taille des particules, $n(r)$, est gouvernée par l'évolution des grandeurs q_s, N_s et α. β peut être diagnostiqué en fonction de ces trois grandeurs suivant l'équation 5.3. Les modèles de transport de neige par le vent prenant en compte la distribution en taille des particules de neige utilisent deux méthodes pour représenter cette distribution :

- modèles en "bins" (Déry et al., 1998; Mann, 1998; Bintanja, 2000a) : la distribution en taille des particules est découpée en K catégories. L'évolution du nombre de particules dans chacune de ces catégories est ensuite simulée. Une telle approche requiert l'utilisation de K valeurs pronostiques : de 48 pour le modèle de Bintanja (2000a) à 192 pour le modèle de Déry et al. (1998).
- modèles utilisant les moments de la distribution : une alternative à l'utilisation de modèles en "bins" consiste à simuler l'évolution des moments de la distribution. C'est ainsi que le modèle PIEKTUK et ses différentes versions utilisent un (Déry et Yau, 1999), deux (Déry et Yau, 2001) ou trois (Yang et Yau, 2008) moments. La version à trois moments permet d'avoir des équations d'évolution prognostiques pour q_s, N_s et α. Les deux versions précédentes nécessitent de diagnostiquer certaines de ces variables et supposent notamment que α est constant.

Ces différentes approches sont les mêmes que celles utilisées dans les schémas de microphysique nuageuse (e.g. Straka, 2009).

Dans le cadre du modèle Meso-NH/Crocus, l'option du schéma à deux moments a été retenue. En effet, un tel schéma offre un bon compromis entre réalisme physique et contrainte de calcul. En simulant l'évolution de la concentration en nombre, N_s, et du rapport de mélange, q_s, en particules de neige transportée, il permet de représenter l'évolution spatiale de la distribution en taille des particules et notamment la diminution sur la verticale du rayon moyen. Les conséquences de cette diminution sur le sédimentation et la sublimation des particules sont ainsi prises en compte. En outre, d'un point de vue numérique, ce schéma nécessite l'ajout de seulement deux variables pronostiques au modèle atmosphérique : concentration en nombre, N_s, et rapport de mélange, q_s.

L'approche à deux moments nécessite une valeur fixe de α comme dans Déry et Yau (2001). Cette valeur est fixée au chapitre 6 après avoir analysé la sensibilité du modèle à ce paramètre en explorant le spectre des valeurs de α rapportées dans la littérature.

5.2.3 Equations d'évolution

Les variables N_s et q_s dépendent des variables d'espace x_i et du temps t suivant (e.g. Déry et Yau, 1999; Bintanja, 2000a; Déry et Yau, 2001) :

$$\frac{\partial N_s}{\partial t} + \underbrace{u_j \frac{\partial N_s}{\partial x_j}}_{\text{Adv}} = \underbrace{-\frac{\partial}{\partial x_j}\left(\overline{N_s' u_j'}\right)}_{\text{Turb}} + \underbrace{\frac{\partial}{\partial x_j}\left(N_s V_N \delta_{j3}\right)}_{\text{Sedim}} + \underbrace{S_N}_{\text{Subl}} \tag{5.4}$$

$$\frac{\partial q_s}{\partial t} + \underbrace{u_j \frac{\partial q_s}{\partial x_j}}_{\text{Adv}} = \underbrace{-\frac{\partial}{\partial x_j}\left(\overline{q_s' u_j'}\right)}_{\text{Turb}} + \underbrace{\frac{\partial}{\partial x_j}\left(q_s V_q \delta_{j3}\right)}_{\text{Sedim}} + \underbrace{S_q}_{\text{Subl}} \tag{5.5}$$

où *Adv* désigne le terme d'advection et *Turb* le terme de turbulence. *Sedim* correspond au terme de sédimentation alors que *Subl* représente la perte de nombre et de masse par sublimation. $\overrightarrow{u}$ est le vecteur vent tri-dimensionnel et V_N et V_q sont les vitesses de sédimentation moyennées sur le nombre et la masse. Les paragraphes suivant détaillent les termes des équations 5.4 et 5.5.

Advection L'advection des deux variables de neige est assurée par les routines de Meso-NH dédiées à l'advection des variables météorologiques. Ainsi l'advection est calculée par la méthode Piecewise Parabolic Method (PPM, Colella et Woodward, 1984; Carpenter et al., 1990). Le limiteur de flux proposé par Skamarock (2006) assure la monotonie du schéma PPM.

Diffusion turbulente La diffusion turbulente des variables N_s et q_s est assurée par le schéma de turbulence de Meso-NH (Cuxart et al., 2000). Ce schéma repose sur une équation pronostique pour l'énergie cinétique turbulente, e_{TKE}. Les flux turbulents sont ensuite calculés suivant une fermeture d'ordre 1.5. Dans notre modèle, les flux turbulents pour les variables de neige sont calculés en utilisant la même formulation que celle utilisée pour les scalaires passifs dans Meso-NH. On note ζ le cœfficient défini comme le rapport entre le cœfficient de diffusion turbulente des variables scalaires, K_{Sca}, et celui des particules de neige, K_{Snw}. Ainsi, le flux turbulent $\overline{q_s' u_j'}$ s'exprime comme :

$$\overline{q_s' u_j'} = -K_{\text{Snw}} \frac{\partial q_s}{\partial x_j} = -\frac{K_{\text{Sca}}}{\zeta} \frac{\partial q_s}{\partial x_j} \quad \text{avec} \quad K_{\text{Sca}} = \frac{2}{3} \frac{L_m}{C_S} e_{\text{TKE}}^{1/2} \Psi_j \tag{5.6}$$

où le coefficient C_S et la fonction de stabilité Ψ_j sont tirés de Redelsperger et Sommeria (1981). L_m désigne la longueur de mélange. Pour des simulations à haute résolution horizontale (< 200 m), elle est calculée en fonction de la taille de la maille. Sa valeur est limitée en régime stable par la longueur de mélange de Deardorff (1972). Près de la surface, elle est calculée d'après la formulation de Redelsperger et al. (2001). La détermination d'une valeur de ζ adaptée aux particules de neige transportées par le vent au Col du Lac Blanc est discutée en 6.3.

Sédimentation Dans un schéma à plusieurs moments, la sédimentation est calculée en permettant à chaque variable pronostique de sédimenter à la vitesse de chute pondérée par le moment de la distribution associé à cette variable (sédimentation différentielle). Ainsi, dans notre approche,

les équations 5.4 et 5.5 nécessitent de calculer les vitesses de chutes pondérées par le nombre et la masse. Ces vitesses dépendent de la distribution en taille des particules, $n(r)$, selon :

$$V_N = \frac{\int_0^\infty v(r)n(r)dr}{\int_0^\infty n(r)dr} \tag{5.7}$$

$$V_q = \frac{\int_0^\infty v(r)r^3n(r)dr}{\int_0^\infty r^3n(r)dr} \tag{5.8}$$

où $v(r)$ désigne la vitesse de chute d'une particule sphérique de rayon r. Cette vitesse peut être calculée en supposant un équilibre entre les forces de gravitation et de traînée agissant cette particule. En utilisant le coefficient de traînée de Carrier (1953), Dover (1993) a montré que $v(r)$ est solution d'un polynôme du second degré et s'écrit :

$$v(r) = -\frac{A}{r} + \sqrt{\left(\frac{A}{r}\right)^2 + Br} \quad \text{avec} \quad \mathrm{A} = \frac{6.203\nu_{\mathrm{air}}}{2} \quad \text{et} \quad \mathrm{B} = \frac{5.516\rho_{\mathrm{ice}}}{4\rho_{\mathrm{air}}}\mathrm{g} \tag{5.9}$$

où ν_{air} ($\mathrm{m^2\ s^{-1}}$) désigne la viscosité cinématique de l'air et g ($\mathrm{m\ s^{-2}}$) l'accélération due à la gravité.

L'utilisation de cette expression pour $v(r)$ ne permet pas de trouver de solution analytique aux équations 5.7 et 5.8. Les intégrales sont donc résolues de manière numérique. Cependant, cette intégration numérique est coûteuse en temps de calcul et n'est effectuée que lors des simulations mono-dimensionnelles. Elle est remplacée par l'utilisation de tables de valeurs pré-calculées lors des simulations tri-dimensionnelles. Ces tables donnent les valeurs de V_N et V_q en fonction du rayon moyen r_m et de la pression locale P_{air}. Le remplissage de ces tables est réalisé à l'initialisation du modèle en fonction de la valeur du paramètre de forme α retenue pour la simulation.

Sublimation Lors de leur transport, les particules de neige en suspension sont soumises à la sublimation si l'air ambiant est sous-saturé par rapport à la glace. La sublimation de la neige entraîne une diminution du nombre et de la masse des particules en suspension. Elle agit également comme un terme source de vapeur d'eau et correspond à une perte de chaleur sensible. Plusieurs modèles de transport de neige par le vent prennent en compte la sublimation des particules de neige en suspension (e.g. Déry et al., 1998; Bintanja, 2000a; Liston et Sturm, 1998; Groot Zwaaftink et al., 2011). Ils utilisent tous la formulation de Thorpe et Mason (1966) qui calcule le taux de sublimation d'une sphère de glace de rayon r. L'étude en soufflerie de Wever et al. (2009) a montré que cette formulation peut être transférée à un ensemble de particules. C'est cette formule que nous avons choisi d'utiliser dans notre modèle.

Le taux de sublimation d'une sphère de glace de rayon r (en négligeant l'influence du rayonnement solaire) est donnée par Thorpe et Mason (1966) suivant :

$$\frac{dm}{dt} = \frac{2\pi r\sigma}{\frac{L_s}{K_{\mathrm{air}}T_{\mathrm{air}}Nu}\left(\frac{L_s}{R_vT_{\mathrm{air}}} - 1\right) + \frac{R_vT_{\mathrm{air}}}{D_ve_{si}Sh}} = \frac{2\pi r\sigma}{A(T_{\mathrm{air}}, P_{\mathrm{air}})} \tag{5.10}$$

où $\sigma = (e - e_{si})/e_{si}$ désigne la sous-saturation par rapport à la glace, avec e la pression relative de vapeur (Pa) et e_{si} sa valeur à saturation par rapport à la glace à la température de l'air T_{air} (K). R_v correspond à la constante spécifique de la vapeur d'eau ($\mathrm{J\ kg^{-1}\ K^{-1}}$). D est le coefficient

de diffusion moléculaire de la vapeur d'eau dans l'air ($m^2\ s^{-1}$), K_{air} la conductivité thermique de l'air ($J\ m^{-1}\ s^{-1}\ K^{-1}$) et L_s la chaleur latente de sublimation de la glace ($J\ kg^{-1}$). Les expressions de D_v et K_{air} sont tirées de Pruppacher et al. (1998).

Nu et Sh sont respectivement les nombres de Nusselt et Sherwood. Ils caractérisent les transferts de masse et de chaleur entre la sphère de glace et l'atmosphère et sont liés au nombre de Reynolds de la particule (Lee, 1975) :

$$Nu = Sh = \begin{cases} 1.79 + 0.606\sqrt{Re} & \text{pour } 0.7 < Re \leq 10 \\ 1.88 + 0.580\sqrt{Re} & \text{pour } 10 < Re < 200 \end{cases} \quad \text{avec } Re = \frac{2rV_v}{\nu_{\text{air}}} \tag{5.11}$$

où V_v est la vitesse de ventilation définie comme la vitesse relative de la particule de neige par rapport à l'air. Cette vitesse est prise égale à la vitesse de chute de la particule donnée par l'équation 5.9 (Schmidt, 1982; Déry et al., 1998). Cette approche revient à négliger les effets de ventilation associés à la turbulence (Dover, 1993; Bintanja, 2000a).

L'utilisation du schéma à deux moments nécessite de calculer un taux de sublimation moyenné sur la distribution en taille des particules. Ainsi, le taux total de sublimation de la masse, S_q ($kg\ kg^{-1}\ s^{-1}$), présent dans l'équation 5.5 est obtenu par une intégration sur le spectre de taille de particules (Déry et Yau, 1999) :

$$S_q = \frac{q_s Nu(r_m)\sigma}{2\rho_{\text{ice}} r_m^2 A(T_{\text{air}}, P_{\text{air}})} \tag{5.12}$$

où $Nu(r_m)$ est calculé comme dans l'équation 5.11 en prenant r_m pour le rayon et V_q pour la vitesse de ventilation. Le taux associé de sublimation du nombre, S_N ($kg^{-1}\ s^{-1}$), est calculé comme dans Déry et Yau (2001) : $S_N = S_q N_s / q_s$.

5.3 Neige en surface et transport en saltation

A la base de l'atmosphère, Meso-NH est couplé au modèle de manteau neigeux Crocus via l'interface SURFEX (Vionnet et al., 2012a). L'utilisation de Crocus permet une description détaillée des propriétés du manteau neigeux et notamment des vitesses seuil de transport.

5.3.1 Occurrence du transport

Pour estimer l'occurrence du transport de neige par le vent, le modèle repose sur le module déterministe PROTEON (PRévision de l'Occurrence du Transport Eolien de Neige, Guyomarc'h et Mérindol, 1998). Des observations effectuées au Col du Lac Blanc ont permis d'établir une formulation du seuil d'érosion adaptée au formalisme de Crocus. Un indice de mobilité, M_O, de

la neige est d'abord calculé à partir des caractères morphologiques de chaque couche :

$$M_O = \begin{cases} 0.75d - 0.5s + 0.5 & \text{(neige fraîche dendritique)} \\ -0.583g_s - 0.833s + 0.833 & \text{(neige non dendritique : } d = 0, \quad g_s \text{ en mm)} \end{cases} \tag{5.13}$$

où les variables d, s et g_s décrivent les caractéristiques du grain de neige, respectivement sa dendricité, sa sphéricité et sa taille.

M_O varie entre 1 et -1. Une neige facilement mobilisable est caractérisée par une valeur de M_O proche de 1. La forme des cristaux de neige fraîche ne permet pas une grande cohésion entre les grains. Elle se caractérise donc par de larges valeurs de M_O pour une forte dendricité. La cohésion par frittage augmente avec le nombre de bords arrondis, ainsi M_O diminue quand s augmente.

Dans le cas de la neige non dendritique, une forte sphéricité favorise le frittage et conduit à une faible mobilité. Au contraire, les grains de neige ancienne aux formes angulaires prononcées tel les gobelets ont une cohésion plus faible. Enfin, les grains ronds apparaissent lorsque de l'eau liquide est présente dans le manteau. Leur cohésion est très grande et n'est pas décrite par M_O. L'érosion de ce type de neige n'est pas possible dans le modèle tout comme l'érosion de couche de neige présentant une cohésion de regel.

Guyomarc'h et Mérindol (1998) ont quantifié l'intensité de l'érosion de la neige par un indice de transport (SI), qui est positif lorsque la neige est érodée :

$$SI = -2.868 \exp(-0.085U_5) + 1 + M_O \tag{5.14}$$

où U_5 est la vitesse du vent mesurée à 5 m. On en déduit l'expression de la vitesse seuil de transport à 5 m, U_{5t}, en supposant qu'au seuil de transport SI vaut 0. On obtient :

$$U_{5t} = \frac{ln(2.868) - ln(1 + M_O)}{0.085} \tag{5.15}$$

Cette vitesse seuil à 5 m est ensuite transformée en vitesse seuil de frottement, u_{*t}, comme dans Durand et al. (2005). On suppose donc un profil logarithmique de vent et une longueur de rugosité prise égale à la longueur de rugosité calculée dans SURFEX.

Le transport est donc simulé dans le modèle aux points de grille où la vitesse de frottement de l'écoulement u_* est supérieure à la vitesse de frottement seuil u_{*t}. u_* est calculée dans SURFEX en fonction de la vitesse du vent au niveau de forçage atmosphérique, U_{Surf}, et du coefficient de transfert pour le moment, C_D : $u_* = \sqrt{C_D} U_{\text{Surf}}$.

5.3.2 Transport en saltation

Lorsque l'occurrence du transport est simulée, la couche de saltation se développe . Outre le transport d'une certaine quantité de neige, elle agit comme une condition à la limite inférieure pour la neige en suspension turbulente.

Flux de neige Doorschot et Lehning (2002) ont montré que la formulation de Sørensen (1991) pour le flux total de sable transporté en saltation peut être appliquée à la neige. Ils ont en effet trouvé un bon accord entre des mesures de flux de neige réalisées en soufflerie (Nishimura et Hunt, 2000), les flux de particules calculés par la formulation de Sørensen (1991) et ceux simulés par leur modèle de saltation. Cependant, Doorschot et Lehning (2002) ont appliqué la formule de Sørensen (1991) dans le système d'unités *kg, m, s* alors qu'elle a été exprimée initialement dans le système *g, cm, s*. La figure 5.3 montre que l'emploi de la version initiale de la formulation de Sørensen (1991) conduit à une sur-estimation du flux de neige transporté en saltation par rapport aux mesures de Nishimura et Hunt (2000).

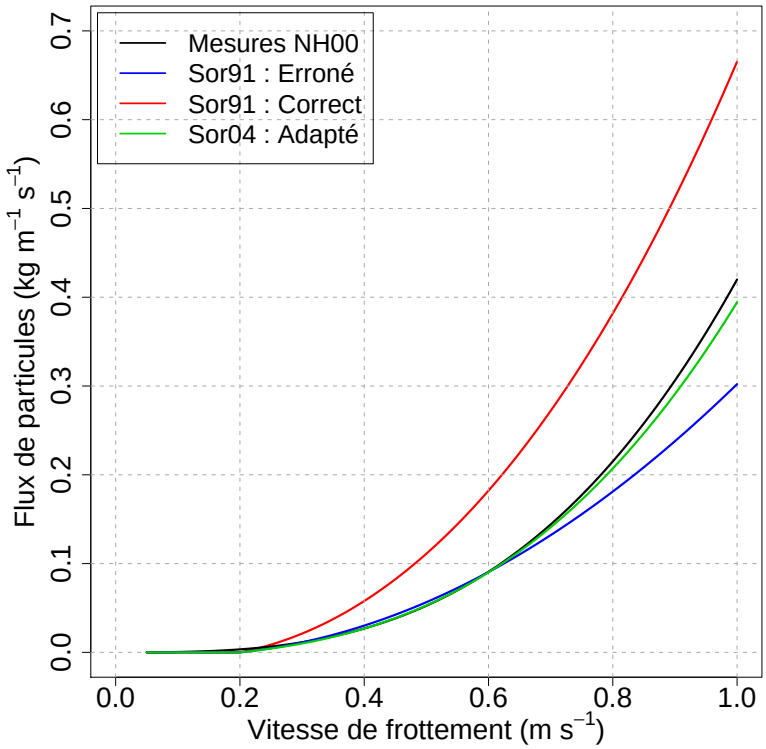


Figure 5.3 – *Comparaison entre flux de neige en saltation mesuré (NH00 : Nishimura et Hunt, 2000) et calculé en fonction de la vitesse de frottement. Sor91 désigne la formulation de Sørensen (1991) utilisé dans le bon système d'unité (Correct) ou le mauvais (Erroné). Sor04 correspond à la formulation de Sørensen (2004) dont les coefficients ont été ajustés pour la neige (Eq. 5.16). u_{*t} a été fixée à 0.2 m s^{-1} conformément aux observations de Nishimura et Hunt (2000).*

Pour calculer le flux de neige en saltation, une nouvelle formulation a donc été employée dans cette thèse. Elle repose sur les développements de Sørensen (2004) qui expriment le taux de transport horizontal de particules en saltation, Q_{Salt} (kg m^{-1} s^{-1}), suivant :

$$Q_{\text{Salt}} = \frac{\rho_{\text{air}} u_*^3}{g}(1 - V^{-2})[a + bV^{-2} + cV^{-1}] \tag{5.16}$$

où $V = u_*/u_{*t}$. Cette formulation a été établie à partir d'un raisonnement physique s'appliquant au transport de tout type de particule en saltation. Les constantes a, b et c doivent être déterminée à partir d'observations (Sørensen, communication personnelle). C'est ainsi que Sørensen (2004) l'a fait pour le sable. Pour la neige, nous avons utilisé les mesures de Nishimura et Hunt (2000) et

les valeurs a=2.6, b=2.5 et c=2 permettent de bien reproduire les observations (Fig. 5.3). Cette formulation sera utilisée dans la suite de ce travail. Elle mériterait cependant d'être testée par rapport à d'autres mesures de flux de neige en saltation.

Q_{Salt} désigne un taux de transport stationnaire de particules de neige en saltation. Nemoto et Nishimura (2004) ont calculé qu'une durée de 1 à 2 s est nécessaire pour atteindre un état d'équilibre dans la couche de saltation. Cette durée correspond à des longueurs typiques de saturation pour le sable variant variant entre 1 (Andreotti et al., 2010) et 10-20 m (Dong et al., 2004). Elles sont inférieures à la résolution horizontale visée pour le modèle Meso-NH/Crocus et l'hypothèse stationnaire est donc raisonnable. Certains modèle tiennent compte de cette évolution du flux de neige en saltation sur l'horizontale (Liston et Sturm, 1998; Naaim et al., 1998) alors que d'autres la néglige (Lehning et al., 2008).

Concentration de référence L'échange de masse entre la couche de saltation et la couche de suspension turbulente nécessite également le calcul d'une concentration de référence, c_{Salt} (kg m^{-3}), au sommet de la couche de saltation. L'épaisseur de cette couche, h_{Salt} (m), est estimée suivant la formulation de Pomeroy et Male (1992) :

$$h_{\mathrm{Salt}} = 0.08436 u_*^{1.27} \tag{5.17}$$

Afin de déterminer la concentration de référence, le profil vertical de flux, $q(z)$ (kg m^{-2} s^{-1}), dans la couche de saltation est considéré. Nishimura et Hunt (2000) ont montré que ce profil suit une décroissance exponentielle selon :

$$q(z) = \Phi \exp\left(-\frac{\lambda g z}{u_*^2}\right) \tag{5.18}$$

où λ est un paramètre sans dimension estimé à 0.45 pour la neige (Nishimura et Hunt, 2000). Connaissant Q_{Salt} et en intégrant l'équation 5.18 sur l'épaisseur de la couche de saltation, on en déduit la valeur du paramètre Φ et ainsi la concentration de référence au niveau h_{Salt} :

$$c_{\mathrm{Salt}} = \frac{q\left(h_{\mathrm{Salt}}\right)}{u_{\mathrm{part}}} = \frac{Q_{\mathrm{Salt}}}{u_{\mathrm{part}}} \frac{\lambda g}{u_*^2} \exp\left(-\frac{\lambda \mathrm{h_{Salt} g}}{\mathrm{u_*^2}}\right) \tag{5.19}$$

où u_{part} est la vitesse des particules en saltation. Cette vitesse est supposée constante et ne dépend que des conditions de neige en surface (Pomeroy et Gray, 1990) : $u_{\mathrm{part}} = 2.8 u_{*t}$. Le nombre de particules au niveau de référence, $\tilde{N}_{\mathrm{Salt}}$ (m^{-3}), est calculé en supposant que la taille des particules dans la couche de saltation est distribuée suivant une loi gamma (Déry et Yau, 1999; Bintanja, 2000a; Xiao et al., 2000) :

$$\tilde{N}_{\mathrm{Salt}} = \frac{3 c_{\mathrm{Salt}} \Gamma(\alpha)}{4\pi \rho_{\mathrm{ice}} \Gamma(\alpha+3) \beta^3} \tag{5.20}$$

5.3.3 Érosion et accumulation

Le manteau neigeux dans Crocus est mis à jour en fonction des échanges de masse avec l'atmosphère. Ainsi, en chaque point de grille, le modèle calcule un flux net de masse, F_{Net} (kg m^{-2} s^{-1}) entre le manteau neigeux et l'atmosphère en incluant les contributions des deux modes de transport et des chutes de neige :

$$F_{\mathrm{Net}} = F_{\mathrm{Salt}} + F_{\mathrm{Susp}} + F_{\mathrm{Precip}} \tag{5.21}$$

où F_{Salt} désigne la contribution du transport en saltation et F_{Susp} celle du transport en suspension turbulente. F_{precip} correspond à la précipitation sous forme neigeuse calculée par le schéma de microphysique nuageuse de Meso-NH (Pinty et Jabouille, 1998). F_{Net}<0 est associé à une érosion du manteau neigeux alors que F_{Net}>0 correspond à un dépôt de la neige. La figure 5.4 propose un aperçu général des échanges de masse entre les différentes composantes du modèle.

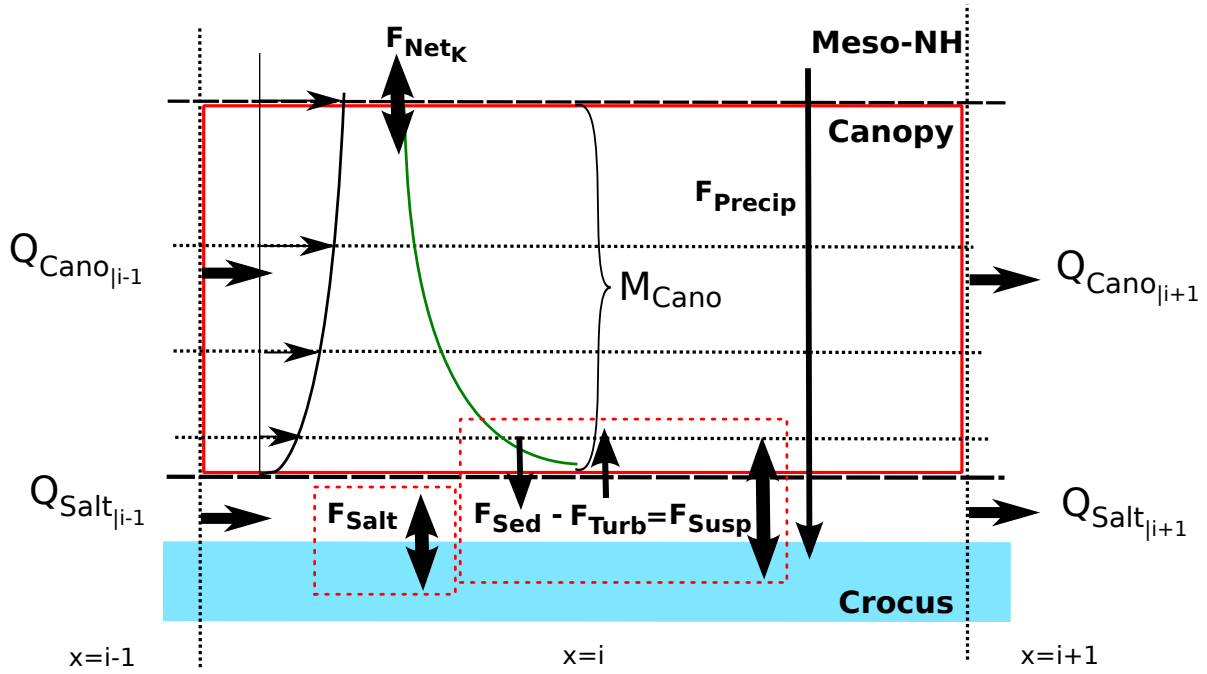


Figure 5.4 – *Schéma des échanges de masse entre les différentes composantes du modèle Meso-NH/Crocus. Le modèle tient compte des contributions du transport en saltation (F_{Salt}), en suspension turbulente (F_{Susp}) et de la précipitation neigeuse (F_{Precip}). x désigne la coordonnée suivant un axe orienté dans le sens du vent.*

Le modèle de Lehning et al. (2008) gère l'érosion et le dépôt de la neige de façon similaire. Il faut mentionner que cette méthode de calcul néglige l'influence des échanges de masse entre la couche de saltation et l'atmosphère situé au dessus. Pour les représenter, il faudrait résoudre une équation pronostique pour la concentration en particules de neige dans la couche de saltation comme dans les modèles de Naaim et al. (1998) et Gauer (2001). La version actuelle du modèle fait l'hypothèse stationnaire pour la couche de saltation.

Contribution de la saltation En chaque point de grille où l'occurrence du transport est simulée, Meso-NH/Crocus calcule un flux de particules de neige en saltation, Q_{Salt} (Eq. 5.16). On en déduit la contribution de la saltation au flux net total (Eq. 5.21) en calculant la divergence du vecteur transport en saltation, $\overrightarrow{Q}$:

$$F_{\mathrm{Salt}} = \nabla.\overrightarrow{Q} \quad \text{avec} \quad \overrightarrow{Q} = \mathrm{Q}_{\mathrm{Salt}} \frac{\overrightarrow{u_1}}{\|\overrightarrow{u_1}\|} \tag{5.22}$$

où $\overrightarrow{u_1}$ est le vecteur vent au premier niveau de Meso-NH. Ce calcul est effectué dans Meso-NH et le résultat est ensuite transmis à Crocus via l'interface SURFEX.

Contribution de la suspension turbulente F_{Susp} est un flux net de masse échangée entre la couche de saltation et la couche limite de surface (Fig. 5.4). Il est calculé selon :

$$F_{\mathrm{Susp}} = F_{\mathrm{Sed}} - F_{\mathrm{Turb}} \tag{5.23}$$

où F_{Turb} représente le flux turbulent de particules de neige transportées émis vers l'atmosphère et F_{Sed} le flux de sédimentation depuis l'atmosphère. La formulation de Gallée et al. (2001) est adoptée pour calculer F_{Turb} :

$$F_{\mathrm{Turb}} = U_{\mathrm{Surf}} C_D \left(c_{\mathrm{Salt}} - c_{\mathrm{Surf}}\right) \tag{5.24}$$

où U_{Surf} désignent la vitesse du vent à un niveau proche de la surface et c_{Surf} la concentration en particules de neige transportées calculée à ce même niveau. C_D est calculé dans ISBA selon la formulation de Louis (1979). Son expression inclut les effets de stabilité thermique mais ne prend pas en compte les effets de stratification liés à la présence de particules de neige en suspension contrairement aux approches de Bintanja (2000a) et Gallée et al. (2001). La méthode de calcul des variables situées à un niveau proche de la surface du manteau neigeux est décrit à la section suivante.

Le premier terme de l'équation 5.23 représente le flux de sédimentation, F_{Sed}, et correspond à une perte de masse pour l'atmosphère :

$$F_{\mathrm{Sed}} = c_{\mathrm{Surf}} V_q \tag{5.25}$$

où V_q désigne la vitesse de chute de particules de neige moyennée sur le masse à un niveau proche de la surface.

Des flux similaires sont calculés pour la concentration en nombre en utilisant $\tilde{N}_{\mathrm{Salt}}$ (Eq 5.20) et une concentration en nombre à un niveau près de la surface, $\tilde{N}_{\mathrm{Surf}}$, exprimée en m^{-3}.

Mise à jour du manteau neigeux L'érosion est simulée aux points du domaine où F_{Net} est négatif. Dans cette situation, la quantité de neige érodée est retirée du profil simulé par Crocus. Au cours d'un épisode de transport, plusieurs couches de neige avec des propriétés différentes peuvent donc être exposées à la surface du manteau neigeux. Le modèle gère également l'érosion de plusieurs couches au cours d'un même pas de temps.

Le modèle simule un dépôt de neige aux points du domaine où F_{Net} est positif. Cette nou-

velle neige est ajoutée au manteau neigeux existant grâce aux routines d'agrégation de couches de Crocus. Ses propriétés (masse volumique, sphéricité, dendricité) correspondent à une valeur moyenne entre les propriétés de la neige issue de la précipitation et celle issue du transport. Dans la version actuelle du modèle, les propriétés de la neige déposée issue du transport sont fixées (Tab. 5.1). Cette caractéristique du modèle représente une approximation forte et ne permet pas de reproduire l'évolution mécanique des propriétés des grains de neige sous l'action du transport contrairement à l'approche de Durand et al. (2005). Il s'agit là d'une des pistes d'amélioration du modèle. Une méthode envisagée consiste à introduire une variable supplémentaire dans Meso-NH qui caractérise les propriétés de la neige émise et qui évolue dans le temps. Une tentative utilisant l'indice de mobilité de la neige a été réalisée au cours de cette thèse. Des problèmes numériques ont empêché son intégration finale dans le modèle mais un potentiel intéressant a été démontré.

Table 5.1 – *Caractéristiques de la neige déposée issue du transport de la neige par le vent*

Grandeur	Densité	Dendricité	Sphéricité
Unité	kg m^{-3}	(-)	(-)
Valeur	250	0.3	0.85

5.4 Couplage surface-atmosphère

5.4.1 Motivations

Une estimation réaliste des quantités de neige redistribuée par le vent passe par une bonne estimation des échanges de neige entre la surface du manteau neigeux et la CLS. D'après les équations 5.24 et 5.25, le calcul de ces flux de neige nécessite d'estimer des variables près de la surface (vitesse du vent et concentration en nombre et en masse). Or, les profils verticaux de concentration mesurés au Col du Lac Blanc (Fig. 4.17) montrent une diminution marquée sur la verticale. Ainsi, la concentration perd en moyenne un ordre de grandeur entre 0.1 et 1 m de hauteur puis un ordre de grandeur supplémentaire entre 1 et 5 m. Une estimation réaliste de la quantité de neige dans l'atmosphère passe donc par une bonne reproduction du profil vertical de concentration près du sol.

Une solution pour reproduire ce profil près de la surface consiste à résoudre les équations 5.4 et 5.5 avec un modèle atmosphérique ayant une grille verticale fine près du sol. Une telle configuration est envisageable avec Meso-NH qui peut être utilisé en configuration LES pour étudier les processus proches de la surface. Aumond et al. (2012) ont par exemple utilisé 50 niveau dans les 100 premiers mètres de l'atmosphère pour simuler l'effet de la traînée des arbres sur le profil de vent près de la surface. Dans leur étude, le niveau le plus bas de Meso-NH était situé à 0.5 m. Une telle configuration n'est cependant pas aisée à utiliser en relief complexe. En effet, la présence de pentes fortes (supérieures à 30°) implique des vitesses verticales importantes près de la surface (de

l'ordre de 5 à 10 m s^{-1}) et imposent des pas de temps très faibles pour respecter les conditions de stabilité numérique CFL (conditions de Courant, Friedrichs et Lewy). Ces pas de temps très faibles ne sont pas compatibles avec la simulation d'épisodes de transport de neige par le vent ayant des durées typiques de 12 à 36 h (Chap. 3).

Une solution alternative est proposée par le schéma de Couche Limite de Surface unidimensionnel Canopy (Masson et Seity, 2009). Canopy est introduit dans SURFEX et permet d'ajouter des niveaux atmosphériques supplémentaires entre le premier niveau du modèle atmosphérique et la surface. Sur ces niveaux, l'évolution temporelle de variables pronostiques (vent, température, humidité spécifique, énergie cinétique turbulente) est simulée. Les échanges turbulents entre la surface et l'atmosphère sont alors calculés entre la surface et le niveau inférieur de Canopy et sont ensuite renvoyés vers l'atmosphère. Canopy permet donc d'augmenter la résolution verticale près de la surface dans le modèle de surface sans que cette contrainte ne soit appliquée au modèle atmosphérique. C'est cette solution qui a été retenue pour le modèle Meso-NH/Crocus. Les sections suivantes présentent le fonctionnement général de Canopy puis l'introduction des variables relatives à la neige en suspension dans Canopy.

5.4.2 Le module de Couche Limite de Surface Canopy

Canopy est un modèle uni-dimensionnel de couche limite de surface développé afin d'améliorer la représentation du profil vertical de vent, u, de température, θ, et d'humidité, q, entre la surface et le niveau de forçage atmosphérique (Masson et Seity, 2009). Pour chacun de ses niveaux, Canopy résoud les équations pronostiques d'évolution des variables u, θ et q selon :

$$\frac{\partial u}{\partial t} = \frac{\partial u}{\partial t}\left(z = z_\kappa\right) - \frac{\partial \overline{u'w'}}{\partial z} + \mathrm{Drag}_U \tag{5.26}$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial \theta}{\partial t}\left(z = z_\kappa\right) - \frac{\partial \overline{\theta'w'}}{\partial z} + \frac{\partial \theta}{\partial t}_{\text{canopy}} \tag{5.27}$$

$$\frac{\partial q}{\partial t} = \frac{\partial q}{\partial t}\left(z = z_\kappa\right) - \frac{\partial \overline{q'w'}}{\partial z} + \frac{\partial q}{\partial t}_{\text{canopy}} \tag{5.28}$$

$\frac{\partial \bullet}{\partial t}\left(z = z_\kappa\right)$ désigne l'évolution des variables au niveau de forçage $z{=}z_\kappa$ et tient compte des effets de plus large échelle sur l'écoulement (advection, forces de pression). $\frac{\partial \overline{\bullet'w'}}{\partial z}$ représente le flux turbulent sur la verticale de la variable considérée. Enfin, les termes Drag_U, $\frac{\partial \theta}{\partial t}_{\text{canopy}}$ et $\frac{\partial q}{\partial t}_{\text{canopy}}$ ont été introduits afin de tenir compte des effets de la végétation ou de la présence d'immeubles (lors d'utilisation de Canopy en zone urbaine) sur les profils verticaux de u, θ et q. Ces termes ne seront pas considérés dans la suite de ce travail car Meso-NH/Crocus vise à être appliqué en zone de haute-montagne sans présence de significative végétation haute. Canopy ne contient qu'une seule équation pronostique pour le vent car celui-ci est supposé avoir une direction constante dans la CLS (celle du vent au niveau le plus bas de Meso-NH).

Les équations 5.26, 5.27 et 5.28 ont pour conditions limite à la base les flux turbulents $\overline{u'w'}(z = 0)$, $\overline{\theta'w'}(z = 0)$ et $\overline{q'w'}(z = 0)$. Ces flux sont calculés dans SURFEX en utilisant les variables atmosphériques du niveau le plus bas de Canopy. Enfin, au sommet de Canopy, les

variables atmosphériques sont prises égales à celles du niveau de forçage atmosphérique, c.-à-d. celles du niveau le plus bas de Meso-NH. Le schéma de turbulence utilisé dans Canopy est le même que celui de Meso-NH (Cuxart et al., 2000). Il nécessite la résolution d'une équation pronostique pour l'énergie cinétique turbulente à chaque niveau de Canopy. La longueur de mélange est calculée comme dans Redelsperger et al. (2001).

Canopy est utilisé dans le modèle météorologique opérationnel AROME (Seity et al., 2011) et a permis d'améliorer les prévisions de température à 2 m en situation de forte stabilité (la nuit par exemple) ou de mieux reproduire les vents à 10 m en zone de montagne (jet nocturne) (Masson et Seity, 2009). Son utilisation en zone urbaine est décrite dans Hamdi et Masson (2008).

5.4.3 Introduction des variables de neige dans Canopy

Les variables pronostiques N_s et q_s ont été introduites dans Canopy afin d'estimer la valeur de ces variables près de la surface (N_{Surf} et q_{Surf}) et de reproduire leur profil vertical dans les premiers mètres de l'atmosphère. Canopy résoud donc deux équations supplémentaires :

$$\frac{\partial N_s}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z}\left(-\overline{N_s' w'} + V_N N_s\right) + S_N \tag{5.29}$$

$$\frac{\partial q_s}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z}\left(-\overline{q_s' w'} + V_q q_s\right) + S_q \tag{5.30}$$

Les termes employés dans ces équations sont les même que ceux utilisés dans les équations 5.4 et 5.5 et leur signification n'est pas rappelée ici. Ces équations sont ensuite résolues sur la grille verticale de Canopy (Fig. 5.5).

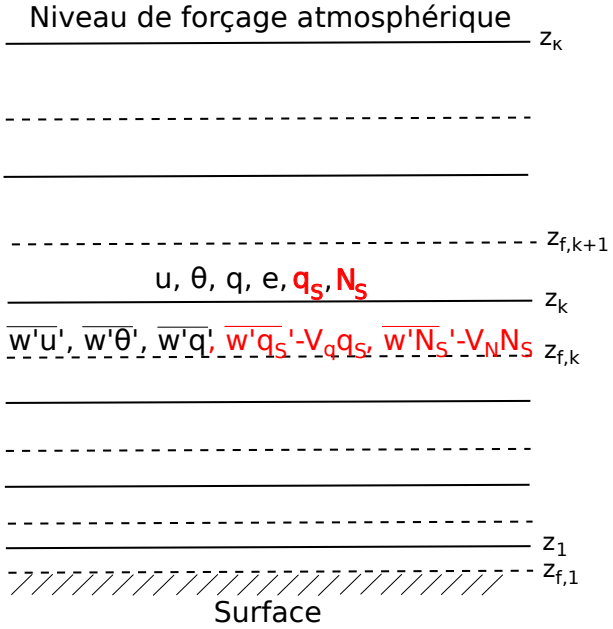


Figure 5.5 – *Discrétisation verticale de la CLS dans le modèle Canopy. Les traits pleins désignent les niveaux de masse où l'évolution des variables pronostiques est calculée alors que les traits tiretés désignent les niveaux où sont calculés les flux. Les variables en rouge représentent les variables relatives à la neige en suspension introduites dans le cadre de cette thèse.*

Résolution numérique Seule la discrétisation de l'équation 5.30 est décrite ici. La même méthode est utilisée pour l'équation 5.29. On note F le flux net massique de particules de neige ($F = \overline{q_s' w'} - V_q q_s$.). Enfin, pour simplifier l'écriture, q, S, V et K désignent respectivement q_s, S_q et V_q et K_{Snw} le coefficient de diffusion turbulente des particules de neige (Eq. 5.6). L'équation 5.30 s'écrit alors :

$$\frac{\partial q}{\partial t} = -\frac{\partial F}{\partial z} + S \tag{5.31}$$

Cette équation est ensuite discrétisée suivant une méthode de différence finie sur la grille présentée sur la Figure 5.5. z_κ désigne le sommet de la couche Canopy, c'est-à-dire le niveau de forçage atmosphérique de Meso-NH. $q_{n,k}$ désigne le rapport de mélange de neige transportée à l'instant t et au niveau z_k. $F_{n,k}$ désigne le flux net de particules à l'instant t et au niveau $z_{f,k}$. Il est discrétisé suivant la verticale selon :

$$F_{n,k} = -K_{n-1,k}\frac{q_{n,k} - q_{n,k-1}}{\Delta z_{k-1}} - V_{n-1,k} q_{n,k} \tag{5.32}$$

L'équation 5.31 est ensuite discrétisée en utilisant un schéma implicite sur la verticale liée à la différence verticale décentrée du (5.32) selon :

$$\frac{q_{n,k} - q_{n-1,k}}{\Delta t} = -\frac{F_{n,k+1} - F_{n,k}}{\Delta z_{f,k}} + S_{n-1,k} \tag{5.33}$$

En utilisant l'équation 5.32 et en réorganisant on obtient un système d'équations linéaires de la forme :

$$a(k) q_{n,k-1} + b(k) q_{n,k} + c(k) q_{n,k+1} = d(k) \tag{5.34}$$

Ce système repose sur une matrice tridiagonale dont les coefficients s'écrivent pour $1<k<\kappa$-1 :

$$a(k) = -\frac{K_{n-1,k}\Delta t}{\Delta z_{f,k}\Delta z_{k-1}}$$

$$b(k) = 1 + \frac{\Delta t}{\Delta z_{f,k}}\left(\frac{K_{n,k+1}}{\Delta z_k} + \frac{K_{n,k}}{\Delta z_{k-1}} + V_{n,k}\right)$$

$$c(k) = -\frac{\Delta t}{\Delta z_{f,k}}\left(\frac{K_{n,k+1}}{\Delta z_k} + V_{n,k+1}\right)$$

$$d(k) = q_{n-1,k} + S_{n-1,k}\Delta t$$

Au niveau k=1 et k=κ-1, les facteurs a, b, c et d sont déterminées en fonction des conditions aux limites. A la base de la couche Canopy, le flux turbulent de neige F_{Turb} est calculé suivant l'équation 5.24 et les facteurs s'écrivent :

$$a(1) = 0$$

$$b(1) = 1 + \frac{\Delta t}{\Delta z_{f,1}}\left(\frac{K_{n,1}}{\Delta z_2} + V_{n,1}\right)$$

$$c(1) = -\frac{\Delta t}{\Delta z_{f,1}} \left(\frac{K_{n,2}}{\Delta z_1} + V_{n,2} \right)$$

$$d(1) = q_{n-1,1} + \Delta t S_{n-1,1} + \frac{F_{\text{Turb}}}{\rho_a} \frac{\Delta t}{\Delta z_{f,1}}$$

où ρ_a désigne la masse volumique de l'air. La concentration au sommet de la couche Canopy q_{MNH} est imposée et correspond à celle du niveau de forçage atmosphérique, d'où :

$$a(\kappa - 1) = -\frac{K_{n,\kappa-1} \Delta t}{\Delta z_{f,\kappa-1} \Delta z_{\kappa-2}}$$

$$b(\kappa - 1) = 1 + \frac{\Delta t}{\Delta z_{f,\kappa-1}} \left(\frac{K_{n,\kappa}}{\Delta z_{\kappa-1}} + \frac{K_{n,\kappa-1}}{\Delta z_{\kappa-2}} + V_{n,\kappa-1} \right)$$

$$c(\kappa - 1) = 0$$

$$d(\kappa - 1) = q_{n-1,\kappa-1} + S_{n-1,\kappa-1} \Delta t + q_{\text{MNH}} \frac{\Delta t}{\Delta z_{f,\kappa-1}} \left(\frac{K_{n,\kappa}}{\Delta z_{\kappa-1}} + V_{n,\kappa} \right)$$

Les flux nets de masse à la base et au sommet de la couche Canopy sont enfin mis à jour selon :

$$F_{\text{Susp}} = V_{n,1} \rho_a q_{n,1} - F_{\text{Turb}}$$

$$F_{\text{Net}_\kappa} = -\rho_a K_{n,\kappa} \frac{q_{\text{MNH}} - q_{n,\kappa-1}}{\Delta z_{\kappa-1}} - V_{n,\kappa} \rho_a q_{\text{MNH}}$$

F_{Net_κ} est ensuite renvoyé à Meso-NH (Fig. 5.4). Il est utilisé dans le modèle atmosphérique comme condition à la limite inférieure pour résoudre l'équation 5.5.

Advection Canopy est un schéma unidimensionnel de CLS. Le calcul de l'advection n'est pas effectué à chaque niveau de Canopy mais doit être effectué dans Meso-NH (Fig. 5.4). Cette contrainte nécessite une procédure de calcul qui est détaillée ci-dessous. Les contributions de l'advection sur le nombre total, N_{Cano} (m^{-2}), et la masse totale, M_{Cano} (kg m^{-2}), dans Canopy sont tout d'abord calculées puis les valeurs à chaque niveau Canopy sont mises à jour. Nous détaillons ici le calcul pour la masse ; le calcul étant identique pour le nombre. M_{Cano} est donnée par : $M_{\text{Cano}} = \rho_a \sum_i q_i h_i$ où $h_i = z_{f,i+1} - z_{f,i}$ est l'épaisseur du niveau i de la grille Canopy (Fig. 5.5). La procédure de calcul s'effectue suivant le schéma suivant :

1. le flux de particules dans Canopy est calculé ($\text{kg m}^{-1}\ \text{s}^{-1}$) : $Q_{\text{Cano}} = \rho_a \sum_i q_i h_i u_i$ où u_i est la vitesse du vent au niveau i,
2. on en déduit une concentration équivalente $c_{\text{eq}} = Q_{\text{Cano}}/(h_{\text{MNH}} u_{\text{MNH}})$ exprimée en kg m^{-3} où h_{MNH} désigne l'épaisseur de la première couche de Meso-NH et u_{MNH} la vitesse du vent au premier niveau de Meso-NH.
3. Meso-NH calcule l'advection au premier niveau du modèle du champ $r_{\text{eq}} = c_{\text{eq}}/\rho_a$ et renvoie la valeur advectée c_{adv} à Canopy,
4. la masse totale dans Canopy est alors mise à jour suivant : $M'_{\text{Cano}} = M_{\text{Cano}} + M_{\text{adv}} - M_{\text{eq}}$ avec $M_{\text{adv}} = c_{\text{adv}}/h_{\text{MNH}}$ et $M_{\text{eq}} = c_{\text{eq}}/h_{\text{MNH}}$

5. la masse à chaque niveau de Canopy est finalement mise à jour pour tenir compte de l'advection : $q'_i = q_i M'_{\text{Cano}} / M_{\text{Cano}}$

Si de la neige est advectée en un point de grille dont la couche Canopy ne contient pas de neige, les profils résultant de concentration en nombre et en masse sont pris constants sur la verticale.

Sublimation Les équations 5.29 et 5.30 incluent les contributions de la sublimation S_N et S_q. Elles sont calculées de la même façon que dans Meso-NH (Sect. 5.2.3) en utilisant la température et l'humidité spécifique aux niveaux Canopy. Les effets de la sublimation sur la température et l'humidité spécifique sont pris en compte en ajoutant les contributions de la sublimation des particules de neige dans Canopy aux flux de température et d'humidité émis vers l'atmosphère. En retour, ces flux modifiés changent la température et l'humidité aux niveaux de Canopy et des premiers niveaux de Meso-NH.

Les modifications des flux s'expriment en fonction du taux de sublimation instantanée, S_{qi}, calculé au niveau Canopy i (Eq 5.12). Ainsi, le terme supplémentaire dans l'expression du flux d'humidité (en kg m^{-2} s^{-1}) s'écrit :

$$\overline{q'w'}_{\text{Subl}} = -\rho_a \sum_i (S_{qi} h_i) \tag{5.35}$$

où h_i désigne l'épaisseur du niveau i de Canopy. De la même façon, pour le flux de température (en W m^{-2}), on écrit :

$$\overline{\theta'w'}_{\text{Subl}} = \rho_a \sum_i \left(S_{qi} h_i \frac{L_s(T_i)}{\Pi_i} \right) \tag{5.36}$$

où $L_s(T_i)$ est la chaleur latente de sublimation à la température T_i et Π_i la fonction d'Exner au niveau i.

5.5 Synthèse du chapitre

Ce chapitre présente le module de transport de neige par le vent intégré au système couplé Meso-NH/Crocus. Le modèle simule le transport de la neige en saltation et en suspension turbulente. Dans l'atmosphère, la neige en suspension est représentée à l'aide d'un schéma à deux moments qui permet de rendre compte de l'évolution spatiale et temporelle de la distribution en taille des particules de neige. En surface, le modèle tient compte des propriétés de la neige fournies par Crocus et simule l'érosion et le dépôt en fonction des conditions météorologiques et nivologiques. L'utilisation du schéma de CLS Canopy à l'interface entre Meso-NH et Crocus permet d'augmenter la résolution verticale du modèle dans les zones de fort gradient en concentration de particule de neige et donc de raffiner le calcul des échanges de masse entre le manteau neigeux et l'atmosphère.

L'outil de simulation présenté dans ce chapitre constitue le premier modèle de transport de neige par le vent reposant sur un système couplé atmosphère/manteau neigeux et pouvant être utilisé en zone de montagne. De tels systèmes ont déjà été développés dans le cadre d'études menées

en régions polaires (Gallée et al., 2001; Lenaerts et al., 2012a) mais rien de tel n'a été appliqué jusque là en zone de montagne. Le modèle de Lehning et al. (2008) utilisé dans les Alpes Suisses repose également sur un modèle de détaillé de manteau neigeux et un modèle atmosphérique à échelle fine mais ce dernier est seulement utilisé pour fournir les forçages de vent au modèle de manteau neigeux et à un module associé qui simule le transport de la neige.

Plusieurs paramètres apparaissent dans cette description du modèle. Il s'agit par exemple du paramètre de forme de la distribution en taille des particules (α) ou de leur rayon dans la couche de saltation ($r_{m\mathrm{salt}}$). La sensibilité du modèle à ces paramètres est discutée au chapitre suivant. Les chapitres 8 et 9 présentent ensuite deux applications du modèle permettant son évaluation en zone de montagne. Le premier décrit la simulation d'un épisode de transport pur alors que le second est consacré à la simulation d'un épisode mêlant chute de neige et transport.

Chapitre 6

Analyses de sensibilité du modèle

Le module de transport décrit au chapitre précédent repose sur un schéma à deux moments pour simuler le transport de la neige dans l'atmosphère. L'utilisation d'un tel schéma nécessite de fixer certains paramètres à des valeurs constantes. Ainsi, la distribution en taille des particules est gouvernée par le paramètre de forme α de la loi gamma et le rayon moyen dans la couche de saltation r_{msalt}. Pour chacun de ces paramètres, la littérature rapporte un large spectre de valeurs. Avant de les fixer à une valeur donnée, il convient d'explorer la sensibilité du modèle à ces paramètres. Outre cette étude de sensibilité, l'utilisation d'un schéma à deux moments nécessite des ajustements dans les processus de sédimentation et de diffusion turbulente pour simuler de manière satisfaisante les profils de concentration de neige dans l'atmosphère (Déry et Yau, 1999; Déry et Yau, 2001). Afin de réaliser ces études préliminaires, le modèle Meso-NH est utilisé en configuration 1D idéalisée, c.-à-d. que les forçages atmosphériques et les champs initiaux sont imposés par l'utilisateur.

Ce chapitre présente tout d'abord l'étude de la sensibilité du modèle aux paramètres gouvernant la distribution en taille des particules. Leur sublimation est ensuite considérée et ses effets sur la couche limite de surface sont décrits. Enfin, les profils de concentration et de rayon moyen mesurés au Col du Lac Blanc servent à réaliser une première évaluation du modèle et à ajuster la valeur du cœfficient de diffusion turbulente des particules de neige.

6.1 Sensibilité à la distribution en taille des particules

6.1.1 Configuration du modèle

Le modèle Meso-NH est utilisé dans une configuration 1D. Dans cette configuration, seuls les termes de diffusion turbulente sur la verticale, de sédimentation et de sublimation présents dans les équations 5.29 et 5.30 gouvernent l'établissement des profils verticaux de concentration en nombre et en masse. On peut ainsi tester l'influence sur ces termes des paramètres gouvernant la distribution en taille des particules. Afin d'isoler la contribution de chacun des termes, les simulations sont réalisées en désactivant la sublimation. Ce processus est considéré à la section suivante.

La configuration utilisée dans cette étude de sensibilité est identique à celle retenue par Xiao et al. (2000) dans leur étude d'intercomparaison de modèles de transport de neige par le vent. Dans l'atmosphère, le profil initial de vent est logarithmique avec une vitesse de vent à 10 m prise égale à 20.0 m s^{-1} et une longueur de rugosité z_0=0.001 m. On suppose que la température potentielle est constante sur la verticale, égale à 253.16 K. L'humidité relative (prise par rapport à la glace) décroît logarithmiquement en passant de 100 % près de la surface (0.05 m) à 70 % à 100 m. Elle est ensuite prise constante, égale à 70%, au dessus de 100 m. Enfin, les concentrations en nombre et en masse de particules de neige en suspension sont initialement nulles.

En surface, les flux turbulents de chaleur latente et de chaleur sensible sont pris égaux à 0 (ce cadre idéalisé permet en effet de s'affranchir des effets de la surface sur les basses couches de l'atmosphère). Dans la couche de saltation, la concentration en particules de neige est imposée tout au long de la simulation (c_{salt} = 0.2 kg m^{-3}). Quant au nombre de particules dans cette couche, il dépend du paramètre de forme α et du rayon moyen $r_{m\mathrm{salt}}$ suivant l'équation 5.20. En cours de simulation, les particules de neige, initialement présentes dans la couche de saltation, sont diffusées sur la verticale jusqu'à l'établissement d'un profil à l'équilibre. La durée d'une simulation est fixée à 20 minutes pour permettre l'établissement de cet état d'équilibre.

Le modèle utilise une grille verticale comportant 70 niveaux avec un premier niveau à 3 m. 18 niveaux sont placés dans les 100 premiers mètres de l'atmosphère. Afin de reproduire le profil de concentration près du sol, le schéma de CLS Canopy est utilisé à l'interface entre Meso-NH et Crocus. 5 niveaux supplémentaires sont donc ajoutés entre la surface du manteau neigeux et le premier niveau atmosphérique. Le niveau inférieur de Canopy est placé à 0.15 m de hauteur.

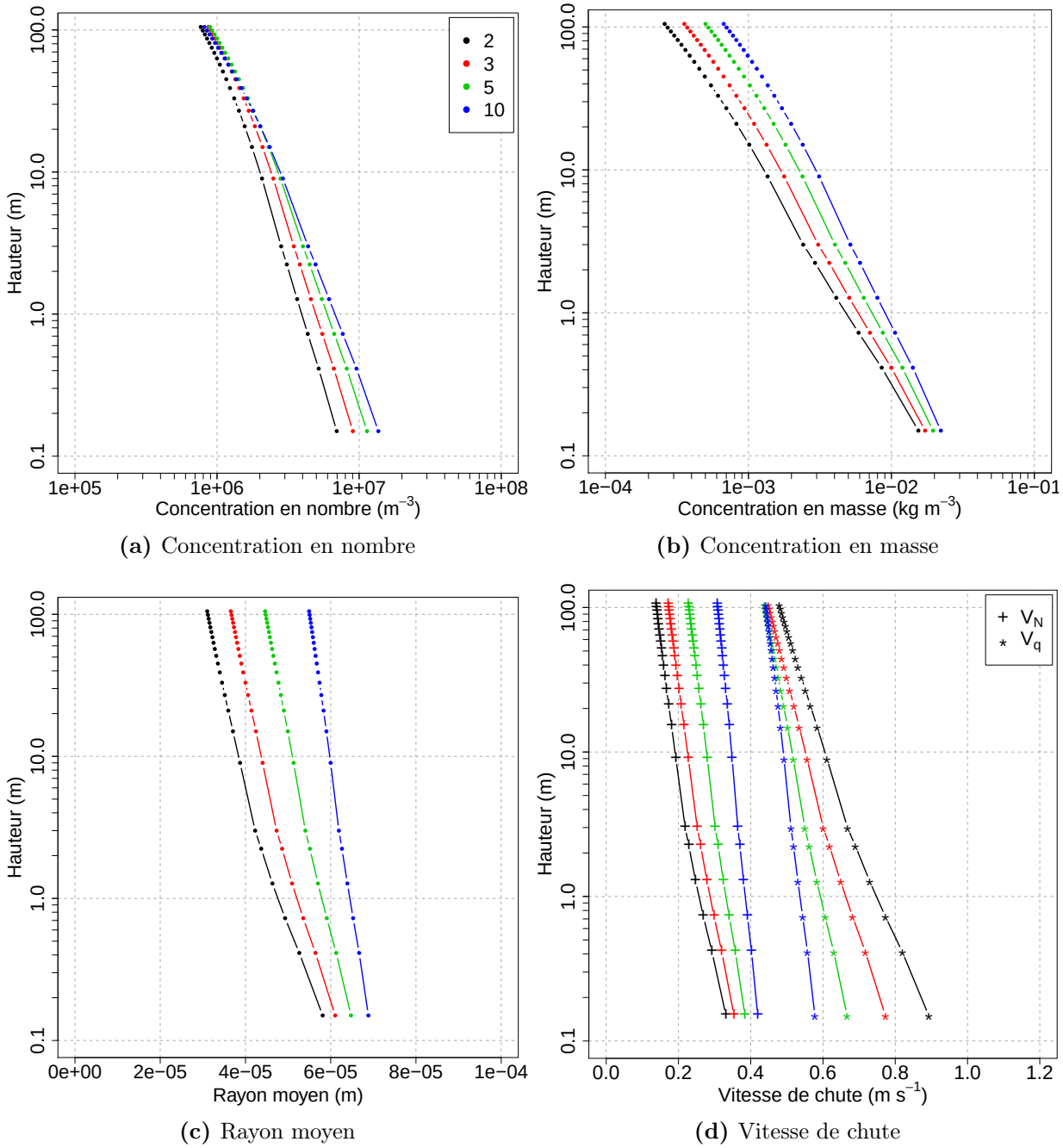
6.1.2 Influence du paramètre de forme α

Le paramètre de forme α gouverne la dispersion de la distribution en taille des particules. Pour cette étude de sensibilité, quatre valeurs de α sont testées (2, 3, 5 et 10). Ces valeurs couvrent le spectre des valeurs de α rapportées dans différentes études (Budd, 1966; Dover, 1993; Gordon et Taylor, 2009; Naaim-Bouvet et al., 2011). Pour chaque simulation, le rayon moyen dans la couche de saltation est pris égal à 75 μm.

La figure 6.1 montre les profils verticaux de concentration en nombre (a) et en masse (b) pour quatre valeurs de α. Une augmentation de α se traduit par une augmentation de la concentration en masse entre 0.15 et 100 m. Un comportement similaire est observé pour la concentration en nombre mais l'augmentation se limite aux basses couches de l'atmosphère (entre 0.15 et 10 m). Ces comportements s'expliquent par l'influence de α sur la forme de la loi distribution et donc sur les profils verticaux de rayon moyen et de vitesse de chute (Fig. 6.1 (c) et (d)).

Une augmentation de α se traduit par une dispersion plus faible autour du rayon moyen ; une valeur infinie de α correspondant à une distribution mono-disperse. Ainsi, plus α augmente, plus la distribution devient mono-disperse et plus les vitesses de chute du nombre, V_N, et de la masse, V_q, convergent vers une même valeur (Fig. 6.1 (d)). Pour un rayon donné, une augmentation de α est donc associée à une augmentation de V_N et à une diminution de V_q.

La diminution de V_q lorsque α augmente explique l'augmentation de la concentration en



(a) Concentration en nombre

(b) Concentration en masse

(c) Rayon moyen

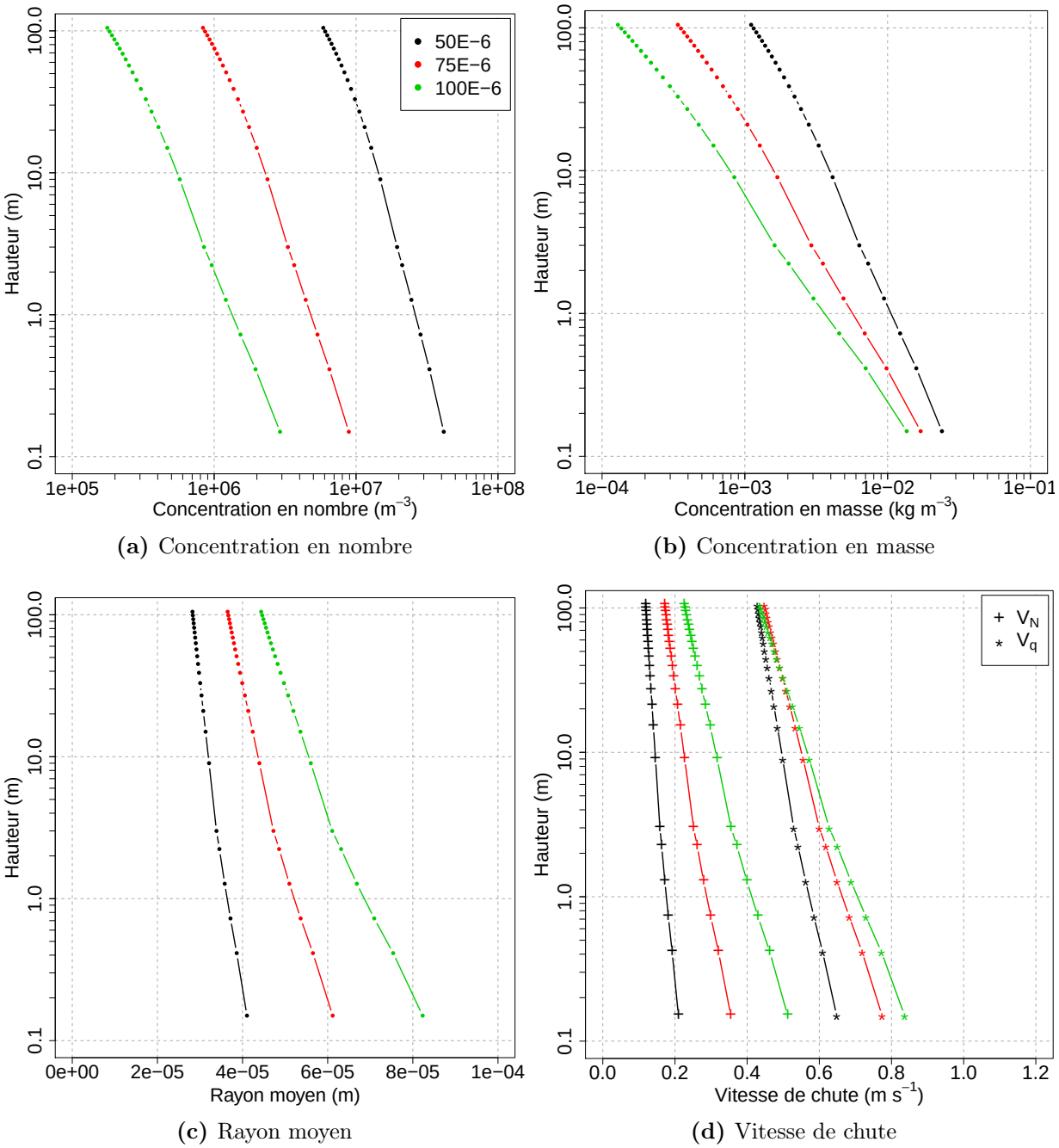
(d) Vitesse de chute

FIGURE 6.1 – *Profils verticaux dans l'atmosphère pour quatre valeurs de α.*

masse. Au contraire, le comportement de V_N en fonction de α ne suffit pas à expliquer pas les profils verticaux de concentration en nombre observés en basse couche. En effet, les concentrations en nombre les plus élevées sont associées aux vitesses de chute les plus importantes. Ce résultat paradoxal s'explique par le fait que le paramètre de forme fixe également le nombre de particules de neige dans la couche de saltation. Ainsi, à r_{msalt} et c_{salt} donnés, $\tilde{N}_{salt}$ augmente avec α (Eq 5.20). En conséquence, le flux de nombre émis vers l'atmosphère est plus important pour une valeur élevée de α (d'où les profils simulés entre 0.15 et 10 m) mais la diffusion turbulente vers le haut du nombre de particules sera limitée par une vitesse de chute plus grande pour une valeur élevée de α (d'où les profils simulés entre 10 et 100 m)

6.1.3 Influence du rayon moyen r_{msalt} dans la couche de saltation

Trois simulations de 20 minutes ont été réalisées pour trois valeurs de r_{msalt} : 50, 75 et 100 μm. Ces valeurs sont typiques de celles observées en soufflerie (Clifton et al., 2006) ou sur le terrain (Gordon et Taylor, 2009). Pour ces trois simulations, la valeur de α est fixée à 3.



(a) Concentration en nombre

(b) Concentration en masse

(c) Rayon moyen

(d) Vitesse de chute

FIGURE 6.2 – *Profils verticaux dans l'atmosphère pour trois valeurs de r_m.*

La figure 6.2 montre les profils verticaux de concentration en nombre (a), en masse (b), de rayon moyen (c) et de vitesse de chute (d) pour les trois valeurs de r_{msalt}. Une augmentation du rayon moyen dans la couche de saltation est associée à une diminution des concentrations en nombre et en masse dans l'atmosphère. Cette évolution s'explique par une augmentation des

vitesses de chute du nombre et de la masse. Le nombre de particules en saltation est également réduit lorsque r_{msalt} augmente d'où la différence importante (un ordre de grandeur) du nombre de particules à 0.15 m entre les simulations avec r_{msalt}=50 et 100 μm.

6.1.4 Conclusion

L'utilisation de Meso-NH/Crocus en version 1D permet d'explorer la sensibilité du modèle aux paramètres gouvernant la distribution en taille des particules. Ainsi, pour une concentration donnée de neige dans la couche de saltation, une augmentation du paramètre de forme α s'accompagne d'une augmentation des concentrations en nombre et en masse de particules en suspension près de la surface (entre 0.15 et 10 m). De même une augmentation du rayon moyen dans la couche de saltation r_{msalt} entraîne une diminution des concentrations en nombre et en masse dans l'atmosphère. Ces évolutions s'expliquent par l'influence des paramètres α et r_{msalt} sur le nombre de particules en saltation et sur les vitesses de chute.

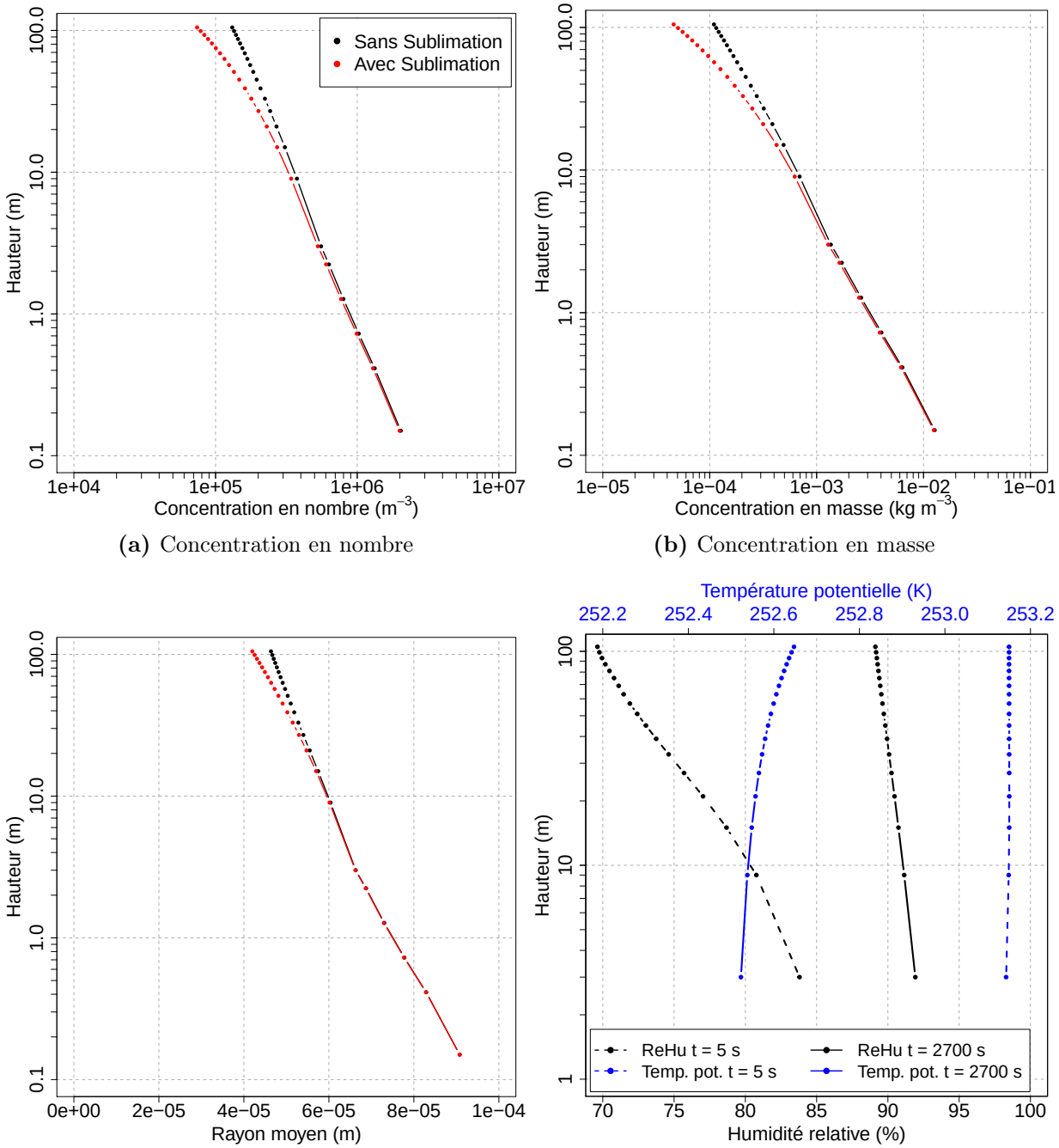
La configuration actuelle du modèle nécessite de fixer les valeurs de α et de r_{msalt}. Au Col du Lac Blanc, Naaim-Bouvet et al. (2011) ont rapporté des valeurs de α comprises entre 3 et 4. La valeur α=3 a donc été retenue pour une utilisation du modèle Meso-NH/Crocus en relief alpin. La taille des particules dans la couche de saltation n'a pas été mesurée directement mais les mesures Naaim-Bouvet et al. (2011) dans la couche de suspension (entre 25 et 29 cm) donnent des rayons moyens compris entre 65 et 90 μm. En considérant que la rayon moyen obéit une relation du type $r_m = az^b$ (Schmidt, 1982) avec b$\sim$-0.25, on trouve un rayon moyen dans la couche de saltation (z= 5 cm) compris entre 100 et 137 μm. La valeur r_{msalt} = 110 μm a été retenue pour les utilisations de Meso-NH/Crocus en relief alpin.

6.2 Influence de la sublimation

Pour réaliser cette étude, le modèle a été utilisé dans une configuration identique à celle décrite en 6.1.1. Les valeurs α=3 et r_{msalt}=110 μm ont été retenues pour caractériser la distribution en taille des particules. La figure 6.3 compare les profils verticaux de concentration en nombre (a), en masse (b) et de rayon moyen (c) avec ou sans sublimation après 45 min de simulation.

L'influence de la sublimation s'observe essentiellement entre 10 et 100 m où elle entraîne une diminution des concentrations en masse et en nombre. En revanche, les concentrations près de la surface (entre 0.1 et 10 m) sont faiblement affectées. La distribution en taille des particules est également modifiée, avec une diminution du rayon moyen entre 10 et 100 m. La figure 6.3 (d) illustre comment les échanges de masses et d'énergie qui accompagnent la sublimation des particules de neige modifient les conditions atmosphériques près de la surface. L'ensemble de la colonne d'air comprise entre 1 et 100 m de hauteur présente une augmentation de l'humidité relative par rapport à la glace avec des valeurs supérieures à 90 % entre 1 et 30 m. Par ailleurs, la diminution de la température potentielle due à la sublimation atteint 0.65 K. Cette valeur est du même ordre de grandeur que celles simulées par les modèles utilisés dans l'expérience

d'intercomparaison de Xiao et al. (2000).



(a) Concentration en nombre

(b) Concentration en masse

(c) Rayon moyen

(d) Température et humidité relative avec sublimation à $t = 5$ et 2700 s

FIGURE *6.3* – *Profils verticaux dans l'atmosphère avec ou sans sublimation pour α=3 et r_{msalt}=110 μm après 45 min de simulation.*

Ces simulations montrent que les concentrations en masse et en nombre sont faiblement impactées par la sublimation près de la surface. Ceci peut être expliqué par les mécanismes de rétroaction associés à la sublimation (Déry et al., 1998; Bintanja, 2001b). En effet, elle cause une augmentation de l'humidité de l'air qui diminue en retour la sous-saturation de l'air et ainsi la taux de sublimation (Eq. 5.12). Par ailleurs, le flux de chaleur latente de la particule vers l'air ambiant est compensé par un flux de chaleur sensible dans le sens opposé qui diminue la

température du mélange air-particule, réduisant ainsi la pression de vapeur saturante et donc le taux de sublimation. Déry et al. (1998) évoquent ainsi le caractère auto-limitant de la sublimation. Cependant cette conclusion dépend de la configuration 1D de la simulation qui néglige tout phénomène d'advection et d'entraînement d'air sec dans la couche limite de surface (Bintanja, 2001b). L'influence de la sublimation lors d'un épisode de transport de neige par le vent en zone alpine sera discutée au chapitre 8.

6.3 Influence du terme de diffusion turbulente

6.3.1 Motivations

Les premières comparaisons (non présentées) entre les profils de flux simulés et observés au Col du Lac Blanc ont montré que le modèle tendait à sur-estimer les quantités de neige dans l'atmosphère. En particulier, il ne reproduisait pas correctement la décroissance sur la verticale de la concentration en masse. D'après les observations présentées à la section 4.4.5, celle-ci perd un ordre de grandeur entre 0.15 et 1 m puis un autre ordre de grandeur entre 1 et 5 m.

L'établissement du profil vertical de concentration résulte de la compétition entre les termes de sédimentation et de diffusion turbulente de l'équation 5.5. Les études de Mann (1998), Déry et al. (1998) et Déry et Yau (2001) ont montré que l'accord entre des profils de concentration simulés et mesurés pouvait être largement amélioré en ajustant l'intensité de ces termes. Ainsi, Mann (1998) a proposé d'augmenter le cœfficient de diffusion turbulente des particules de neige sur la base des travaux de Sommerfeld et Businger (1965). Au contraire, lors du développement des versions à un et deux moments du modèle de transport PIEKTUK, Déry et Yau (1999) et Déry et Yau (2001) ont ajusté la vitesse de chute des particules. Dans leur modèle, les vitesses moyennes de sédimentation pour le nombre et la masse sont calculées avec les moments 2 et 5 alors que le calcul classique utilise les moments 0 et 3 (Eq. 5.7 et 5.8). Cette hypothèse tend à augmenter la vitesse de chute des particules de neige et donc à limiter leur transport sur la verticale.

Une adaptation similaire a donc été réalisée avec Meso-NH/Crocus. Elle utilise comme référence les données collectées au Col du Lac Blanc à l'aide des filets à neige et des SPC (Sect. 4.4). Puisque la version de base du modèle sur-estime les quantités de neige dans l'atmosphère, nous avons décidé de réduire la diffusion turbulente des particules de neige. Une autre solution eût été d'augmenter leur vitesse de chute comme dans Déry et Yau (2001) pour leur modèle de transport à 2 moments. Cependant, cette modification est considérée comme artificielle et contraire au sens physique. En effet, la modification naturelle à apporter au terme de sédimentation consisterait à prendre en compte le caractère non sphérique des particules de neige en suspension (Sect. 4.4.5 de ce manuscrit et Gordon et Taylor, 2009) et l'augmentation associée de la traînée aérodynamique. Cette modification irait donc nécessairement dans le sens d'une diminution de la vitesse de chute et d'une augmentation des quantités de neige dans l'atmosphère.

6.3.2 Données disponibles

L'évaluation du modèle repose sur les données collectées au cours de deux épisodes de transport de neige par le vent sans précipitation observés lors de la campagne 2011 : épisode du 23/02/11 et épisode du 18/03/11 (Tab. 4.3).

Les profils de concentration collectés dans les filets le 18/03/11 ont tout d'abord été utilisés (Tab. 4.7). Au total, 22 profils sont disponibles. Ils ont été divisés en 5 catégories distinctes de vitesse de vent mesurée à 2.5 m : de 13 à 17 m s^{-1} par pas de 1 m s^{-1}. Cette méthode a été utilisée par Mann et al. (2000) pour analyser des profils de concentration mesurés à la station de Halley en Antarctique. Pour chaque catégorie, le profil moyen du vent a été calculé. Contrairement à Mann et al. (2000), le profil moyen de concentration par catégorie n'a pas été calculé car la hauteur des filets par rapport à la surface a varié au cours de l'épisode rendant impossible le calcul d'un profil moyen. Nous avons préféré retenir l'ensemble des profils afin d'illustrer la variabilité de concentration existant au sein d'une même catégorie de vitesse de vent.

Les données des trois SPC ont ensuite été utilisées. Le caractère automatique de la mesure permet de bénéficier d'un nombre de profils plus important qu'avec les filets. Ces données moyennes sur 10 min regroupent le flux et le rayon moyen des particules pour les périodes du :

- 22/02/11 19h45 au 23/02/11 21h15,
- 18/03/11 01h35 au 19/03/11 00h25.

Comme pour les filets, elles ont été divisées par catégories de vitesse de vent mesurée à 5 m (largeur 1 m s^{-1}). Ces catégories couvrent l'intervalle 11-16 m s^{-1} pour le 23/02/11 et 13-18 m s^{-1} pour le 18/03/11. Chaque profil de flux et de rayon moyen ont été associés à une catégorie.

6.3.3 Configuration du modèle

Les profils verticaux de concentration et de rayon moyen sont simulés avec Meso-NH/Crocus pour chaque catégorie de vitesse de vent décrite au paragraphe précédent. Le modèle est utilisé dans une configuration 1D similaire à celle décrite en 6.1.1. Chaque simulation dure 20 minutes jusqu'à l'établissement de profils stationnaires. L'influence du terme de diffusion turbulente est discutée en faisant varier le paramètre ζ de l'équation 5.6. ζ est défini comme le rapport entre le cœfficient de diffusion turbulente des scalaires passifs de Meso-NH et celui des particules de neige transportée. Une valeur de $\zeta > 1$ correspond à une diminution de la diffusion turbulente des particules de neige par rapport à celle des scalaires passifs dans Meso-NH. Pour chaque catégorie de vitesse de vent, 4 valeurs de ζ sont donc testées (1, 2, 4 et 10).

Dans l'atmosphère, le profil initial de vent est logarithmique avec une vitesse de vent au niveau de référence fonction de la catégorie simulée et une longueur de rugosité de 1.3 10^{-4} m (Sect 4.3.5). Cette valeur correspond à la rugosité moyenne observée lors de l'épisode du 18/03/11. La température potentielle décroît suivant z selon un gradient vertical de 0.5 K/ 100 m à partir d'une valeur près de la surface égale à 294.5 K pour le 18/03/11 et à 288.8 K pour le 23/02/11. L'humidité relative par rapport à la glace, quant à elle, est prise égale à 100 % près de la surface et décroît logarithmiquement pour atteindre 50 % à 100 m au dessus de la surface. L'atmosphère ne contient initialement pas de particule de neige transportée et leur sublimation est négligée.

Les profils de concentration de la figure 6.3 (b) montrent en effet que la sublimation a un rôle négligeable sur le profil de concentration à l'équilibre entre 0.1 et 10 m en configuration 1D.

En surface, le rayon moyen dans la couche de saltation est fixé à 110 μm et la valeur retenue pour le paramètre de forme est α=3. La concentration dans la couche de saltation est calculée à partir de l'équation 5.19. Cette équation nécessite de connaître la vitesse seuil de transport. Sa valeur à 5 m, $U_{5\mathrm{th}}$, est prise égale à 10 m s^{-1} pour l'épisode du 23/02 et 9 m s^{-1} pour celui du 18/03. On en déduit l'indice de mobilité de la neige de surface et ses propriétés de micro-structure (dendricité et sphéricité).

6.3.4 Épisode de transport du 18/03/2011

Comparaison aux mesures filets La vitesse du vent simulée par Meso-NH et Canopy montre un bon accord avec les profils observés sur le mât INEV pour chaque catégorie de vitesse de vent (Fig. 6.4, Gauche). Les profils de concentration simulés dans chaque catégorie sont ensuite présentés sur la figure 6.4 (Droite). Les concentrations au niveau inférieur de Canopy sont en bon accord avec les concentrations mesurées dans le filet le plus bas. En revanche, les profils simulés dans la couche de suspension diffèrent en fonction de la valeur de ζ. Comme annoncé précédemment, la configuration par défaut du modèle (ζ=1) sur-estime les concentrations de neige dans l'atmosphère et ne parvient pas à reproduire la diminution de la concentration sur la verticale. Un meilleur accord est obtenu en réduisant la valeur du coefficient de diffusion turbulente des particules de neige, c.-à-d. en augmentant ζ. La valeur ζ=10 donne le meilleur accord pour les catégories $U_{2.5\mathrm{m}}$ = 12 et 13 m s^{-1} alors que la valeur ζ=4 reproduit de manière satisfaisante les profils de concentration pour des vitesses de vent supérieures (de 14 à 16 m s^{-1}).

Comparaison aux mesures SPC Les profils de flux mesurés le 18/03/11 illustrent la variabilité au sein d'une même catégorie de vent (Fig. 6.5, Droite). Meso-NH/Crocus tend à simuler des flux de neige près du sol trop élevés pour des vitesses de vent dans l'intervalle 13-15 m s^{-1}. L'accord est meilleur pour les vitesses de vent supérieures. Cette surestimation du flux pour les catégories 13-15 m s^{-1} peut s'expliquer par une surestimation de la concentration des particules dans la couche de saltation. Comme lors de la comparaison avec les filets, la configuration par défaut du modèle (ζ=1) sur-estime les quantités de neige en suspension pour toutes les catégories de vent. C'est également le cas lorsque ζ=2. Le meilleur accord est obtenu pour ζ=4 qui reproduit de manière satisfaisante la diminution sur la verticale du flux de particules dans chaque catégorie.

Les profils de rayon mesurés (Fig. 6.5, Gauche) illustrent la diminution du rayon moyen sur la verticale. Les valeurs typiques sont de 75 à 90 μm à 0.15 m alors qu'elles atteignent 45 à 50 μm à 3.5 m de la surface. Une plus grande variabilité de rayon est observée près de la surface, juste au dessus de la couche de saltation. Cette diminution du rayon moyen avec la hauteur est représentée par le modèle grâce à l'utilisation du schéma à deux moments. La valeur de r_m à 0.15 m varie peu en fonction des catégories de vent et se situe dans la gamme des valeurs de rayon mesurées à ce niveau. Comme pour le flux, la décroissance du rayon sur la verticale dépend de la valeur de ζ. Plus la diffusion turbulente est faible (valeur élevée de ζ), plus la décroissance sur la verticale est marquée. C'est la valeur ζ=2 qui donne une décroissance sur la verticale la plus

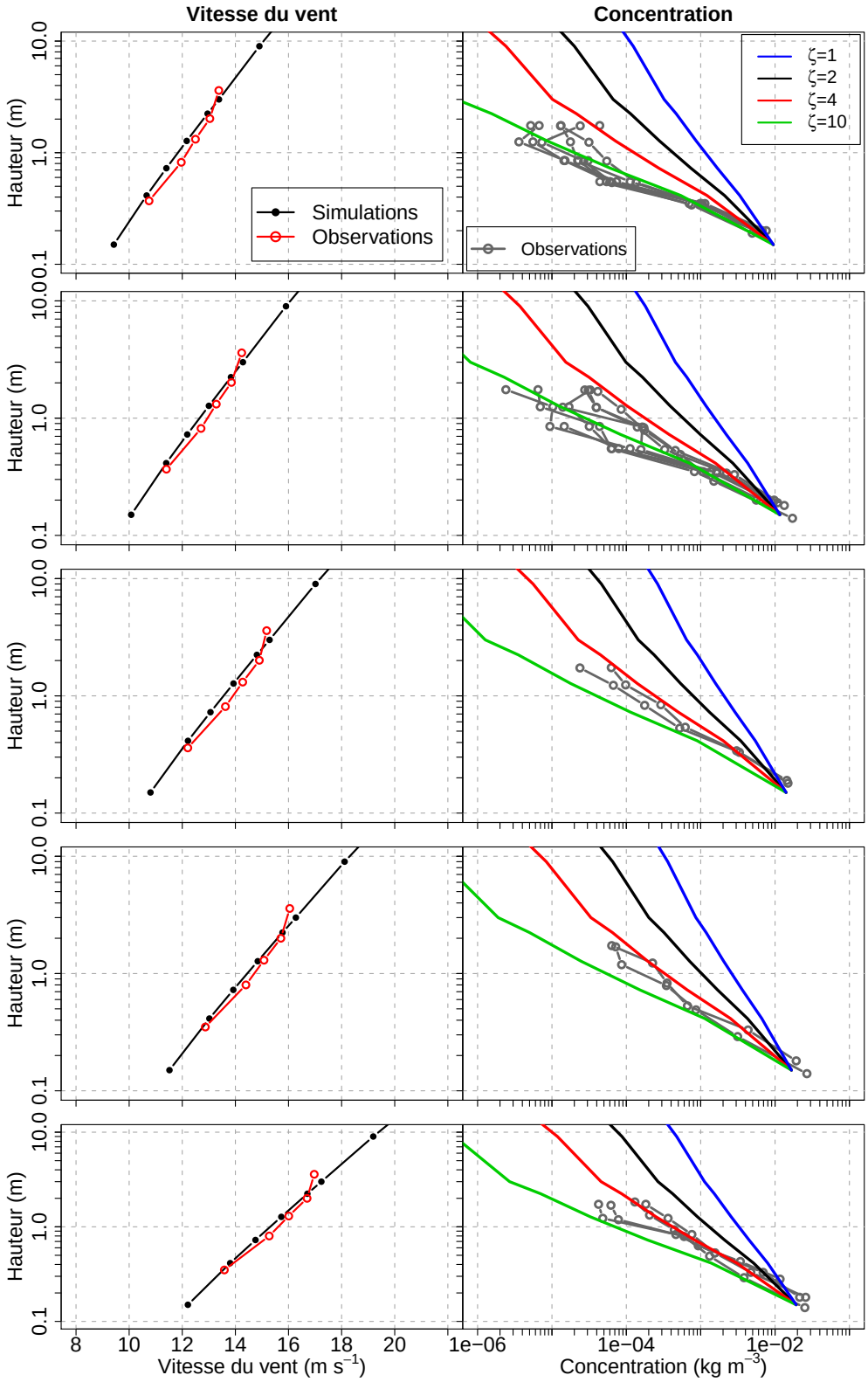


FIGURE 6.4 – *Profils verticaux de vitesse de vent (gauche) et de concentration (droite) mesurés et simulés par Meso-NH/Crocus pour 5 catégories de vitesse de vent à 2.5 m le 18/03/11. Quatre valeurs du paramètre ζ sont testées.*

proche des mesures avec les SPC pour toutes les catégories de vitesse de vent. La valeur $\zeta = 4$ conduit à une sous-estimation du rayon moyen (et donc des vitesses de chute) à partir de 0.7 m de hauteur alors que la forme des profils de flux est correctement simulée (Fig. 6.5, Droite). Il

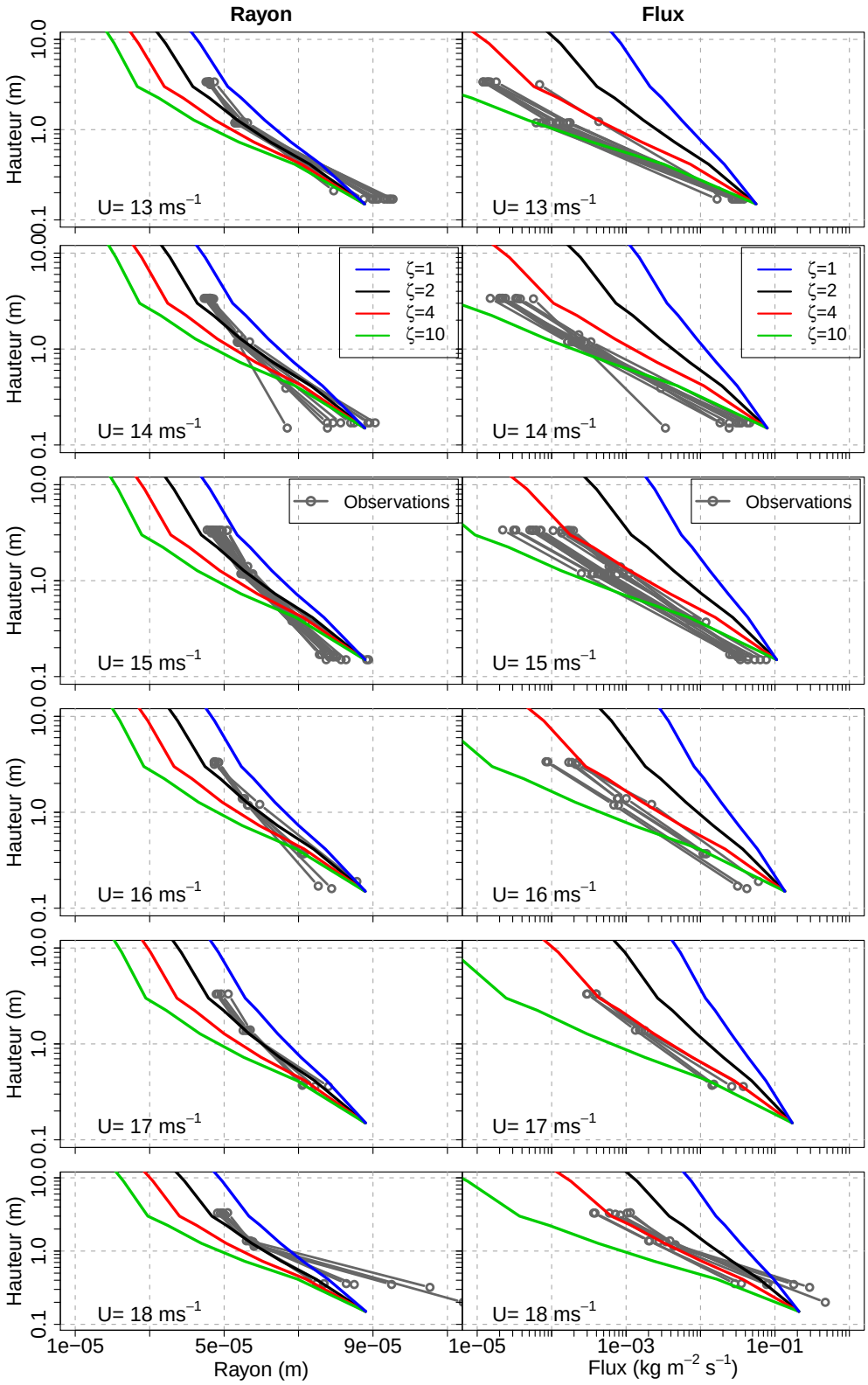


Figure 6.5 – *Profils verticaux de rayon moyen (gauche) et de flux de particules (droite) mesurés par les SPC et simulés par Meso-NH/Crocus pour 6 catégories de vitesse de vent à 5 m le 18/03/11. Quatre valeurs du paramètre ζ sont testées.*

faut cependant noter que le SPC tend à sur-estimer les faibles valeurs de rayon moyen (Nishimura et Nemoto, 2005) En effet, les particules de rayon inférieur à 25 μm ne sont pas détectées par le SPC d'où cette sur-estimation du r_m. Schmidt (1982) et Pomeroy et Gray (1995) ont proposé

des formulations de r_m en fonction de la hauteur. Les différentes formulations de Schmidt (1982) donnent des rayons moyen de 72, 41 et 31 μm, respectivement à 0.15, 1.15 et 3.50 m alors que la formulation de Pomeroy et Gray (1995) aboutit à r_m=75, 44 et 33 μm à ces mêmes hauteurs. Ces valeurs sont inférieures à celles mesurées par les SPC Haut et Fixe et sont plus proches de celles simulées par le modèle dans la configuration ζ=4.

Conclusion Les comparaisons des simulations du modèle avec les mesures filet et SPC pour l'épisode du 18/03/11 montrent que la formulation de la turbulence pour les scalaires passifs dans Meso-NH ne peut être appliquée directement aux particules de neige en suspension. En effet, la configuration par défaut du modèle (ζ=1) sur-estime les profils de concentration et de flux alors que le modèle reproduit bien les profils de vent près du sol. Une première solution pour corriger les profils de flux et de concentration consiste à ajuster la valeur du paramètre ζ. La valeur ζ=4 donne un bon accord général entre les flux simulés et ceux observés. Dans cette configuration, le modèle tend néanmoins à sous-estimer le rayon moyen entre 0.7 et 3.5 m par rapport aux valeurs mesurées par les SPC. Cette mesure du rayon moyen par les SPC présente néanmoins des limitations pour les faibles valeurs de rayon.

6.3.5 Épisode de transport du 23/02/2011 : données SPC

Les profils verticaux de flux montrent que le modèle dans sa configuration par défaut sur-estime les quantités de neige dans l'atmosphère (Fig. 6.6, Droite). Une réduction du cœfficient de diffusion turbulente des particules de neige permet d'obtenir un meilleur accord avec les observations pour toutes les catégories de vent. Ainsi, la valeur ζ=4 permet de reproduire de manière satisfaisante la pente du profil vertical de flux de particules. Cette valeur est la même que celle obtenue pour l'épisode du 18/03/11.

Les rayons moyens mesurés lors de cet épisode (Fig. 6.6, Gauche) présentent une diminution sur la verticale similaire à celle observée pour l'épisode du 18/03/11 (Fig. 6.5, Gauche). Le modèle reproduit bien les valeurs de rayon près de la surface pour les 4 valeurs de ζ. Il faut cependant noter que les valeurs de rayon moyen près du sol se divisent en deux classes (75 μm pour l'une et 90 μm pour l'autre). Ces classes sont clairement identifiables pour des vitesses de vent de 12 et 13 m s^{-1}. Le modèle reproduit bien les valeurs de la seconde classe mais pas celle de la première. Cette observation illustre une des limitations du modèle qui suppose que le rayon dans le couche de saltation est fixé et ne dépend ni de l'intensité du transport ni du type de neige en surface. Sur la verticale, les simulations utilisant ζ=4 sont en bon accord avec les observations entre 0.15 et 1.15 m. A 3.5 m, le modèle tend à sous-estimer le rayon moyen mesuré par le SPC mais cette valeur souffre d'incertitude liée à la mesure comme mentionné précédemment.

6.3.6 Comparaison aux études précédentes et discussion

L'évaluation du modèle au Col du Lac Blanc en configuration 1D a montré la nécessité d'adapter le cœfficient de diffusion turbulente des particules de neige, K_{Snw}. Sa valeur a fait l'objet

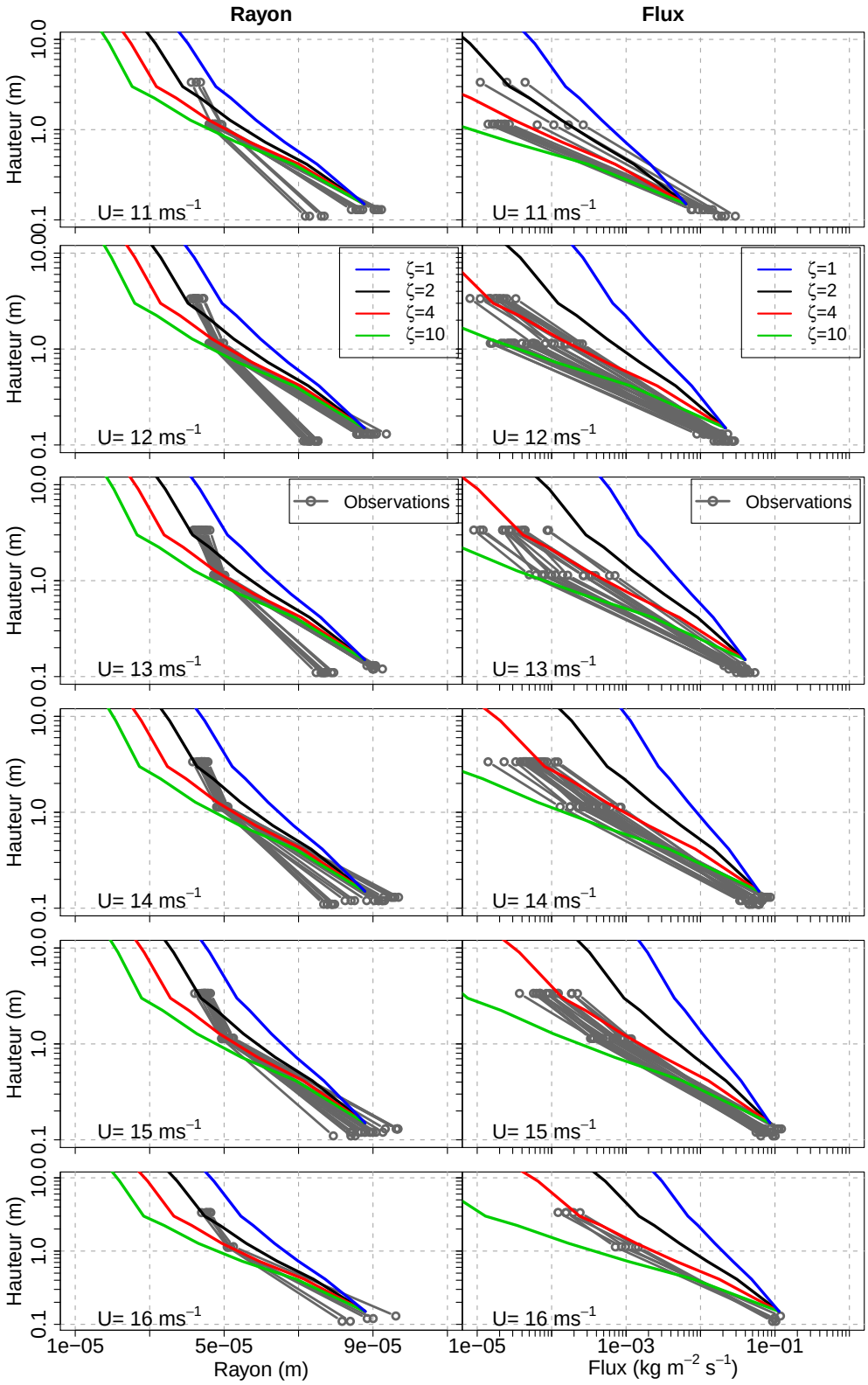


Figure 6.6 – *Profils verticaux de rayon moyen (gauche) et de flux de particules (droite) mesurés par les SPC et simulés par Meso-NH/Crocus pour 6 catégories de vitesse de vent à 5 m le 23/02/11. Quatre valeurs du paramètre ζ sont testées.*

de nombreuses discussions dans la littérature (e.g. Sommerfeld et Businger, 1965; Mann, 1998; Déry et al., 1998). Dans ces études, il est généralement pris proportionnel au cœfficient d'échange turbulent pour le vent, K_m, selon $K_{\mathrm{Snw}} = K_m/S_c$ où S_c est un facteur de proportionnalité appelé

nombre de Schmidt turbulent des particules de neige. Sommerfeld et Businger (1965) ont suggéré que K_{Snw} pouvait être d'un ordre de grandeur supérieur à K_m soit $S_c \sim 0.1$. Mann (1998) a, quant à lui, utilisé la valeur S_c=0.2 afin de reproduire avec son modèle de transport des profils verticaux de concentration en nombre mesurés à la station de Halley (Antarctique). Naaim et Martinez (1995) ont obtenu une valeur de S_c=0.5 pour des particules de PVC dans l'air. Au contraire, en se basant sur le travail Rouault et al. (1991), Déry et al. (1998) ont suggéré une valeur de S_c supérieure à 1. Dans leur modèle, K_{Snw} est donc inférieur à K_m. L'ouvrage de Shao (2008) généralise cette discussion au transport de poussières désertiques et de sable et mentionne les conséquences de l'inertie des particules et de leur chute sur leur diffusion turbulente. Les particules solides et les parcelles d'air dans lesquelles elles sont contenues tendent à suivre des trajectoires différentes lors de leur diffusion turbulente d'où une différence de cœfficient de diffusion et des valeurs de S_c supérieure à 1 (e.g. Csanady, 1963; Wang et Stock, 1993). Enfin, Bintanja (2000a) a démontré que la présence de particules de neige en suspension réduit l'intensité de la turbulence atmosphérique mais il ne fait pas de distinction entre la diminution de K_{Snw} et K_m. Les études passées mentionnent donc une large gamme de valeurs possibles pour K_{Snw} en rapportant à la fois des valeurs supérieures et inférieures à K_m.

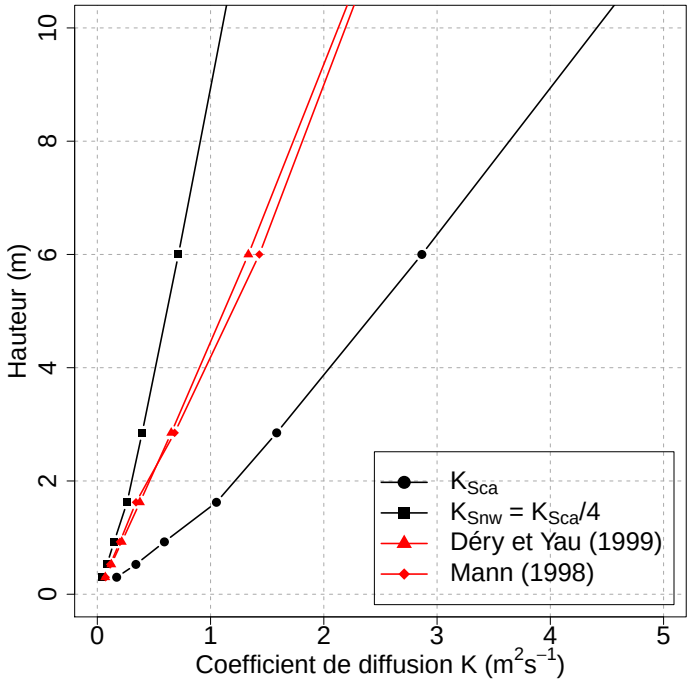


FIGURE 6.7 – *Profils verticaux du cœfficient de diffusion turbulente des particules de neige obtenue pour une simulation 1D avec u_*=0.59 m s^{-1} et z_0=0.00013 m. Quatre formulations sont considérées. K_{Sca} désigne le coefficient de diffusion turbulente pour les scalaires passifs dans Meso-NH et K_{Snw} celui retenu pour les particules de neige en suspension ($K_{\mathrm{Snw}} = K_{\mathrm{Sca}}/4$).*

L'étude menée au Col du Lac Blanc a déterminé la valeur $\zeta = 4$ à partir des profils de flux et de concentration. Cette valeur montre que le cœfficient de diffusion turbulente des particules de neige est inférieur à celui pris pour les scalaires passifs,K_{Sca}, dans le schéma de turbulence de Meso-NH (Cuxart et al., 2000). Cependant, ce dernier fait la distinction entre les cœfficients d'échange turbulent pour le vent et pour les scalaires passifs. La valeur ζ=4 ne peut donc pas être comparée directement aux valeurs de S_c rapportées dans la littérature. Il convient plutôt de

comparer en valeur absolue le cœfficient utilisé pour diffuser les particules de neige dans Meso-NH/Crocus avec les formulations utilisées par d'autres modèles de transport (Mann, 1998; Déry et Yau, 1999). La formulation de Mann (1998) est également utilisée dans le modèle de Lehning et al. (2008) qui est appliqué en relief alpin. La figure 6.7 montre que la valeur $\zeta = 4$ donne des valeurs inférieures de K_{Snw} par rapport aux formulations de Mann (1998) et Déry et Yau (1999). Dans les 10 premiers mètres de l'atmosphère, la valeur de K_{Snw} retenue dans cette étude vaut en moyenne 63 % de la valeur obtenue par la formulation de Déry et Yau (1999), soit une valeur de S_c=1.59. Cette valeur supérieure à 1 va dans le sens d'une prise en compte des effets d'inertie sur la diffusion turbulente des particules de neige (e.g. Csanady, 1963; Wang et Stock, 1993).

La réduction de la diffusion turbulente des particules de neige proposée dans cette section permet de reproduire de manière satisfaisante les profils verticaux de concentration et de flux observés au Col du Lac Blanc. La valeur ζ=4 sera utilisée dans la suite de ce travail pour les simulations 3D conduites autour du Col du Lac Blanc. Cependant, cet ajustement doit être considéré comme une correction du premier ordre et une investigation plus détaillée de la physique du phénomène sera nécessaire dans le futur. Les effets de destruction de l'énergie cinétique turbulente en présence de particules (Bintanja, 2000a) n'ont par exemple pas été pris en compte dans le modèle. Par ailleurs, le modèle suppose que les particules ont une forme sphérique alors que l'analyse des profils de concentration au Col du Lac Blanc (Sect. 4.4.5) suggère que la forme des particules transportée influe fortement sur le profil vertical de concentration. Enfin, dans le schéma à deux moments, α est pris constant alors que les observations montrent que ce paramètre augmente sur la verticale (e.g. Schmidt, 1982). La prise en compte de cette augmentation dans le modèle PIEKTUK via un schéma à trois moments (Yang et Yau, 2008) a permis de s'affranchir des ajustement sur les vitesses de chute (Déry et Yau, 1999; Déry et Yau, 2001).

6.4 Conclusion du chapitre

Ce chapitre a permis d'étudier la sensibilité du modèle à certains paramètres introduits au chapitre précédent et d'en fixer les valeurs. Pour cela, une configuration idéalisée 1D du modèle a été utilisée. L'influence de la distribution en taille des particules de neige transportées a tout d'abord été considérée. Elle est gouvernée par le paramètre de forme, α, de la loi gamma et le rayon moyen dans la couche de saltation, $r_{m\mathrm{salt}}$. Ils contrôlent en effet l'évolution de la vitesse de chute des particules et le nombre de particules dans la couche de saltation. Pour une utilisation du modèle en relief alpin, α a été fixé à 3 alors qu'une valeur de 110 μm a été retenue pour $r_{m\mathrm{salt}}$ sur la base d'observations collectées au Col du Lac Blanc (Naaim-Bouvet et al., 2011).

La prise en compte de la sublimation des particules de neige influe peu sur la forme des profils verticaux de concentration en nombre et en masse entre 1 et 10 m. En revanche, elle se traduit par la formation d'une couche d'air dont l'humidité relative dépasse 90% entre 1 et 30 m et s'accompagne d'un refroidissement de l'air près de la surface d'environ 0.65 K. La configuration 1D de Meso-NH/Crocus fait donc apparaître le phénomène d'auto-limitation de la sublimation mentionné par Déry et al. (1998). L'utilisation du modèle en configuration 3D au chapitre 8 permettra de savoir si ce phénomène est également actif lorsque les effets d'advection sont pris en

compte.

La comparaison des profils verticaux de concentration et de flux simulés par Meso-NH et observés au Col du Lac Blanc montre qu'il est nécessaire de réduire le coefficient de diffusion turbulente des particules de neige. Une diminution de 75% par rapport à la valeur du coefficient de diffusion turbulente des scalaires passifs utilisé dans Meso-NH donne des résultats satisfaisants. Ces résultats ont été obtenus pour deux épisodes de transport purs couvrant une gamme de vitesse de vent allant de 11 à 18 m s^{-1}. Dans la suite de ce travail, cette réduction du coefficient de diffusion turbulente des particules de neige sera toujours appliquée. Cette comparaison illustre également l'apport de Canopy pour simuler les profils de vent et de concentration près de la surface.

Ces études ont été réalisées en configuration 1D. Les effets d'advection et d'accroissement horizontal du transport n'ont pas été considérés tout comme l'influence de la topographie locale sur l'intensité de la turbulence. Cependant, cette configuration a permis de réaliser dans un cadre idéalisé et contrôlé une étude fine de la sensibilité du modèle reposant sur un grand nombre de simulations. L'évaluation complète du modèle en configuration 3D est présentée aux chapitres suivant grâce à la simulation d'épisodes de transport observés au Col du Lac Blanc au cours de l'hiver 2010/2011.

Quatrième partie

Simulations d'épisodes de transport

Chapitre 7

Domaines de simulations et méthodes d'initialisation

Le modèle couplé Meso-NH/Crocus a été doté d'un module lui permettant de simuler le transport de la neige par le vent (Chap. 5). Afin d'évaluer les capacités de ce modèle en relief complexe, plusieurs épisodes de transport observés lors de la campagne 2011 ont été simulés. Une configuration à haute résolution du modèle a donc été mise en place autour du Col du Lac Blanc. Les simulations, de durée égale aux épisodes observés, ont nécessité de fournir des conditions initiales pour l'atmosphère et le manteau neigeux. Des conditions de forçage aux bords du domaine ont également été requises pour le modèle atmosphérique.

Ce chapitre présente les méthodes d'initialisation et de couplage utilisées lors de cette thèse pour réaliser des simulations à haute résolution autour du site du Col du Lac Blanc. Il détaille tout d'abord le volet atmosphérique du processus d'initialisation et décrit la méthode de descente d'échelle utilisée. Il aborde ensuite l'initialisation du manteau neigeux à l'échelle d'un massif montagneux et propose enfin une brève évaluation de cette méthode d'initialisation.

7.1 Initialisation et forçage de l'atmosphère

7.1.1 Choix d'une résolution horizontale

Les enjeux de la modélisation distribuée du transport de la neige par le vent en zone de montagne ont été discutés à la section 1.4.2. Le premier d'entre eux consiste à obtenir une modélisation à échelle fine des conditions atmosphériques près de la surface et notamment du champ de vent, fortement influencé par les interactions avec la topographie. Afin de reproduire ces interactions, une résolution horizontale de 50 m a été retenue pour simuler la redistribution de la neige par le vent autour du Col du Lac Blanc avec le modèle Meso-NH/Crocus. Cette résolution rend envisageable la simulation interactive d'épisodes de transport dont la durée moyenne est de 19.5 h en situation de transport sans chute de neige et de 14.5 h en situation de transport avec chute de neige (Chap. 3).

Mott et Lehning (2010) ont montré qu'une augmentation de la résolution horizontale de 50 à 5 m améliore la représentation du champ de vent et des mécanismes de redistribution de la neige en résultant (pour plus de détails sur les résolutions horizontales adaptées à la simulation de transport de la neige, cf 1.4.2). Amory (2012) a utilisé récemment Meso-NH à de telles résolutions (4 m) à proximité immédiate du Col du Lac Blanc mais la durée des simulations effectuées n'a pas excédé une heure soit une durée insuffisante pour simuler un épisode de transport dans son intégralité. La résolution horizontale de 50 m offre donc un compromis entre la finesse du forçage météorologique et la capacité à simuler des épisodes de transport dans leur intégralité. Cette résolution est similaire à celle de 45 m utilisée par Durand et al. (2004, 2005) au Col du Lac Blanc.

7.1.2 Descente d'échelle sur le Col du Lac Blanc

Les méthodes de descente d'échelle reposant sur une suite de modèles emboîtés permettent de simuler l'écoulement de l'air à haute résolution en tenant compte des forçages imposés par les échelles plus larges. Ces méthodes ont déjà été appliquées avec succès en zone de relief complexe (Chow et al., 2006; Weigel et al., 2006; Michioka et Chow, 2008). De telles simulations pouvant être réalisées avec le modèle Meso-NH (Stein et al., 2000), une configuration de modèles emboîtés a été mise en place pour simuler l'écoulement de l'air autour du Col du Lac Blanc.

La méthode de descente d'échelle permet de passer des analyses du modèle météorologique AROME à une résolution horizontale de 2.5 km jusqu'à un domaine entourant le Col du Lac Blanc à une résolution horizontale de 50 m. Le modèle AROME (Seity et al., 2011) est le modèle opérationnel utilisé par Météo France pour produire les prévisions du temps sur la France. Son domaine de calcul couvre l'ensemble du territoire français à une résolution horizontale de 2.5 km. Les analyses du modèle sont disponibles toutes les trois heures depuis 2008 et couvrent donc les deux campagnes de mesure des hivers 2011 et 2012. Ces analyses ont été utilisées pour initialiser et forcer une descente d'échelle utilisant trois domaines de simulation Meso-NH imbriqués.

Les trois domaines Meso-NH imbriqués permettent de passer de l'échelle du massif montagneux à l'échelle locale autour du Col du Lac Blanc (Fig. 7.1). Leur résolution horizontale va de 450 m à 50 m (Tab. 7.1). La topographie du modèle à 450 m a été construite à partir du Modèle Numérique de Terrain (MNT) *france250* de l'Institut Géographique National (IGN) à une résolution horizontale de 250 m. Pour les modèles à 150 m et 50 m, un MNT à une résolution horizontale de 45 m a été utilisé. Les propriétés du sol et de la surface (fraction en argile, sable, type de végétation) proviennent de la base de données physiographiques globale ECOCLIMAP à une résolution horizontale de 1 km (Masson et al., 2003) et des bases de texture du sol de la FAO (Food and Agriculture Organization) à 10 km de résolution horizontale.

7.1.3 Initialisation par un radio-sondage

La descente d'échelle complète présentée au paragraphe précédent permet de tenir compte de effets de la méso-échelle (quelques kilomètres) sur l'échelle locale (quelques dizaines de mètres).

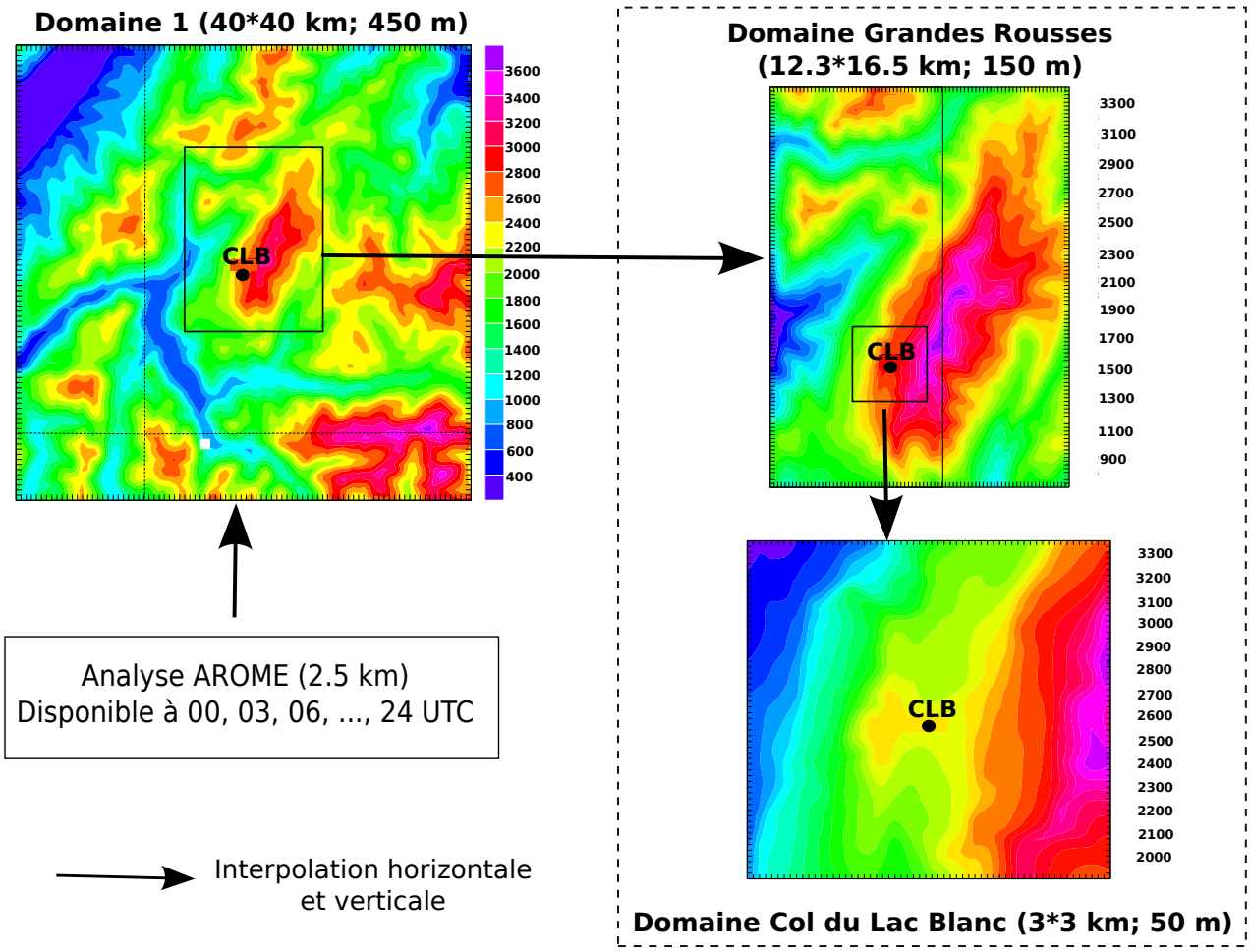


Figure 7.1 – *Principe de fonctionnement de la descente d'échelle sur la site expérimental du Col du Lac Blanc. Le cadre en pointillé désigne les domaines sur lesquels les simulations de transport de neige par le vent seront effectuées.*

Table 7.1 – *Configuration des modèles emboîtés*

Domaine	Grille (nx, ny, nz)	Dimensions (km)	Δx, Δy (m)
1	90×90×70	40×40	450
2 (Grandes Rousses)	80×108×70	12×16.2	150
3 (Col du Lac Blanc)	60×60×70	3×3	50

Cependant son utilisation est coûteuse en terme de temps de calcul car elle nécessite de réaliser l'intégration du modèle sur trois domaines différents. Par ailleurs, Meso-NH ne disposant pas de système d'assimilation de données, il n'est pas possible de rappeler le modèle vers des observations. La qualité de l'analyse météorologique forçant la descente d'échelle est donc cruciale. Une solution alternative offerte par Meso-NH est d'utiliser un radio-sondage afin d'initialiser la simulation et de construire des conditions aux limites.

Le radio-sondage consiste en un profil vertical de vitesse et de direction de vent, de température potentielle et d'humidité spécifique. Les routines d'initialisation de Meso-NH interpolent

ensuite ce profil pour construire des champs atmosphériques cohérents. Les données en entrée peuvent provenir d'un radio-sondage observé, extrait d'une simulation AROME ou Meso-NH, ou encore imposé par l'utilisateur.

7.2 Initialisation du manteau neigeux et du sol sous-jacent

La simulation d'un épisode de transport de neige par le vent nécessite de connaître les propriétés du manteau neigeux. En effet, ces dernières déterminent la vitesse seuil de transport et la quantité de neige mobilisable. Afin d'initialiser le manteau neigeux sur tout le domaine de simulation, deux méthodes ont été utilisées au cours de cette thèse. La première consiste à utiliser un manteau neigeux identique distribué sur tout le domaine alors que la seconde repose sur l'utilisation d'une simulation offline de Crocus via l'interface SURFEX. Ces deux méthodes permettent également d'initialiser le sol à la base du manteau neigeux. Elles sont présentées dans la suite de cette section.

7.2.1 Manteau neigeux uniforme

Une des options de Crocus permet d'utiliser des champs uniformes sur tout le domaine de simulation pour initialiser les variables relatives au manteau neigeux et au sol sous-jacent. Ainsi, pour chaque couche de neige composant le manteau neigeux, les variables pronostiques de Crocus doivent être renseignées : densité, équivalent en eau, température, contenu en eau liquide, caractéristiques de grains (variable historique, sphéricité et dendricité ou taille), âge de la couche et albedo de la couche de surface. Les variables relatives au sol sont également à initialiser : température et contenu en eau de chaque couche de sol.

Les variables à renseigner pour le manteau neigeux peuvent alors provenir d'un sondage relevé sur le terrain, d'une simulation 1D de Crocus ou encore d'un sondage proposé par l'utilisateur. Cette dernière option offre la possibilité de contrôler les propriétés du manteau neigeux et notamment la vitesse seuil de transport et la quantité de neige mobilisable. Elle est particulièrement intéressante pour réaliser des tests de sensibilité du modèle de transport à la qualité de la neige de surface.

Une telle méthode d'initialisation a été utilisée dans d'autres études du transport de la neige par le vent. Mott et al. (2010) initialisent par exemple le manteau neigeux à l'aide d'un profil uniforme provenant d'une simulation 1D du modèle détaillé de manteau neigeux SNOWPACK (Bartelt et Lehning, 2002). Une telle méthode peut être utilisée lorsque le domaine de simulation s'étend sur une zone qui peut être considérée comme couverte par un manteau neigeux uniforme, mais il s'agit d'une approximation grossière car les changements d'altitude, de pente et d'orientation entraînent une forte variabilité du manteau neigeux au sein du domaine de simulation. Dans le cadre de cette étude, le domaine de simulation couvrant les Grandes Rousses à une résolution horizontale de 150 m comporte des points dont l'altitude est comprise entre 900 et 3400 m. Il est donc absolument irréaliste d'utiliser un manteau neigeux uniforme pour initialiser ce

domaine. Une méthode est donc requise pour constituer un manteau neigeux initial représentatif de la variabilité d'altitude, de pente et d'exposition au sein d'un massif. Cette méthode repose sur une simulation distribuée de Crocus en mode offline et est présentée à la section suivante.

7.2.2 Simulation Crocus distribuée

La simulation d'épisodes de transport sur un domaine couvrant un massif montagneux (Grandes Rousses par exemple) nécessite de tenir compte de la variabilité du manteau neigeux au sein même de ce massif. En terme de transport de neige par le vent, cette variabilité se traduit par des différences d'état de surface (donc de vitesse seuil de transport) ou de quantité de neige mobilisable. Les couches de neige en surface à basse altitude peuvent par exemple contenir de l'eau liquide empêchant tout transport de cette neige alors de la neige fraîche et mobilisable peut être présente en altitude. Une solution pour estimer la variabilité du manteau neigeux à un instant donné (début d'un épisode de transport par exemple) consiste à reconstruire son évolution depuis le début de la saison hivernale. Nous présentons ici la simulation de l'évolution saisonnière du manteau neigeux sur le massif des Grandes Rousses.

Crocus au sein de la plateforme de simulation SURFEX peut être utilisé en mode offline c.-à-d. non couplé à un modèle atmosphérique. Le forçage météorologique peut alors provenir de sources variées (observations, réanalyses, ...). C'est cette configuration qui a été retenue pour simuler l'évolution du manteau neigeux sur le massif des Grandes Rousses. Les simulations sont réalisées sur le même domaine que celui utilisé lorsque Crocus est couplé avec Meso-NH. Cette caractéristique permet une utilisation immédiate du résultat de la simulation offline comme condition initiale pour la simulation en mode couplé. Le domaine couvrant le massif des Grandes Rousses a une résolution horizontale de 150 m. Les simulations ont été réalisées pour les hivers 2010-2011 et 2011-2012.

L'utilisation du modèle en mode offline sur le massif des Grandes Rousses nécessite de fournir un forçage météorologique distribué. Il est construit à partir des données météorologiques fournies au pas de temps horaire par le système d'analyse météorologique SAFRAN (Durand et al., 1993). SAFRAN est utilisé au sein de la chaîne de prévision opérationnelle des avalanches en service à Météo France (Durand et al., 1999). Il fournit les données de température, vent, humidité relative, précipitation (pluie ou neige), rayonnement solaire incident directe et diffus et rayonnement infrarouge. Pour un massif montagneux donné, ces informations sont disponibles par pas de 300 m et pour 7 expositions différentes (N, E, SE, S, SO, O, plat). Elles ont ensuite été distribuées sur le domaine de simulation en tenant compte de l'altitude et de l'exposition de chaque point du domaine. Pour cela, une simple interpolation linéaire a été utilisée. Le rayonnement solaire direct a été modifié afin de tenir compte des effets d'orientations des pentes et des ombres portées. Une modification a également été apportée au rayonnement infrarouge incident afin de tenir compte de l'influence des pentes opposées (Durand et al., 1999). Enfin, il faut noter que la redistribution de la neige par le vent n'est pas prise en compte dans cette simulation off-line et seuls les effets du vent sur la neige de surface sont représentés par la paramétrisation établie au chapitre 3. La figure 7.2 résume le principe de construction de forçage météorologique distribué et son utilisation

avec Crocus. Pour les deux hivers, les simulations débutent le 1er Août et s'étendent au moins jusqu'à la fin des campagnes de mesures. Initialement, le domaine est supposé non couvert de neige.

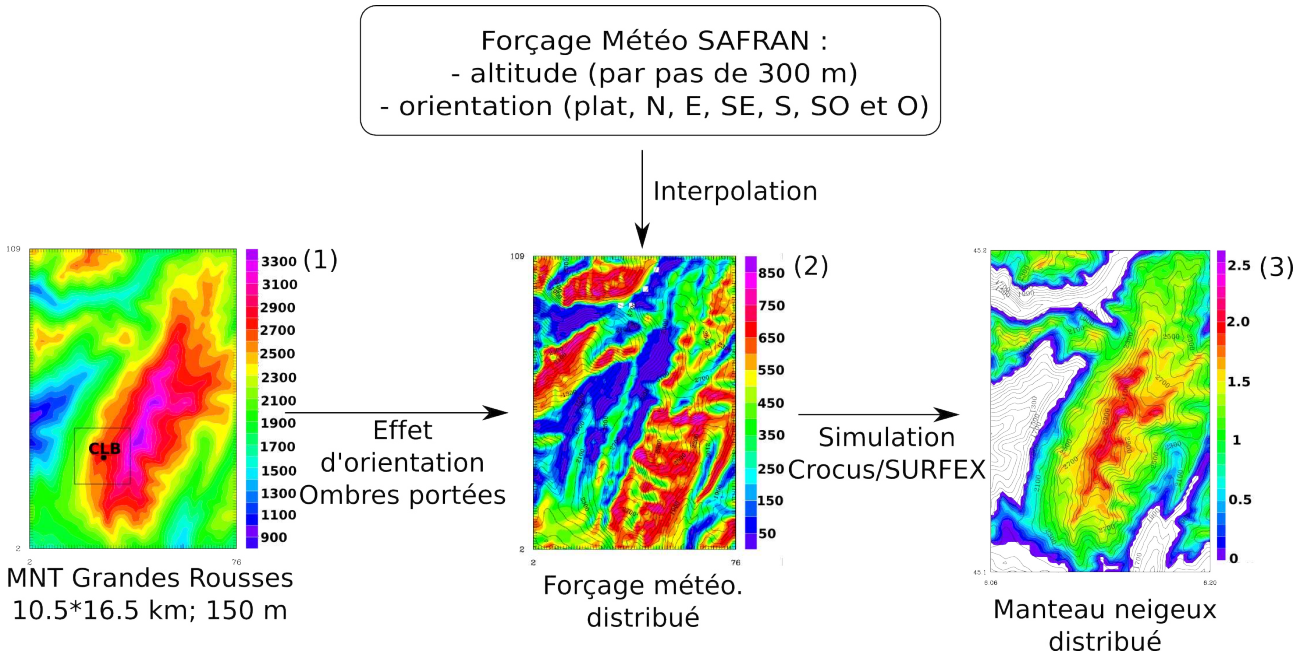
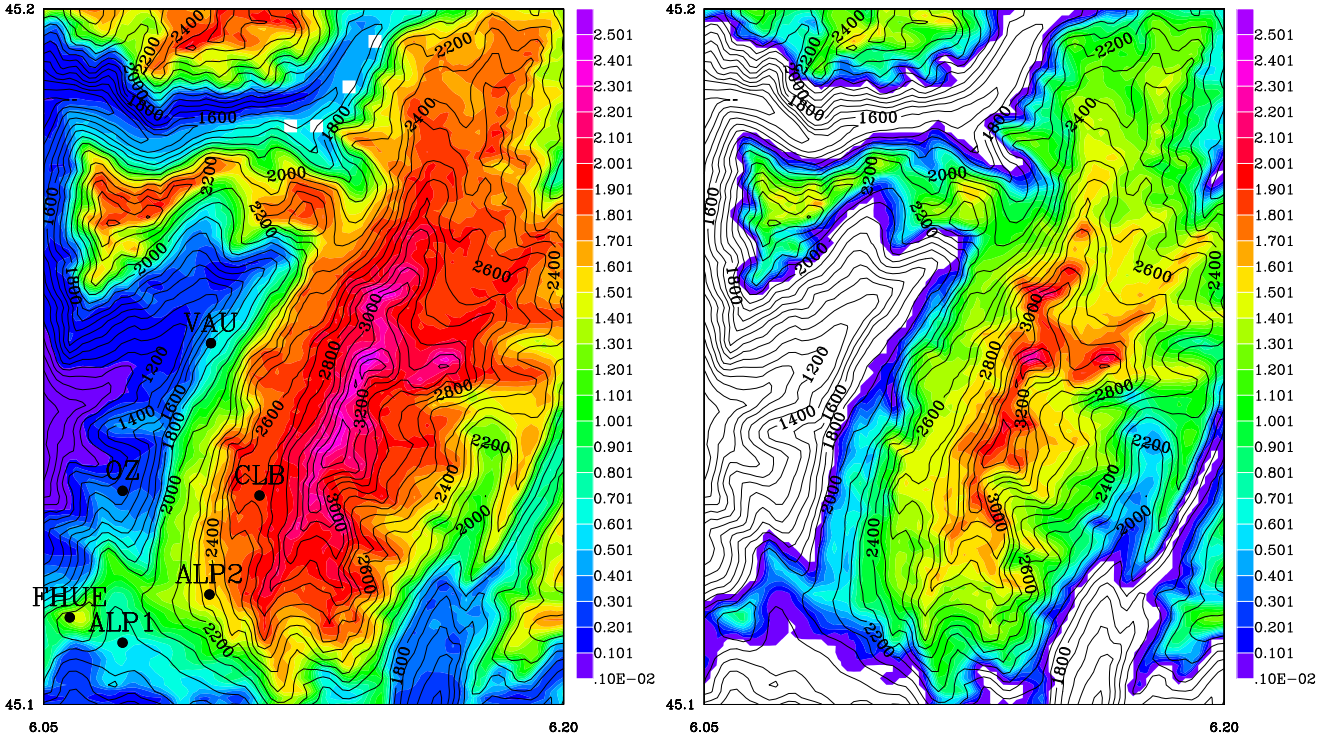


Figure 7.2 – *Principe de fonctionnement de la simulation distribuée sur la massif des Grandes Rousses : (1) MNT des Grandes Rousses (150 m). CLB indique la position du Col du Lac Blanc. (2) Rayonnement solaire incident (diffus+direct, W m^{-2}) simulé le 18/02/2011 à 10h. (3) Hauteur de neige (m) le 15/04/2011 à 06h.*

7.2.3 Hiver 2010/2011 : massif des Grandes Rousses

Nous présentons dans cete partie une évaluation rapide de la simulation Crocus distribuée sur le massif des Grandes Rousses pour l'hiver 2010/2011. La figure 7.3 illustre la variabilité de la hauteur de neige à l'échelle du massif. Au 1er mars, l'ensemble du massif est couvert de neige avec une hauteur allant de 2.5 m à 3300 m d'altitude à moins de 0.1 m entre 800 et 1100 m d'altitude. Des contrastes entre versants sont également observés. Ces contrastes sont plus clairement visibles au printemps lorsque la fonte du manteau neigeux à altitude moyenne a débuté. Ainsi, la figure 7.3 (b) montre qu'au 15 Avril la limite d'enneigement continu se situe entre 2000 et 2100 m en versant Sud alors qu'elle descend jusqu'à 1700 m en versant Nord.

Un suivi régulier de la hauteur de neige est assuré en plusieurs stations du massif des Grandes Rousses. Étant rattachées à la station de l'Alpe d'Huez, elles se situent dans la partie Sud-Ouest du domaine de simulation (Fig. 7.3 (a)). Elles couvrent cependant une large gamme d'altitude (1350-2720 m). La hauteur de neige simulée par Crocus en ces points a été comparée aux séries observées pour la période allant du 1er Décembre 2010 au 20 Avril 2011 (Fig. 7.4). Les simulations montrent un bon accord général avec les stations et le gradient altitudinal de hauteur de neige est, en particulier, bien représenté par le modèle. Des écarts sont cependant observés, en particulier à la station de Vaujany (VAU) où le modèle tend à sous-estimer la hauteur de neige. Les résultats



(a) 01/03/2011 **(b)** 15/04/2011

Figure 7.3 – *Cartes de hauteur de neige simulée par Crocus sur le massif des Grandes Rousses pour deux dates au cours de l'hiver 2010/2011. La figure (***a***) indique la position des stations de mesure de hauteur de neige.*

pour la station Flow Capt de l'Alpe d'Huez (FHUE) et pour le Col du Lac Blanc (CLB) doivent également être considérés avec prudence car ces stations sont fortement exposées au transport de la neige par le vent qui n'est pas simulé dans cette configuration offline. Les observations montrent néanmoins que les chutes de neige observées sont généralement bien reproduites par le modèle et permettent de disposer d'une estimation réaliste des quantités de neige mobilisable lors d'un épisode de transport. La télédétection satellite constitue une source de validation supplémentaire afin d'évaluer la capacité du modèle à reproduire la surface couverte par la neige (Sirguey et al., 2008).

Cette simulation Crocus distribuée constitue la meilleure estimation de l'état du manteau neigeux pour une date donnée sur le massif des Grandes Rousses. Elle peut être utilisée comme manteau neigeux initial lors d'une simulation couplée Meso-NH/Crocus. Jusqu'à présent, seul le modèle de transport de Durand et al. (2005) se basait sur des simulations distribuées afin de tenir compte à l'initialisation des hétérogénéités spatiales du manteau neigeux et de leur conséquences en terme de transport de la neige.

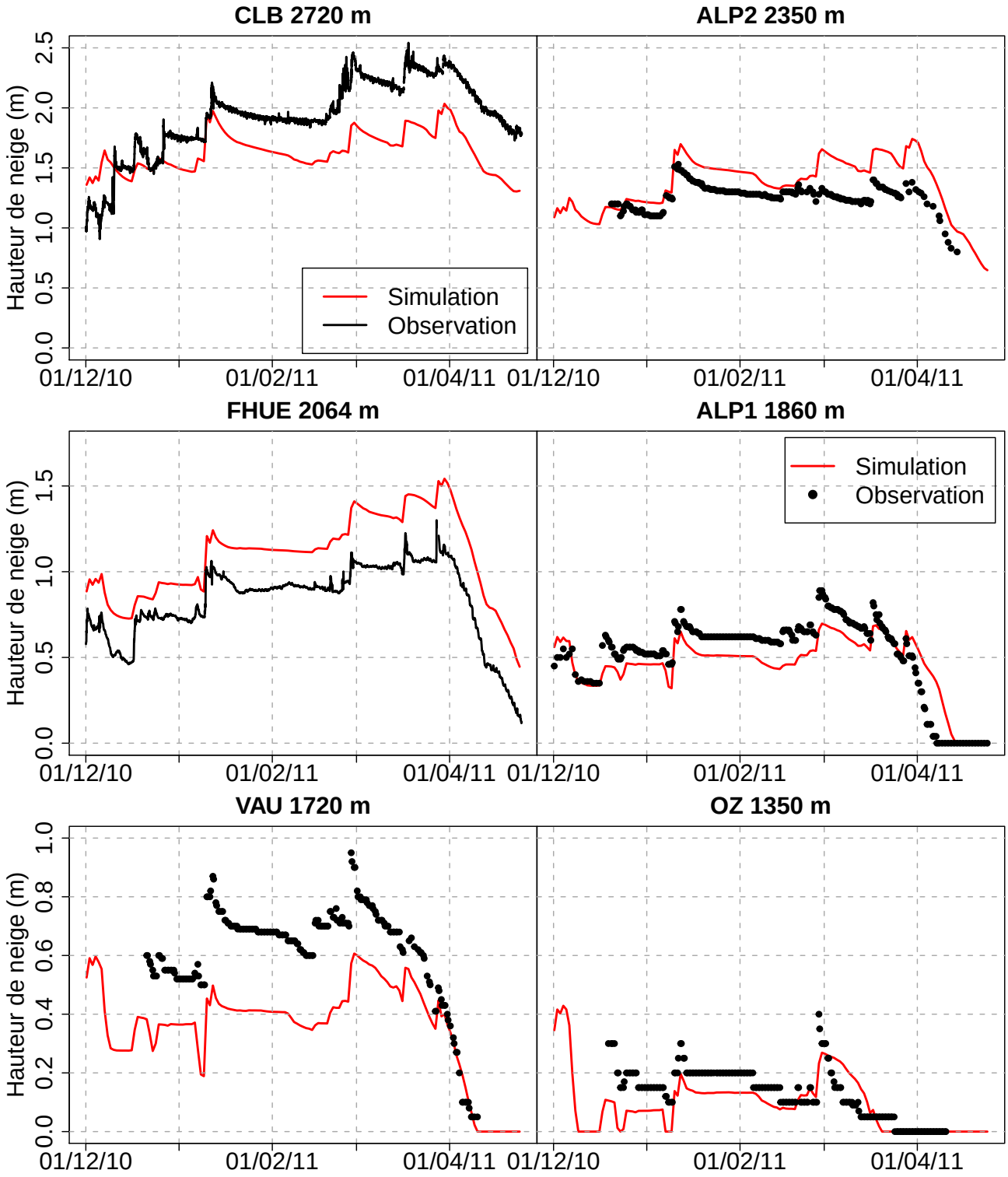


Figure 7.4 – *Comparaison entre la hauteur de neige simulée par Crocus et celle observée pour six stations de mesures sur une période allant du 01/12/2010 au 20/04/2011. La localisation des stations est précisée sur la figure 7.3 (a)*

7.3 Synthèse du chapitre

Ce chapitre a permis de présenter les méthodes d'initialisation et de forçage de l'atmosphère et du manteau neigeux mises en place dans le cadre de cette thèse. Pour le volet atmosphérique

du modèle, une résolution horizontale de 50 m a été retenue afin de simuler à haute résolution les écoulements autour du Col du Lac Blanc. Cette résolution offre un compromis entre finesse du forçage météorologique et capacités à simuler des épisodes de transport dans leur intégralité (durée de 10 à 20 heures). Deux méthodes permettent de fournir l'initialisation et le couplage des champs atmosphériques sur ce domaine à haute résolution. La première repose sur une descente d'échelle passant des analyses du modèle opérationnel AROME (résolution de 2.5 km) jusqu'à l'échelle locale (50 m) via deux modèles de résolution intermédiaire (450 et 150 m). La seconde consiste à initialiser directement l'atmosphère du domaine à haute résolution via un radio-sondage observé, extrait d'une simulation AROME ou Meso-NH, ou encore imposé par l'utilisateur.

En surface, deux procédures d'initialisation permettent de définir le manteau neigeux et le sol sous-jacent au début de la simulation d'un épisode de transport. La première méthode utilise un manteau neigeux identique distribué sur tout le domaine de simulation. Cependant, cette technique ne permet pas de rendre compte des hétérogénéités spatiales du manteau neigeux en fonction de l'altitude et de l'orientation des pentes. Pour s'affranchir de cette limitation, la seconde méthode consiste à extraire, à la date du début de la simulation couplée, le manteau neigeux issu d'une simulation offline distribuée du modèle Crocus. Cette simulation est forcée par les données météorologiques fournies par le système d'analyse SAFRAN (Durand et al., 1993). L'évaluation de cette simulation sur le massif des Grandes Rousses pour l'hiver 2010-2011 a montré que cette technique permet de disposer d'une estimation réaliste des quantités de neige mobilisable et de l'état de surface du manteau neigeux.

Les méthodes présentées dans ce chapitre sont utilisées dans la suite de ce manuscrit pour simuler des épisodes de transport de neige par le vent avec (Chap. 9) et sans (Chap. 8) chute de neige simultanée.

Chapitre 8

Épisode de transport sans chute de neige : le cas du 18 mars 2011

Le système couplé Meso-NH/Crocus a été développé afin d'étudier les interactions complexes entre le manteau neigeux et l'atmosphère lors d'épisodes de transport de neige par le vent en zone de montagne. L'utilisation en 1D du modèle au chapitre 6 a illustré ses capacités à simuler des profils réalistes de concentration en particules de neige en suspension. Néanmoins, le caractère uni-dimensionnel des simulations présente de nombreuses limitations qu'il convient de dépasser en proposant une application tri-dimensionnelle du modèle sur un relief complexe.

L'épisode de transport du 18 mars 2011 observé au Col du Lac Blanc a été sélectionné afin de proposer la première évaluation complète du modèle de transport en zone de montagne. Cet épisode a été retenu car il est caractérisé par du transport pur, sans chute de neige. L'absence de précipitation neigeuse permet de tester le module de transport de la neige développé au cours de cette thèse sans être influencé par la qualité de la simulation des précipitations neigeuses par Meso-NH.

Ce chapitre commence par une brève description des caractéristiques de cet épisode transport avant de détailler les configurations et l'initialisation du modèle couplé. L'évaluation du modèle est ensuite présentée en décrivant les capacités de Meso-NH à simuler un écoulement en relief complexe et en étudiant la redistribution de la neige en résultant. Enfin, l'influence de la sublimation des particules de neige en suspension est discutée.

8.1 L'épisode de transport du 18 mars 2011

Le massif des Grandes Rousses a été le siège d'un épisode de transport de neige par le vent au cours de la journée du 18 mars 2011. La figure 8.1 détaille les conditions météorologiques rencontrées au Col du Lac Blanc avant et pendant cet épisode. 30 cm de neige tombés par vent modéré (2-7 m s^{-1}) dans la nuit du 16 au 17 mars ont été redistribués par un intense vent de nord. L'épisode s'est déroulé du 18/03/11 02h00 au 19/03/11 08h00. Il s'est tout d'abord caractérisé par du transport pur sans chute de neige du 18/03/11 02h00 au 19/03/11 03h00 avant que le transport ne soit simultané à une chute de neige jusqu'à la fin de l'épisode.

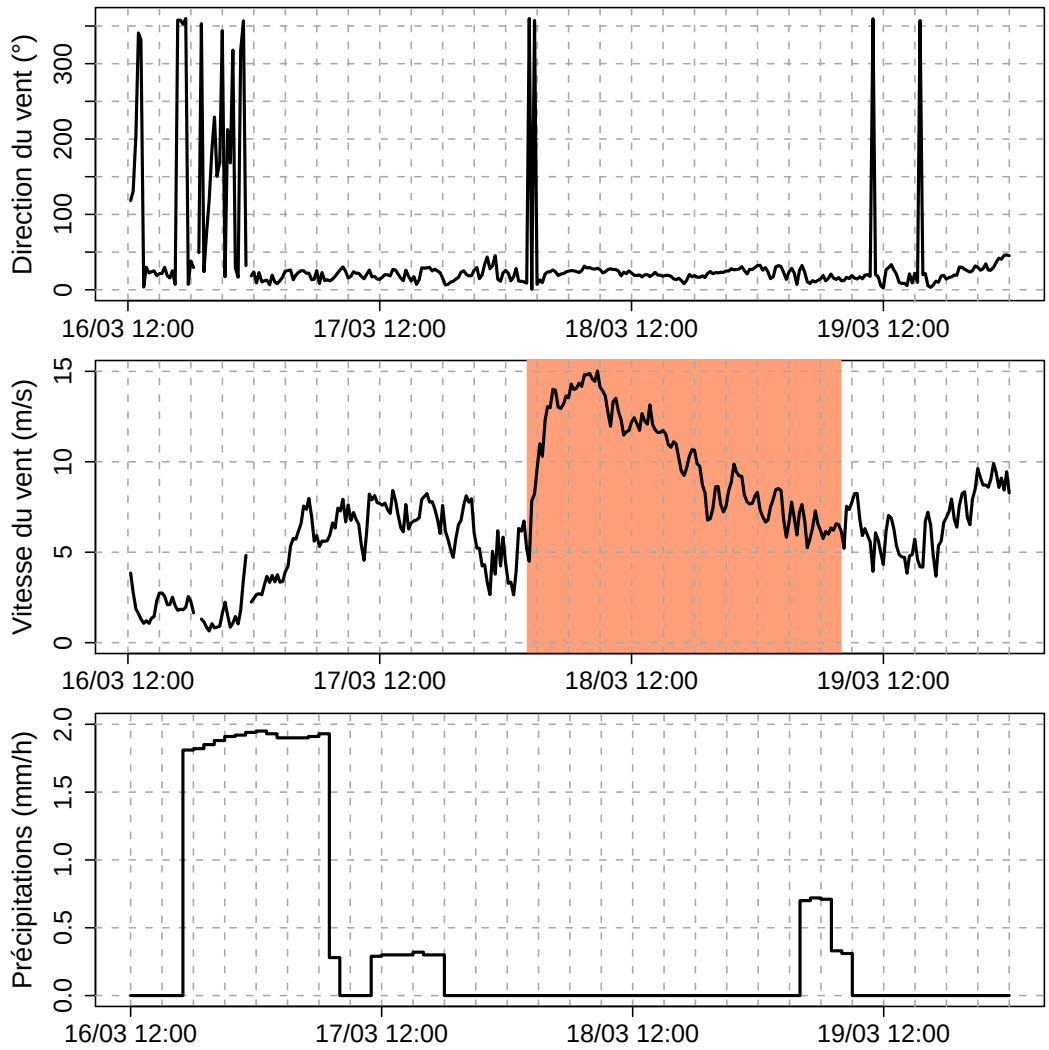


Figure 8.1 – *Variables météorologiques mesurées à la station Lac Blanc du 16/03/11 12h au 20/03/11 00h. (Haut) direction du vent, (milieu) vitesse du vent et (bas) précipitations analysées par SAFRAN. La bande en rouge désigne la période pendant laquelle du transport de la neige par le vent a été identifié au Col du Lac Blanc.*

Les équipements présentés au chapitre 4 ont permis de collecter des données qui seront utilisées pour évaluer Meso-NH/Crocus dans la suite de ce chapitre. Les conditions météorologiques ont tout d'abord été mesurées par trois stations automatiques entourant le Col du Lac Blanc. Ces informations ont été complétées par les mesures du profil vertical de vitesse du vent sur le mât INEV. Au cours de l'épisode de transport, les flux de neige ont été mesurés à l'aide des filets à neige et des SPC. Le laser terrestre n'était pas disponible immédiatement avant l'épisode de transport. Néanmoins, les MNT des 02 et 23 mars ont été relevés et leur utilisation est discutée à la section 8.3.3.

8.2 Cadre de modélisation

Configuration du modèle L'épisode de transport du 18/03/11 est simulé sur le domaine 3 de la descente d'échelle présentée au chapitre 7. Ce domaine, centré sur le Col du Lac Blanc, a une résolution horizontale de 50 m et couvre une zone de 3×3 km^2 (Tab. 7.1). Afin de reproduire la dynamique de l'atmosphère près de la surface, Meso-NH utilise une grille verticale possédant 70 niveaux dont 20 sont placés dans les 200 premiers mètres de l'atmosphère. Le niveau le plus bas de cette grille se situe à une hauteur variant entre 1.9 et 3.1 m du fait de la coordonnée verticale qui épouse le relief. L'utilisation de Canopy permet raffiner cette grille près de la surface et de rajouter 5 niveaux verticaux dont le plus bas est situé à 15 cm au-dessus de la surface du manteau neigeux. Ce dernier est modélisé par Crocus avec un nombre maximal de couche de neige fixé à 20. La valeur de la longueur de rugosité, z_0, est choisie d'après les mesures collectées par vent de nord au Col du Lac Blanc (Sect. 4.3.5) : $z_0 = 1.3\ 10^{-4}$ m. Enfin, le modèle multi-couche de sol ISBA-DIF (Boone et al., 2000) est utilisé à la base du manteau neigeux et discrétise le sol au moyen de 5 couches.

Simulations Deux simulations ont été effectuées pour cet épisode de transport : l'une avec la sublimation des particules de neige en suspension (simulation SUBL) et l'autre sans (simulation CTRL). Elles débutent le 18/03/11 à 01h00 et s'achèvent le 18/03/11 à 23h. Elles couvrent ainsi la période au cours de laquelle le transport sans chute de neige a été le plus intense. Pour chaque simulation, le pas de temps du modèle est fixé à 1.5 s. Les résultats de la simulation CTRL sont tout d'abord présentés (Sect. 8.3) avant de discuter de l'influence de la sublimation (Sect. 8.4).

Initialisation Cet épisode de transport a été simulé avec Meso-NH/Crocus dans une configuration idéalisée qui permet de contrôler le forçage du modèle et d'étudier les mécanismes de redistribution de la neige en résultant. Elle constitue une étape intermédiaire entre les configurations idéalisées 1D présentées au chapitre 6 et la descente d'échelle utilisée au chapitre suivant. Un test de la méthode de descente d'échelle pour cet épisode de transport a d'ailleurs été réalisé mais ne s'est pas révélé concluant car il ne permettait pas de reproduire l'intensification du vent observée à partir de 03h le 18/03/11 (Fig. 8.1).

Le forçage atmosphérique est produit en utilisant la méthode du radio-sondage décrite en 7.1.3. Le radio-sondage est extrait d'une simulation Meso-NH sur le domaine à 450 m forcé au bord par les analyses AROME. Cette simulation couvre la journée du 18/03/11. A chaque heure, le radio-sondage à la verticale du Col du Lac Blanc est extrait de la simulation à 450 m. Le profil vertical de vent est ensuite ajusté de manière à ce que la vitesse du vent à la base du profil corresponde à la moyenne de la vitesse du vent mesurée à cette heure aux stations Lac Blanc et Muzelle. La direction du vent est quant à elle prise uniforme sur la verticale et fixée à 20°. Cette approximation a été rendue nécessaire par les contraintes numériques de convergence du solveur de pression de Meso-NH. La convergence n'était pas assurée par exemple pour un vent de nord (direction 0°) au niveau des falaises au Nord-Ouest du Col (Fig. 8.2). Néanmoins, la direction de 20°correspond bien à la direction du vent observée au niveau du Col le 18 mars (Fig. 8.1). Les données de

température potentielle et d'humidité spécifique sont quant à elles inchangées. Les rayonnements incidents dans le domaine solaire (visible/proche infrarouge) et thermique (infrarouge) ont également été prescrits chaque heure à partir des valeurs fournies au Col du Lac Blanc par l'analyse SAFRAN (Durand et al., 1993)). Ces valeurs sont fournies à plat. Meso-NH se charge ensuite de les corriger en fonction de l'exposition et de la pente locale et tient compte des effets d'ombres portées.

Les variables relatives au sol et au manteau neigeux ont été initialisées de manière uniforme selon la méthode présentée en 7.2.1. Le manteau neigeux est composé de 30 cm de neige d'une densité de 150 kg m^{-3} ayant une vitesse seuil de transport à 5 m égale à 9 m s^{-1} reposant sur une couche neige non mobilisable. Ce manteau idéalisé est représentatif du manteau neigeux observé le 17 mars par des opérateurs présents sur le site. La vitesse seuil de transport correspond à la vitesse du vent à partir de laquelle un flux positif a été mesuré sur le SPC Bas (hauteur par rapport à la surface du manteau neigeux comprise entre 17 et 21 cm).

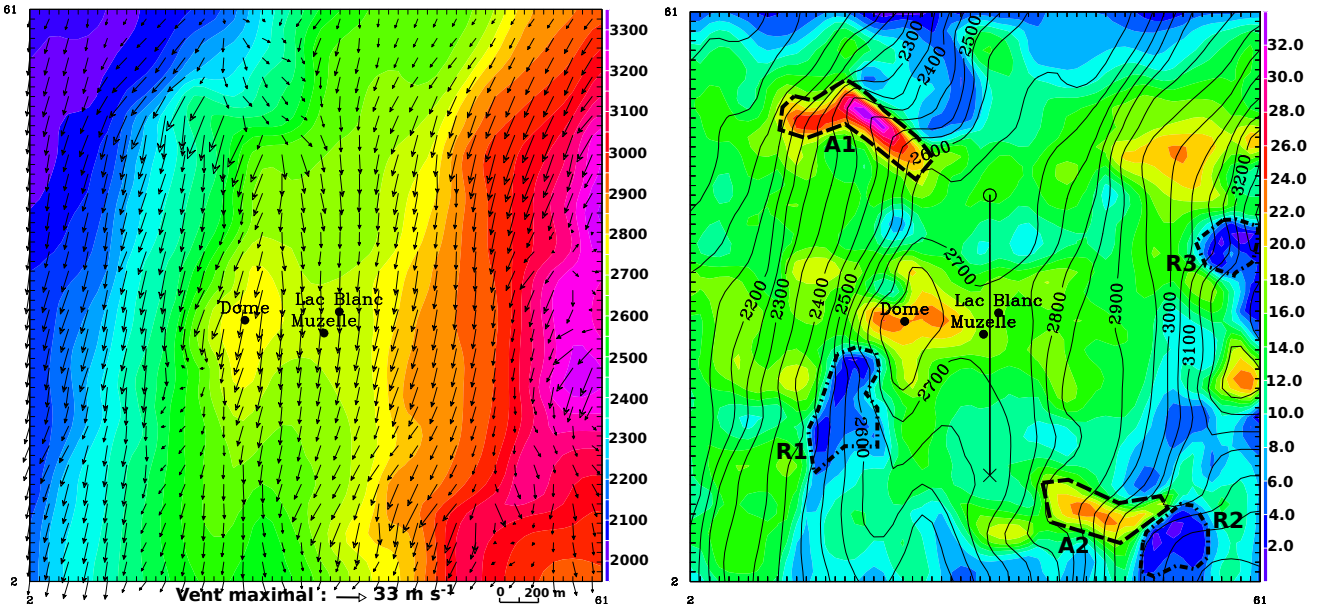
8.3 Résultats de la simulation sans sublimation

8.3.1 Forçage atmosphérique au Col du Lac Blanc

Cette section décrit les champs de forçages atmosphérique près de la surface ainsi que leur évaluation. Une attention toute particulière est apportée au champ de vent près de la surface qui est l'élément moteur du transport de la neige.

Champ de vent La figure 8.2 présente le champ de vent simulé par le modèle le 18/03/11 à 07h00 au moment où l'intensité du vent est maximale au Col du Lac Blanc (Fig. 8.1). Elle montre que la topographie exerce un contrôle marqué sur la direction et l'intensité du vent près de la surface. Le modèle reproduit qualitativement les caractéristiques principales d'un écoulement en zone de relief complexe (Raderschall et al., 2008) : canalisation, accélération au niveau des crêtes, formation de zones de recirculation. La carte (a) illustre par exemple la canalisation du vent suivant un axe Nord-Sud au niveau du Col du Lac Blanc (situé entre les stations Lac Blanc et Muzelle).

La présence de crêtes ou d'arêtes orientées dans le sens transverse de l'écoulement modifie ce dernier (arêtes A1 et A2 sur la carte (b)). Ainsi, au niveau de ces éléments de topographie, la direction du vent est normale à l'arête et son intensité est caractérisée par une augmentation marquée. Elle est particulièrement importante pour la zone A1 située au nord du Dôme des Petites Rousses où la vitesse du vent près de la surface atteint 33 m s^{-1}. Sans mesure de vent en cette zone, il est difficile d'estimer la qualité de la simulation mais on peut penser qu'elle tend à sur-estimer la vitesse du vent. Mott et al. (2010) ont identifié un phénomène similaire de sur-estimation du vent au niveau des crêtes dans des simulations conduites à haute résolution (5 m) dans les Alpes Suisses. Ils l'ont associé au phénomène de lissage de la crête par la coordonnée verticale du modèle. Le modèle simule également la présence d'une succession de zones d'accélération et de décélération du vent le long du flanc Ouest du Dôme des Petites Rousses et sur le versant bordant à l'Est le



(a) Vecteur vitesse du vent

(b) Module du vent (m s^{-1})

Figure 8.2 – *Champ de vent simulé au premier niveau du modèle atmosphérique le 18/03/11 à 07h00 (hauteur variable : 1.9-3.1 m). Les position des trois stations automatiques entourant le Col du Lac Blanc sont mentionnées sur les cartes. Les propriétés des régions apparaissant sur la carte (**b**) sont décrites dans le texte.*

Col du Lac Blanc. Ces zones sont caractérisées par la présence d'éléments secondaires de relief transverses à la direction principale du vent.

Dans certaines zones situées sous le vent des crêtes, le modèle simule la formation de zones de recirculation (zones R1, R2 et R3 sur la carte (b)). Elles sont caractérisées par des vitesses de vent faible et des directions du vent variables. Dans ces zones, la direction du vent peut être opposée à la direction principale de l'écoulement.

Évolution temporelle des variables de surface Les trois stations météo. automatiques ont été utilisées afin d'évaluer la qualité de la simulation Meso-NH près de la surface. Les séries temporelles de vitesse et de direction du vent ainsi que de température ont été comparées (Fig 8.3). Les vitesses du vent simulées par le modèle chaque minute ont été moyennées toutes les 15 min puis ces valeurs moyennées ont été corrigées pour se placer à la même hauteur que les observations (5 m pour les stations Lac Blanc et Muzelle et 4 m pour la station Dôme). La correction repose sur un profil logarithmique et une longueur de rugosité prise égale celle utilisée pour la simulation.

Les stations Lac Blanc et Muzelle renseignent sur les conditions de vent de part et d'autre du Col. Au niveaux de ces stations, le modèle présente un bon accord en terme de vitesse de vent (Fig. 8.3). L'écart quadratique moyen (Eqm) est de 1.23 m s^{-1} pour la station Lac Blanc et de 1.31 m s^{-1} pour la station Muzelle (Tab. 8.1). Il convient de rappeler que le forçage météorologique a été construit de manière à reproduire cette évolution de la vitesse du vent. La direction générale du vent au niveau du Col est, quant à elle, reproduite de manière correcte par le modèle par effet de canalisation. Cependant, la composante Est du vent plus marquée à la station Lac Blanc qu'à la station Muzelle n'est pas représentée par le modèle.

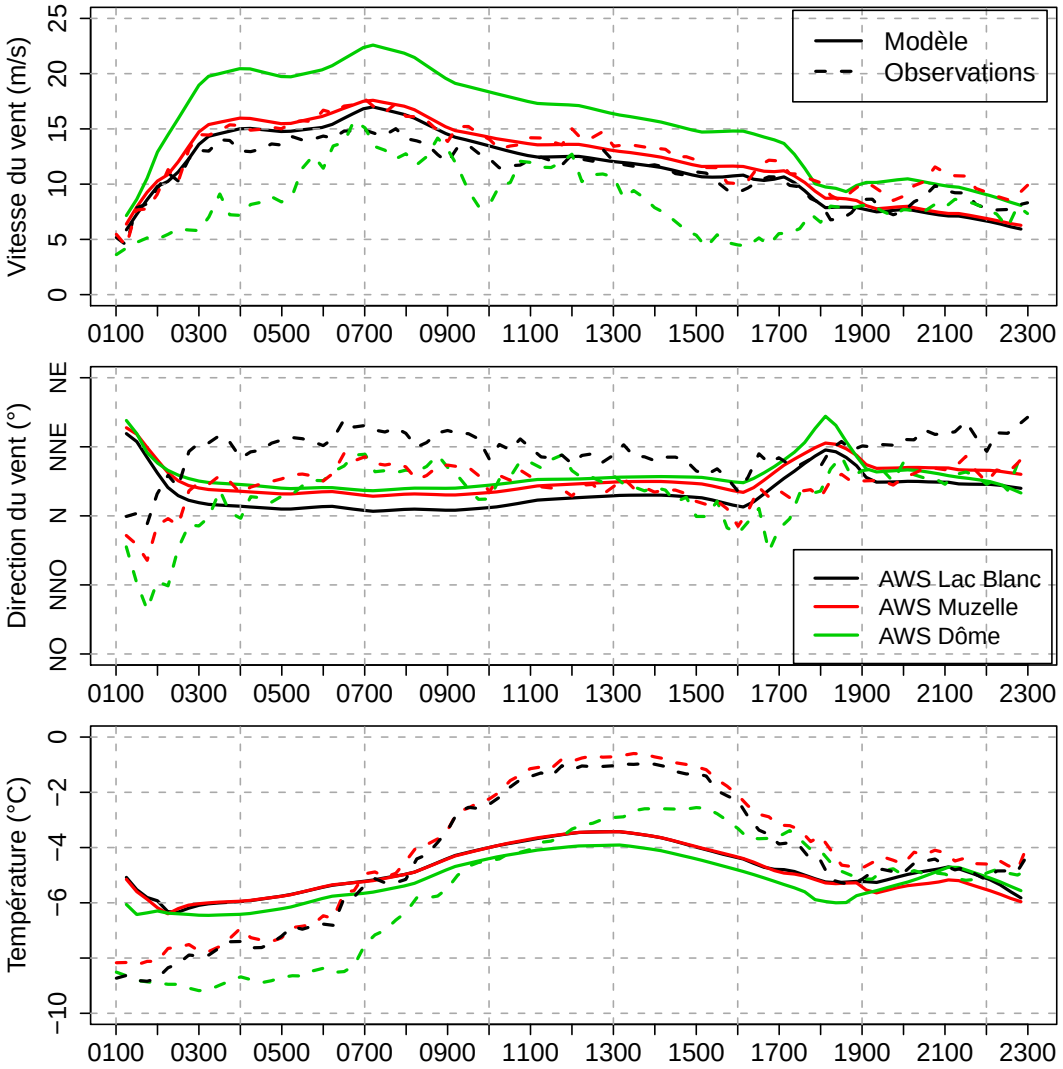


Figure 8.3 – *Séries temporelles de vitesse de vent, de direction du vent et de température simulées par Meso-NH/Crocus et observées au niveau des trois stations automatiques pour la journée du 18/03/11. La localisation des stations est précisée sur la figure 8.2.*

Table 8.1 – *Écart quadratique moyen (Eqm) et biais pour la vitesse du vent, U, sa direction, Dir et la température, T, entre la simulation sans sublimation et les valeurs mesurées au niveau des trois stations automatiques. La localisation des stations est précisée sur la figure 8.2.*

	U (m s^{-1})		Dir (°)		T (K)	
Station	Eqm	Biais	Eqm	Biais	Eqm	Biais
Lac Blanc	1.23	0.42	17.30	-13.88	1.66	-0.43
Muzelle	1.31	-0.35	9.58	1.61	1.80	-0.84
Dôme	7.50	6.67	13.63	5.30	1.60	0.27

A la station Dôme (Fig. 8.2), le modèle sur-estime largement la vitesse du vent par rapport aux observations (Eqm de 7.5 m s^{-1} ; Tab. 8.1). Cette sur-estimation est observée entre 02h00 et 18h00 pendant toute la période de transport de neige par le vent (Fig. 8.3). Le fait d'imposer la direction du vent lors de l'étape d'initialisation ne permet également pas de rendre compte des

changements de direction du vent au niveau du Dôme. Les observations montrent que l'écoulement est plus turbulent au niveau de cette station qu'aux alentours du Col du Lac Blanc. Le facteur de rafale moyen mesuré entre 02h00 et 18h00 le 18/03/11 est de 2.08 pour la station Dôme contre 1.31 et 1.35 pour les stations Muzelle et Lac Blanc. Pour ce calcul, on définit le facteur de rafale comme le rapport entre la vitesse maximale du vent mesurée pendant un intervalle de 15 min et la vitesse moyenne du vent sur ce même intervalle. Il semble donc que la configuration du modèle retenue pour cette expérience et la méthode d'initialisation ne parviennent pas à reproduire correctement la dynamique de l'écoulement au niveau du Dôme des Petites Rousses.

Le cycle journalier de température de l'air est seulement partiellement reproduit par le modèle qui sous-estime le gradient vertical de température entre le Col et le Dôme des Petites Rousses (Fig. 8.3). Ces écarts s'expliquent par une mauvaise reproduction du cycle de température dans le domaine à 450 m. Ces différences entre observation et simulation ne jouent cependant qu'un rôle secondaire dans la dynamique de l'épisode de transport, gouvernée par l'évolution temporelle et spatiale du champ de vent comme l'ont montré Mott et al. (2010) dans d'autres cas.

Profil vertical de vent La coupe verticale de vitesse de vent de la figure 8.4 montre une augmentation de la vitesse du vent au niveau du Col du Lac Blanc suivant une direction Nord-Sud. La dépression située au Nord du Col est associée à des vitesses de vent plus faibles tout comme la rupture de pente présente au Sud. Bien que le Col du Lac Blanc ne constitue pas une crête montagneuse à proprement parler, les zones de ralentissement simulées sont typiques de celles observées de part et d'autre d'une crête (Raderschall et al., 2008). La zone de ralentissement au Sud du Col ne correspond cependant pas à une zone de décollement de la couche limite s'accompagnant de la formation de rotors de recirculation (Wood, 1995; Raderschall et al., 2008). En effet, à la résolution de 50 m, la pente maximale de la partie Sud du Col n'excède pas 10°et est inférieure aux valeurs d'angles critiques (α_{crit}=17-20°) permettant le décollement de la couche limite (Wood, 1995; Raderschall et al., 2008).

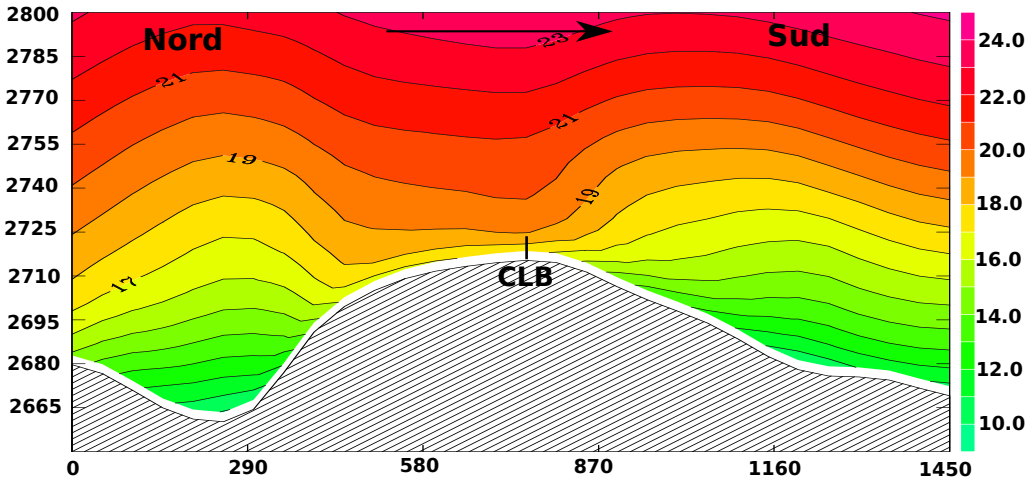


Figure 8.4 – *Coupe verticale du module du vent selon une direction Nord-Sud au niveau du Col du Lac Blanc le 18/03/11 à 07h00. CLB indique la position du mât de mesure INEV. Cette coupe ne fait pas apparaître les vitesses du vent simulées aux niveaux Canopy. La position de cette coupe verticale est indiquée sur la figure 8.2 (b).*

L'utilisation de Canopy permet de reproduire de manière satisfaisante le profil vertical de vitesse de vent au niveau du Col du Lac Blanc (Fig. 8.5). Pour réaliser cette comparaison, les profils de vent mesurés sur le mât INEV ont été classés en 4 catégories de vent à 2 m allant de 13 à 16 m s^{-1} et le profil moyen a été calculé pour chaque catégorie. Le même traitement a été appliqué aux profils issus des simulations. Pour chaque catégorie, le modèle montre un bon accord avec les simulations. L'augmentation du vent sur la verticale est notamment bien reproduite. Canopy est donc un outil adapté pour raffiner le vent à proximité de la surface.

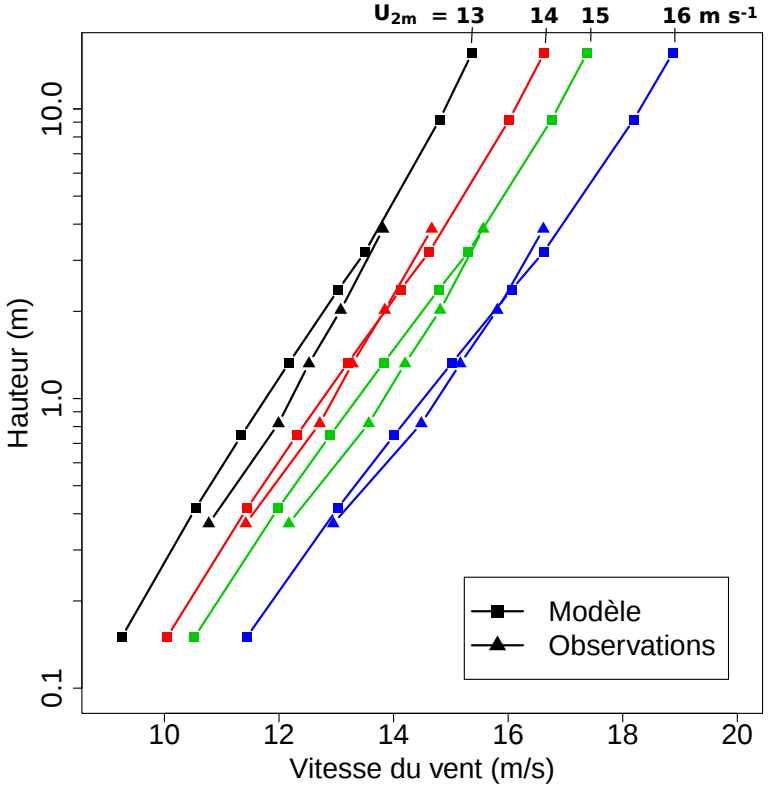
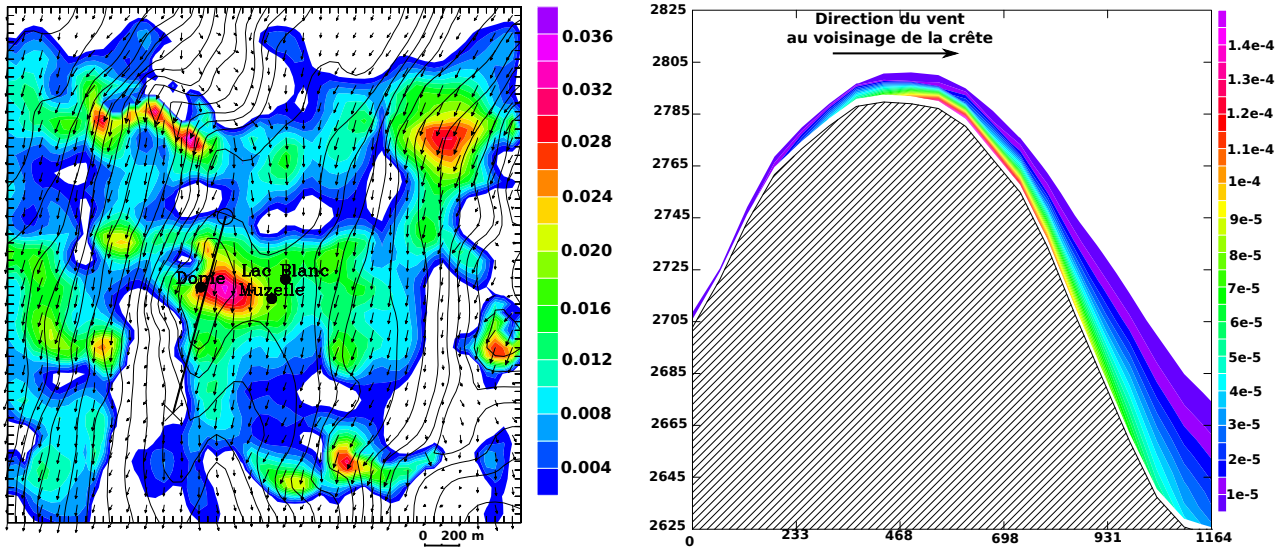


Figure 8.5 – *Comparaison entre les profils verticaux moyens de vitesse de vent simulés par le modèle et les profils mesurés sur le mât INEV. Les profils moyens ont été calculés par catégorie de vitesse de vent à 2 m. Les niveaux Canopy correspondent aux cinq niveaux inférieurs du modèle.*

Conclusion Cette partie a présenté la première évaluation des capacités de Meso-NH à simuler à haute résolution (50 m) l'écoulement de l'air dans une zone de relief complexe. Elle montre que le modèle est capable de reproduire les principales caractéristiques d'un tel écoulement : accélération au niveau des crêtes, formation de zones de recirculation, canalisation de l'écoulement par la topographie, ... La méthode initialisation par radio-sondage permet de bien simuler l'évolution de la vitesse du vent au niveau du Col du Lac Blanc le 18/03/11. En revanche, le modèle surestime largement la vitesse du vent au Dôme des Petites Rousses où les observations montrent que l'écoulement est très turbulent. Enfin, le bénéfice de l'utilisation de Canopy est illustré par la bonne reproduction des profils verticaux de vitesse de vent dans les 5 premiers mètres de l'atmosphère au Col du Lac Blanc.

8.3.2 Quantités de neige transportée

Distribution spatiale Meso-NH/Crocus simule le transport de la neige par le vent en fonction du forçage atmosphérique détaillé à la section précédente. L'intensité du transport dépend de l'intensité du vent et de la qualité de la neige de surface. Cette dépendance se traduit par une variabilité spatiale marquée de la concentration en particules de neige transportées près de la surface (Fig. 8.6 (a)). Cette concentration est maximale au niveau des zones caractérisées par les vent les plus forts (Fig. 8.2 (b)) sauf pour l'arête A1 où toute la neige mobilisable a déjà été érodée. Dans cette zone, l'intensité de la redistribution de la neige est incertaine car le modèle tend à sur-estimer les vitesses de vent comme discuté précédemment. A l'inverse, plusieurs régions du domaine de simulation présentent de faibles valeurs de concentration près de la surface. Dans ces régions, la vitesse du vent est inférieure à la vitesse seuil de transport. La capacité de Meso-NH à simuler les interactions entre le champ de vent et la topographie en relief complexe se traduit donc par une forte hétérogénéité spatiale des résultats présentés.



(a) **(b)**

Figure 8.6 – *Distribution spatiale de la concentration en particules de neige transportée le 18/03/11 à 07h00 : (**a**) Concentration en particules de neige transportée (kg m^{-3}) au 1er niveau de Canopy (0.15 m). Le vent au premier niveau de Meso-NH est superposé. (**b**) Coupe verticale du rapport de mélange en particules de neige transportée dans l'atmosphère (kg kg^{-1}) : les niveaux Canopy n'apparaissent pas. La position de la coupe figure sur la carte (**a**).*

La coupe verticale de la figure 8.6 (b) montre qu'au niveau des crêtes Meso-NH simule la présence de panaches de neige transportée. La concentration est maximale sur le versant sous le vent immédiatement après le passage du sommet de la crête. En ce point, l'extension verticale du panache est de l'ordre de 15 à 20 m. Son extension horizontale n'est pas limitée par la sublimation des particules de neige en suspension. La forme de ce panache est similaire à celui présentée par Groot Zwaaftink et al. (2011) et produit à partir de champs de vent issus du modèle atmosphérique ARPS et du module de transport du modèle Alpine 3D (Lehning et al., 2008).

Évolution temporelle Lors de l'épisode du 18/03/11, des mesures de flux de particules de neige ont été collectées au Col du Lac Blanc (Sect. 4.1.2). Elles incluent notamment le suivi en continu des flux de particules par deux SPC situés à deux hauteurs différentes (1.19 et 3.27 m en moyenne). La comparaison entre les flux simulés et ceux mesurés par les SPC est présentée sur la figure 8.7. Le modèle reproduit bien l'évolution temporelle des flux de neige, notamment leur diminution à partir de 07h. Lorsque le transport est le plus intense (03h-07h), le modèle est en bon accord avec les observations à 1.19 m alors qu'il tend à sous-estimer les quantités de neige à 3.27 m. Le transport cesse dans le modèle peu après 17h lorsque la vitesse du vent passe sous la vitesse seuil de transport.

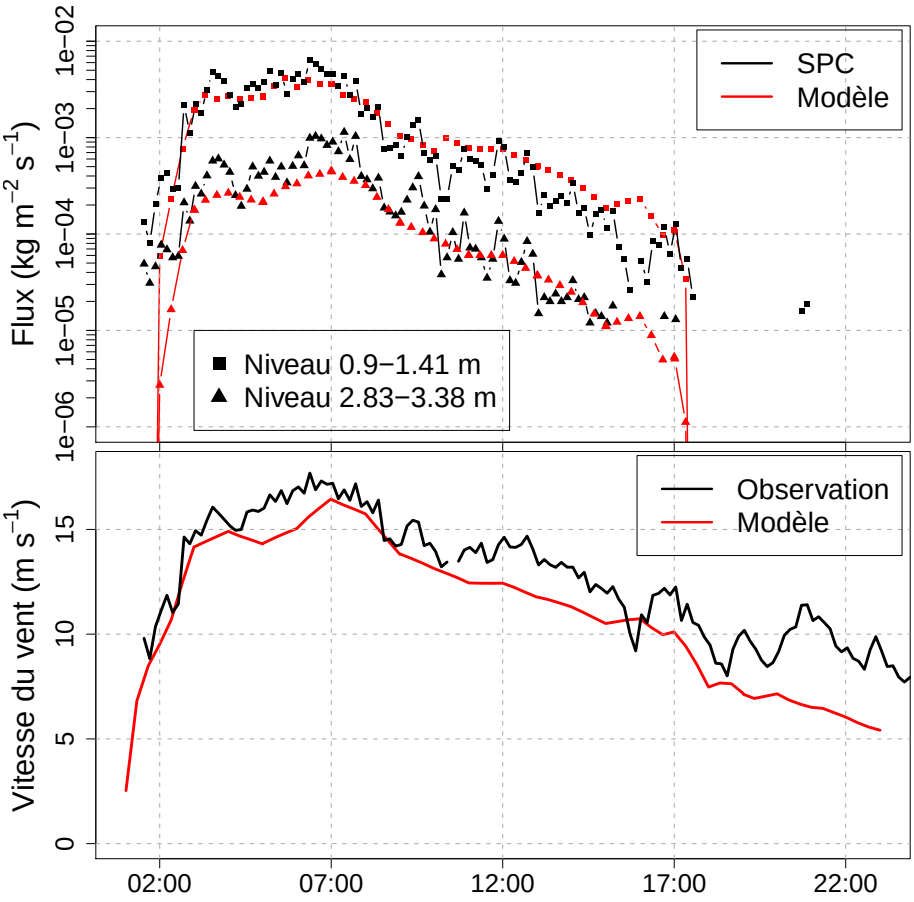


Figure 8.7 – *Haut : Flux de particules de neige simulés par le modèle et mesurés par des SPC à deux niveaux. Chaque flux simulé par le modèle a été interpolé en loi puissance à la hauteur du SPC considéré. Cette dernière a varié au cours de l'épisode du fait de l'accumulation et de l'érosion du couvert neigeux à la base des appareils. On considère que les SPC mesurent du transport lorsque le flux de particules est supérieur à 100 part cm^{-2} s^{-1}. Bas : Vitesse du vent à 2 m simulée par le modèle et mesurée au niveau des SPC.*

La figure 8.7 (bas) montre que le modèle tend à sous-estimer la vitesse du vent par rapport à celle mesurée au niveau des SPC pendant toute la durée de l'épisode de transport alors que les flux simulés sont en bon accord avec les observations. Afin d'expliquer ce constat, le paragraphe suivant détaille les profils verticaux de flux simulés par catégorie de vitesse de vent.

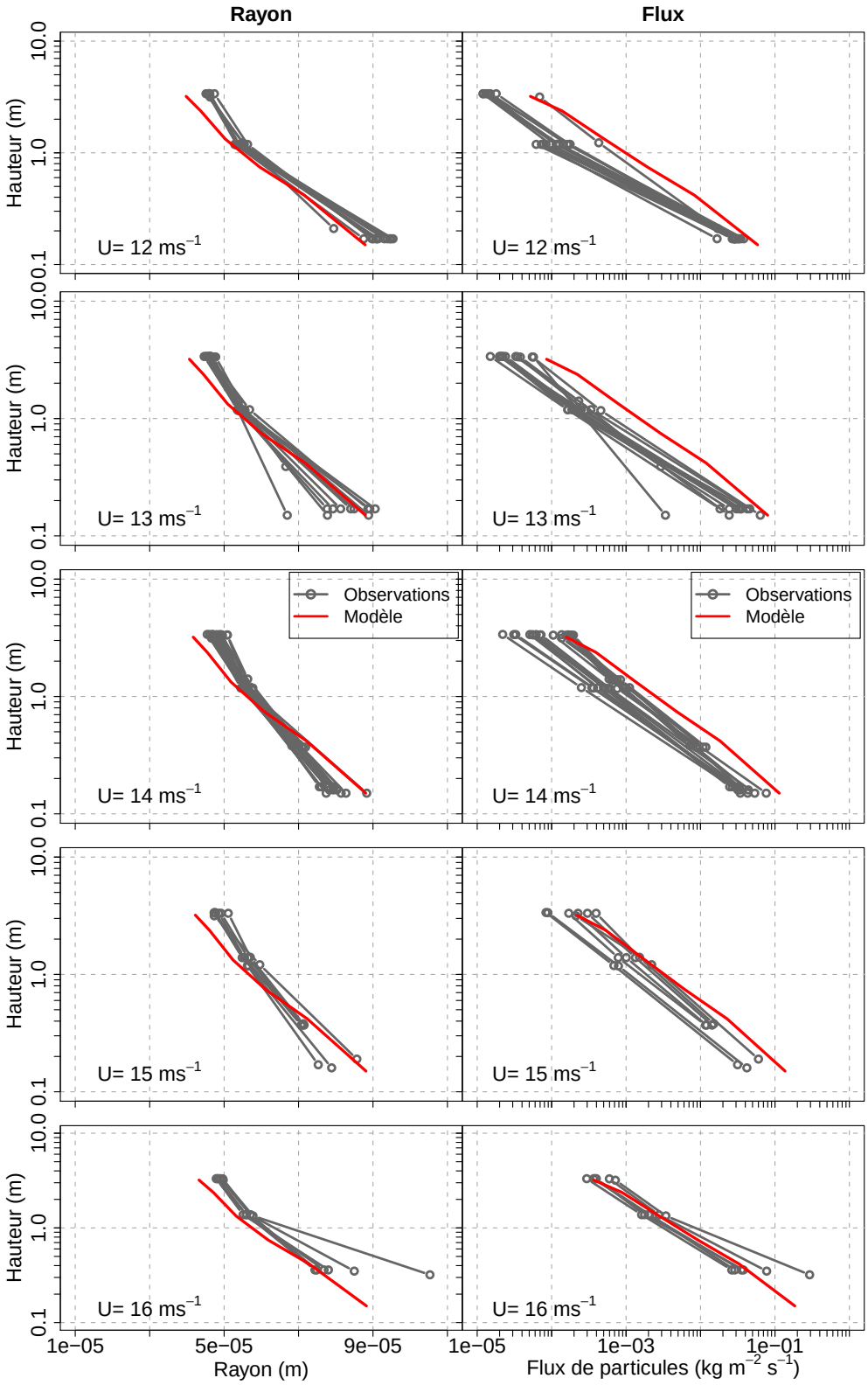


Figure 8.8 – *Profils verticaux de rayon moyen (gauche) et de flux de particules (droite) mesurés par les SPC et simulés par le modèle le 18/03/11 pour 5 catégories de vitesse de vent à 2 m, U.*

Profils verticaux L'utilisation d'un troisième SPC situé à proximité de la surface du manteau neigeux a permis d'avoir accès au profil vertical de flux de neige et de rayon moyen au cours de l'épisode du 18/03/11. Un traitement similaire à celui utilisé pour comparer les profils verticaux de vitesse de vent simulée et mesurée a été appliqué (Fig. 8.5). Les profils de flux et de rayon

moyen mesurés par les SPC ont tout d'abord été classés en cinq catégories de vitesse de vent à 2 m allant de 12 à 16 m s^{-1} par pas de 1 m s^{-1}. La même classification a été appliquée aux données simulées et des profils moyens ont été calculés pour chaque catégorie. La figure 8.8 présente la comparaison entre profils moyens simulés et profils observés pour chaque catégorie de vitesse de vent. Cette comparaison est similaire à celle réalisée avec une configuration idéalisée 1D de Meso-NH et présentée à la section 6.3.

Le modèle reproduit bien la pente du profil vertical du flux de particules de neige entre 0.15 et 3.5 m. Cependant, dans l'intervalle 12-14 m s^{-1}, il tend à sur-estimer les flux de neige. Cette sur-estimation s'explique par des concentrations trop élevées près de la surface. L'utilisation de la formulation de Sørensen (2004) adaptée pour les particules de neige en saltation (Eq. 5.16) conduit donc à une sur-estimation des flux de neige près de la surface dans l'intervalle 12-14 m s^{-1}. L'accord est meilleur pour les catégories 15-16 m s^{-1}. En ce qui concerne le rayon moyen, un bon accord est trouvé entre 0.15 et 1 m alors que le modèle sous-estime la taille des particules entre 1 et 3.5 m. A 3.5 m, le rayon moyen est de 48 μm pour le SPC contre 41 μm pour le modèle. Il faut cependant noter que le SPC tend à sur-estimer les faibles valeurs de rayon moyen (Nishimura et Nemoto, 2005). En effet, les particules de rayon inférieur à 25 μm ne sont pas détectées par le SPC d'où une sur-estimation possible de la taille moyenne.

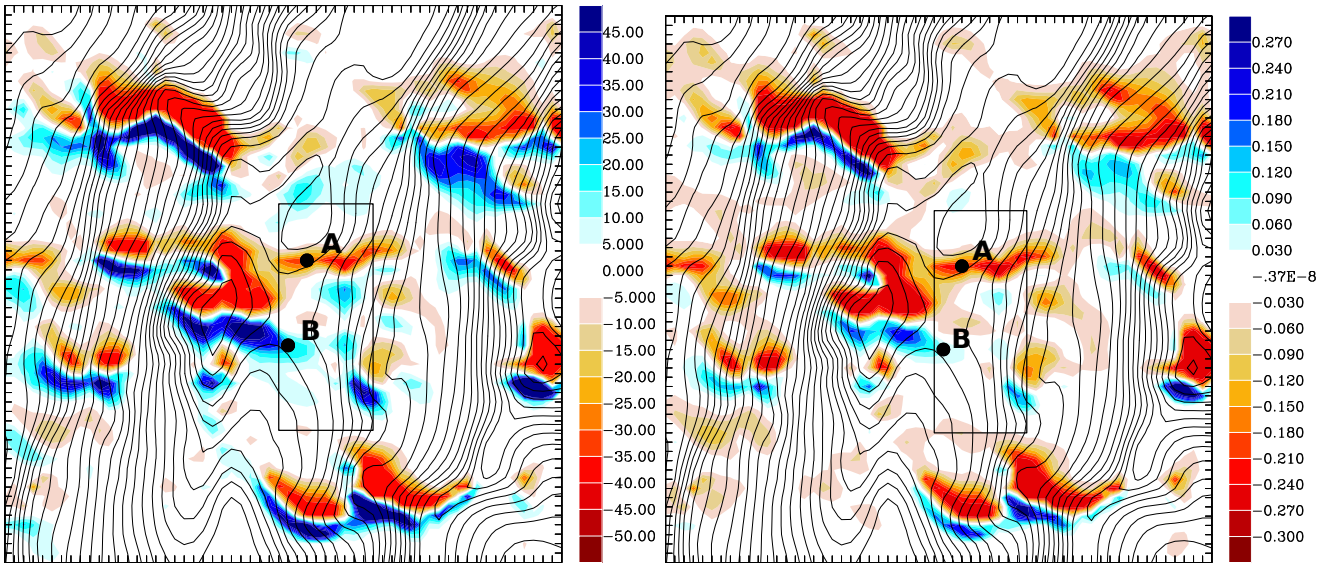
Pour cette simulation, le cœfficient de diffusion turbulente des particules de neige a été pris égal à 25% de la valeur du cœfficient de diffusion turbulente des scalaires passifs de Meso-NH. Cette valeur est issue de la comparaison présentée à la section 6.3 et respose sur des simulations 1D. Les résultats de la figure 8.8 confirme que ce coefficient doit également être adapté lorsque Meso-NH est utilisé en terrain réel (relief 3D) et que la valeur établie en 1D donne de bon résultats en 3D.

Conclusion Meso-NH/Crocus traduit l'hétérogénéité spatiale des vitesses de vent présentée à la section précédente par une forte variabilité des quantités de neige dans l'atmosphère. Il simule par exemple au niveau des crêtes la formation de panaches de neige transportée dont la forme est similaire à celle simulée par d'autres modèles. Une comparaison avec les observations du Col du Lac Blanc montre que le modèle reproduit bien l'évolution temporelle des flux de neige mesurés à deux niveaux lors de l'épisode du 18/03/11. La forme des profils verticaux de flux et de rayon est également capturée de manière satisfaisante par le modèle. A une vitesse de vent donnée, les flux simulés près de la surface sont toutefois sur-estimés du fait d'une sur-estimation des quantités de neige en saltation.

8.3.3 Redistribution de la neige

Cartes d'érosion et d'accumulation La figure 8.9 montre les cartes de différences d'équivalent en eau et de hauteur de neige simulées par Meso-NH/Crocus pour l'épisode du 18/03/11. Ces cartes semblent différer dans l'intensité de la redistribution de la neige bien qu'elles représentent le même épisode de transport. Ces différences s'expliquent par le fait que la carte de différence d'équivalent en eau traduit le bilan de masse du manteau neigeux alors que la carte de différence en hauteur de neige inclut en plus les effets de tassement et de différence de masse

volumique entre la neige érodée et la neige déposée. Dans cette expérience, la masse volumique initiale de la neige a été prise égale à 150 kg m^{-3} alors qu'elle vaut 250 kg m^{-3} lorsqu'elle se dépose (Tab. 5.1). Ainsi, 3 mm_{SWE} de neige érodée correspond à une érosion de 2 cm de neige alors qu'un dépôt de la même quantité se traduit par une augmentation de la hauteur du manteau neigeux de 1.2 cm.



(a) Différence SWE (mm_{SWE}) **(b)** Différence de hauteur de neige (m)

Figure 8.9 – *Cartes de différences d'équivalent en eau (**a**) et de hauteur de neige (**b**) simulées par Meso-NH/Crocus entre le 18/03/11 23h et le 18/03/11 01h. L'équidistance entre les courbes de niveaux est de 25 m. Les points A et B indiquent la position des points utilisés pour calculer les bilans de masse présentés à la figure 8.10 alors que le cadre noir désigne approximativement la zone où les données du laser terrestre sont disponibles.*

Les cartes de la figure 8.9 montrent que Meso-NH/Crocus simule la formation d'une succession de zones d'érosion et d'accumulation. Cette carte correspond à ce qui est qualitativement attendu avec la simulation de l'érosion au niveau des zones exposées au vent et la formation d'accumulations dans les zones de vent plus faible (Fig. 8.2). Meso-NH/Crocus traduit donc bien en terme d'érosion et de dépôt de la neige les caractéristiques du champ de vent décrit en 8.3.1. L'extension des zones d'érosion est généralement plus importante que celle des zones d'accumulation associées. Au niveau du Col du Lac Blanc, matérialisé par le rectangle noir, le modèle simule la formation d'une zone d'érosion au Nord du Col (point A) et d'une zone d'accumulation au Sud (point B). Leur caractéristiques seront détaillées lors de la comparaison avec les mesures du laser terrestre.

Contribution du transport en saltation et en suspension turbulente Meso-NH/Crocus simule la redistribution de la neige transportée en saltation et en suspension turbulente (Chap. 5). Il est donc possible d'analyser la contribution de chacun des modes de transport à la redistribution totale de la neige. Deux point du domaines de simulations ont été sélectionnés (Fig. 8.9). Le point A est situé dans une zone d'érosion au Nord du Col du Lac Blanc (-31.8 mm_{SWE}). Le point B, quant à lui, se trouve dans la zone d'accumulation au Sud du Col (+22.7 mm_{SWE}).

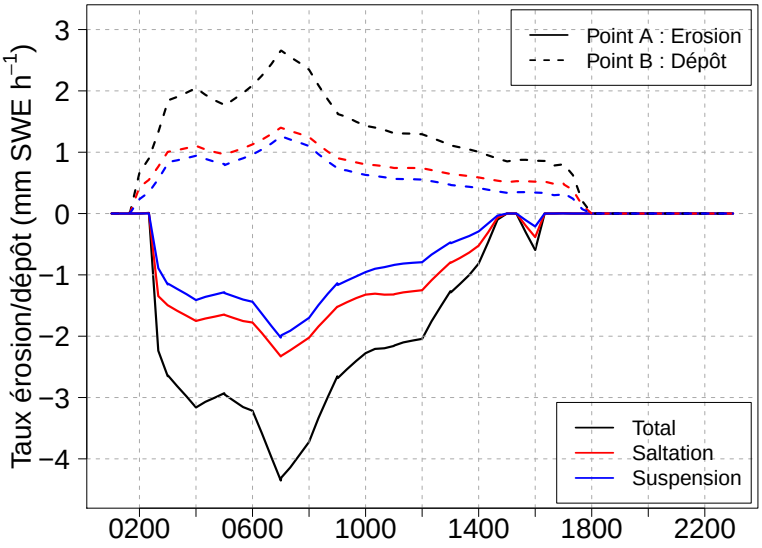
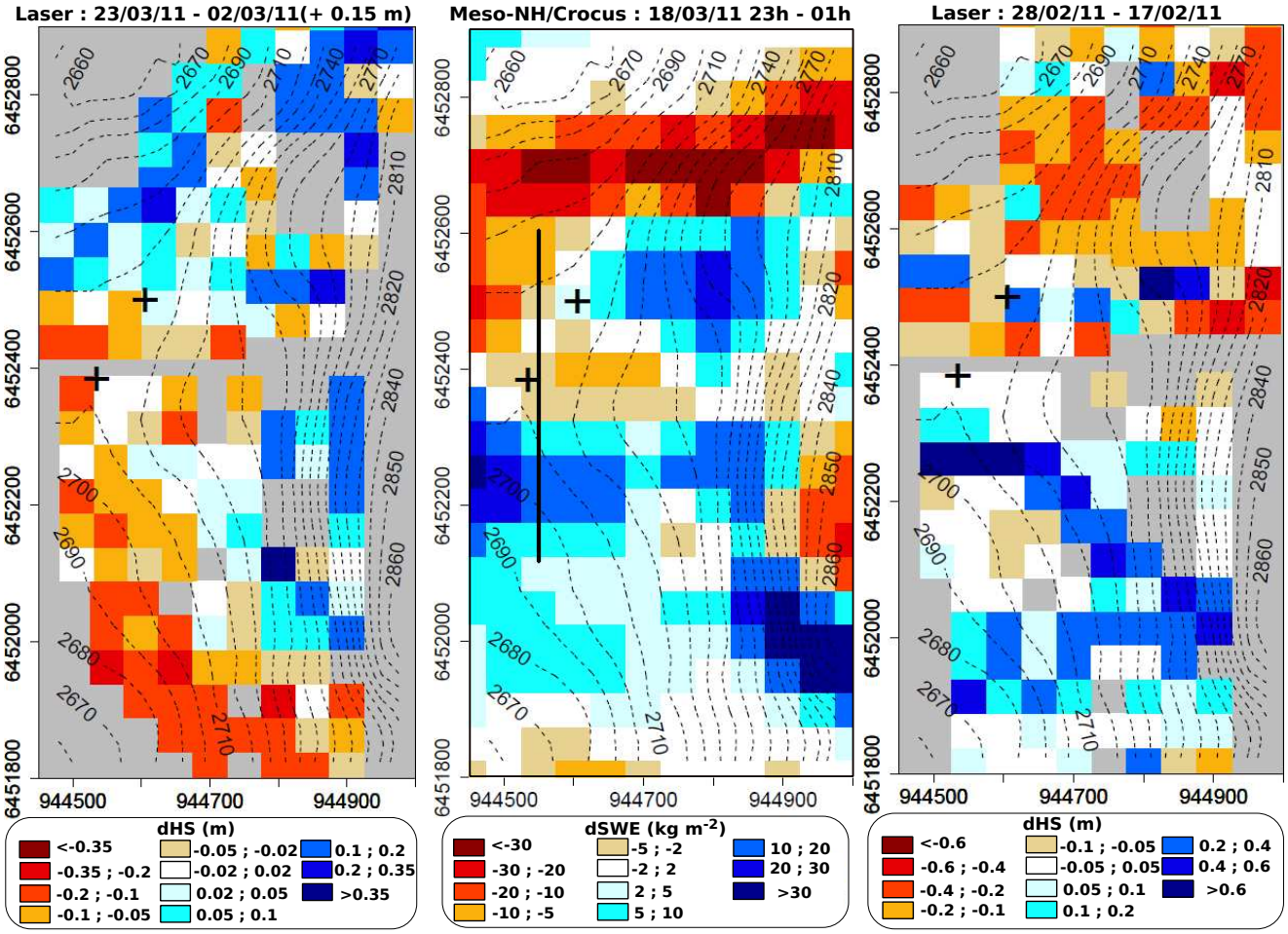


FIGURE *8.10* – *Évolutions temporelles du taux total d'érosion/dépôt et des taux associées à la saltation et à la suspension turbulente pour deux points situés de part et d'autre du Col du Lac Blanc. A : zone d'érosion ; B : zone d'accumulation. La position des points A et B est précisée sur la carte 8.9*

La figure 8.10 montre que les points A et B conservent les mêmes propriétés tout au long de cet épisode de transport : A est toujours un point d'érosion alors que B reste un point de dépôt. L'intensité de la redistribution est maximale à 07 h lorsque le maximum de vitesse de vent est atteint (Fig. 8.3). Dans ces conditions de vent et d'état de surface du manteau neigeux, le transport en saltation et en suspension turbulente ont une contribution similaire au transport total avec une légère prédominance de la saltation. Il faut cependant noter que le modèle tend à sur-estimer le flux de saltation pour des vitesses de vent dans la gamme 12-14 m s^{-1} (Fig. 8.8).

Comparaison avec les relevés du laser terrestre La topographie environnante du Col du Lac Blanc a été relevée le 02 mars, soit 16 jours avant l'épisode de transport, et le 23 mars, soit 5 jours après. Cet épisode de transport correspond à la redistribution de 30 cm de neige tombée par vent faible dans la nuit du 16 au 17 mars. Afin de reconstituer la hauteur de neige au début de cet épisode, 15 cm ont été ajoutés à la hauteur de neige mesurée le 02 mars. Cette valeur correspond à la moyenne des différences de hauteur de neige mesurée par laser terrestre entre le 02 et le 23 mars. La carte de différence de hauteur de neige a ensuite été calculée et agrégée à une résolution de 50 m (Fig. 8.11 (a)) pour permettre une comparaison avec les sorties du modèle Meso-NH/Crocus (Fig. 8.11 (b)).

La figure 8.11 (b) montre la carte de différence de SWE simulée par Meso-NH/Crocus pour l'épisode du 18 mars. Cette carte permet de discuter plus aisément de la localisation des zones d'érosion et d'accumulation que la carte de différence de hauteur de neige (Fig. 8.9). Elle montre un accord faible avec la carte de différence de hauteur de neige reconstituée pour cet épisode (Fig. 8.11 (a)). Le modèle simule la présence d'une vaste zone d'érosion au Nord du Col du Lac Blanc alors que celle ci n'est pas présente dans les observations qui montrent plutôt une accumulation dans cette zone. De même au Sud du Col du Lac Blanc, le modèle et les observations présentes des tendances inverses : accumulation pour le modèle et érosion pour les observations.



(a) Différence de hauteur de neige **(b)** Différence de SWE **(c)** Différence de hauteur de neige

Figure 8.11 – *Cartes d'évolution du manteau neigeux par vent de nord à une résolution horizontale de 50 m : (**a**) différence de hauteur de neige reconstituée pour l'épisode du 18 mars 2011 (0.15 m ont été ajouté à la topographie mesurée par laser terrestre le 02/03 afin de tenir compte de la chute de neige dans la nuit du 16 au 17/03) ; (**b**) différence de SWE simulée par Meso-NH/Crocus pour l'épisode du 18 mars 2011 ; (**c**) différence de hauteur de neige mesurée par laser terrestre entre le 28 et le 17 février 2011. Les courbes de niveaux équidistantes de 10 m ont été extraites du MNT à 25 m de l'IGN.*

La carte 8.11 (a) repose sur une reconstitution de la hauteur de neige au début de l'épisode et est donc associée à de nombreuses incertitudes relatives au tassement de la neige, à la quantité de précipitations et à leur homogénéité spatiale. Afin de discuter de la redistribution de la neige par vent de nord au Col du Lac Blanc, la carte de différence de hauteur de neige pour l'épisode de transport pur du 22/26 février 2011 a également été tracée à une résolution horizontale de 50 m (Fig. 8.11 (c)). Elle montre des structures typiques d'érosion et de dépôt différentes de la carte 8.11 (a). Le Nord du Col du Lac Blanc est le siège d'érosion alors que le Sud présente des zones d'accumulation. Les sorties de Meso-NH/Crocus (Fig. 8.11 (b)) présentent un meilleur accord qualitatif avec ces structures d'érosion et de dépôt. Cependant, les structures simulées par le modèle ont une extension spatiale supérieure à celles observées. Ainsi, la zone d'accumulation simulée par le modèle au Sud du Col du Lac s'étend sur une distance de 200 m contre 100 m dans les observations (Fig. 8.11 (c)). De même, le modèle simule la formation d'une zone d'accumulation

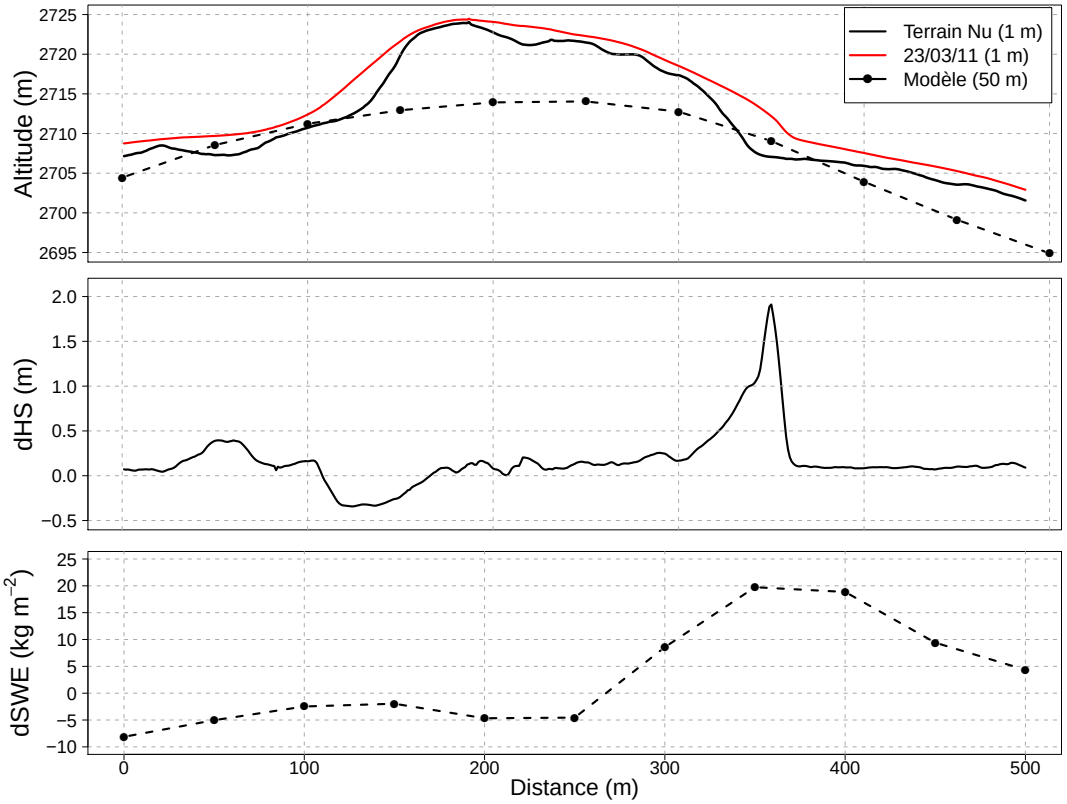


Figure 8.12 – *Transect dans le sens Nord/Sud au Col du Lac Blanc. Haut : topographie du modèle (résolution horizontale de 50 m) et topographie observée avec et sans neige (résolution horizontale de 1 m). Milieu : différence de hauteur de neige mesurée entre le 28/02/11 et le 17/02/11. Bas : différence d'équivalent en eau simulée pour l'épisode du 18/03/11. La localisation du transect est indiquée sur la figure 8.11 (b). Les données observées ont été moyennées sur une bande large de 50 m représentant la taille d'un point de grille du modèle.*

à l'Est de la station Lac Blanc (croix la plus au Nord). Ce dépôt est associé à la présence d'une rupture de pente créant une zone de ralentissement du vent (Fig. 8.2). Les cartes 8.11 (a) et (c) montrent également ce dépôt mais son extension est plus réduite et se limite à la zone où la rupture de pente est la plus prononcée.

Une coupe verticale dans le sens Nord-Sud au Col du Lac Blanc (Fig. 8.12) permet d'examiner en détail les différences entre simulations et observations. Au niveau du Col, la topographie à 50 m ne reproduit pas les ruptures de pentes de part et d'autre du Col du Lac Blanc. Ces ruptures de pente correspondent aux zones où la redistribution de la neige est la plus active par vent de nord comme l'illustre la carte de différence de hauteur de neige après l'épisode de transport du 22-26/02/11 (Fig. 8.12, Milieu). Il se forme en particulier une zone d'accumulation conséquente au Sud du Col. Elle est également simulée par le modèle pour l'épisode du 18 mars mais son extension est plus importante car la rupture de pente est moins prononcée dans la topographie du modèle.

Conclusion Meso-NH/Crocus simule la formation de zones d'érosion et d'accumulation de la neige sous l'action du champ de vent décrit en 8.3.1. Leur localisation est contrôlée par la topographie résolue à une échelle de 50 m et est conforme à ce qui qualitativement attendue avec de

l'érosion dans les zones exposées au vent et des accumulations dans les zones de diminution de la vitesse du vent. La comparaison avec les cartes de différence de hauteur de neige mesurée par laser terrestre montre que la résolution horizontale de 50 m est insuffisante pour représenter la variabilité de hauteur de neige à petite échelle mesurée autour du Col du Lac Blanc. L'extension des zones de dépôt est notamment sur-estimée par le modèle. Cette représentation de la topographie conduit à une reproduction insuffisamment précise du champ de vent local et des processus d'érosion et de dépôt qui en résultent.

8.4 Influence de la sublimation

L'épisode de transport de neige par le vent du 18/03/11 a été simulé en prenant en compte la sublimation des particules de neige transportées (simulation SUBL). La comparaison avec la sublimation de référence (simulation CTRL) permet de discuter de l'influence de la sublimation des particules sur les conditions météorologiques dans la CLS, sur les quantités de neige transportée et sur la redistribution du manteau neigeux en résultant.

8.4.1 Conséquences ponctuelles au Col du Lac Blanc

La figure 8.13 compare les séries temporelles de plusieurs variables simulées avec ou sans sublimation au point de grille correspondant à la position du Col du Lac Blanc. La prise en compte de la sublimation entraîne une réduction de l'ordre de 4 % de la concentration moyenne comprise entre la surface et 3.05 m (épaisseur de Canopy). Cependant cette diminution ne change pas la forme des profils verticaux de concentration (non présenté), qui reste identique à celle de la simulation CTRL (Fig. 8.8). Au cours de cet épisode, le taux de sublimation intégré varie dans l'intervalle [-2.7 ; 0] mm_{SWE} $jour^{-1}$. Sa valeur maximale est atteinte à 07h lorsque la concentration dans l'atmosphère est maximale. Ce taux de sublimation est cohérent avec les valeurs rapportées dans la littérature. Pendant un épisode de transport dans les prairies Nord-Américaines, Pomeroy et Essery (1999) ont mesuré des flux de chaleur latente correspondant à des taux de sublimation allant de 1.2 à 1.8 mm_{SWE} $jour^{-1}$. A partir de mesures de profils verticaux d'humidité relative et de nombre de particules de neige en suspension, Schmidt (1982) a déterminé des taux de sublimation compris entre 0.51 et 5.27 mm_{SWE} $jour^{-1}$.

La prise en compte de la sublimation de la neige transportée modifie la CLS. Elle conduit à une augmentation de l'humidité relative par rapport à la glace. Cette augmentation est plus marquée près de la surface avec +9.5 % à 0.15 m contre +3.9 % à 3.2 m. En retour, l'évolution des grandeurs de la CLS influent sur l'intensité de la sublimation. Ainsi, pour une quantité donnée de neige dans l'atmosphère, la diminution de l'humidité relative en début d'épisode entraîne une augmentation du taux de sublimation intégré. Ce taux passe de 1.0 mm_{SWE} $jour^{-1}$ à 04h pour une concentration moyenne dans Canopy de 1.6 g m^{-3} à 2.5 mm_{SWE} $jour^{-1}$ à 08h20 pour une concentration moyenne similaire (1.5 g m^{-3}). Cette augmentation significative s'explique par la réduction de l'humidité de l'air ambiant de 83 à 58 %.

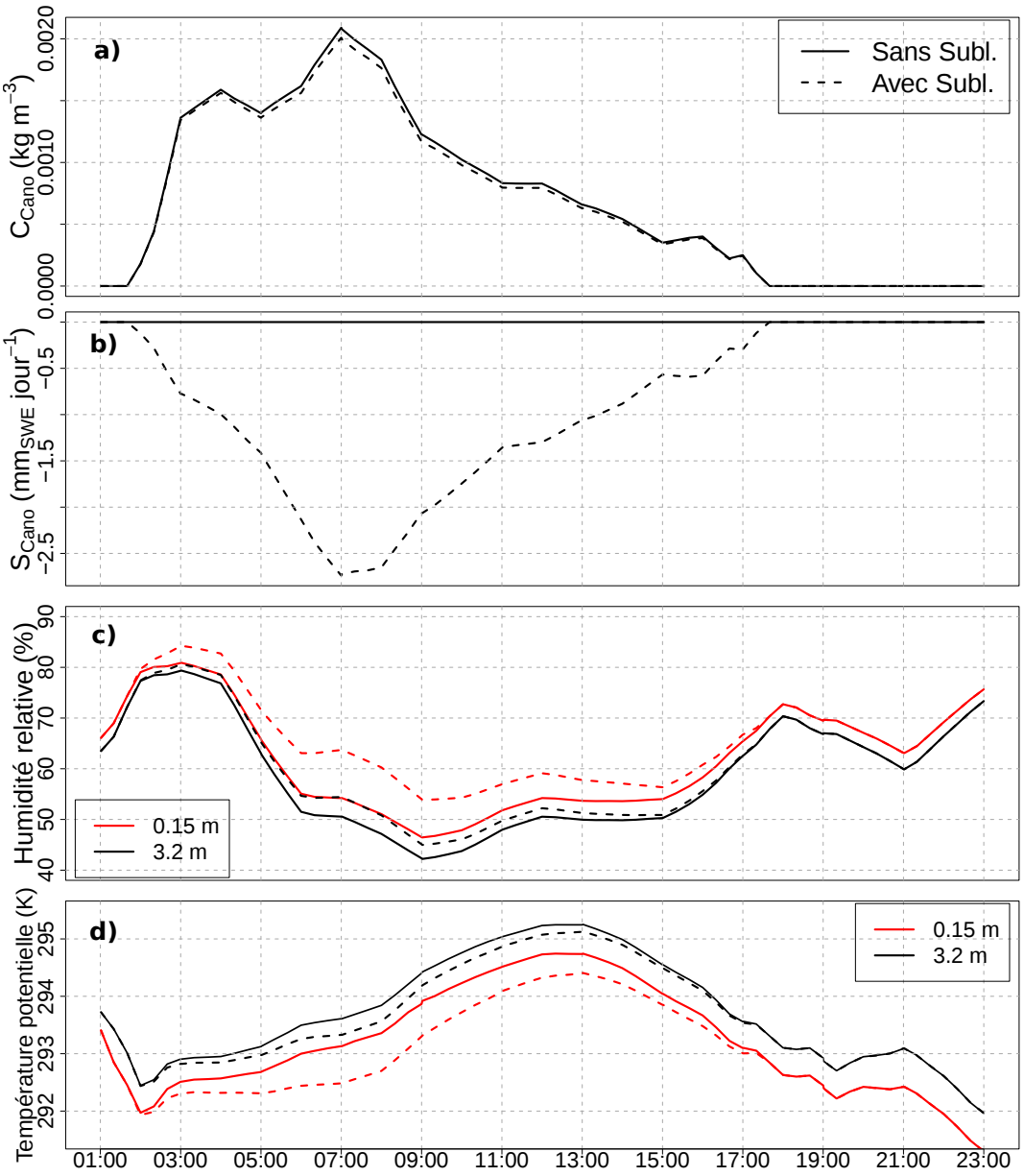


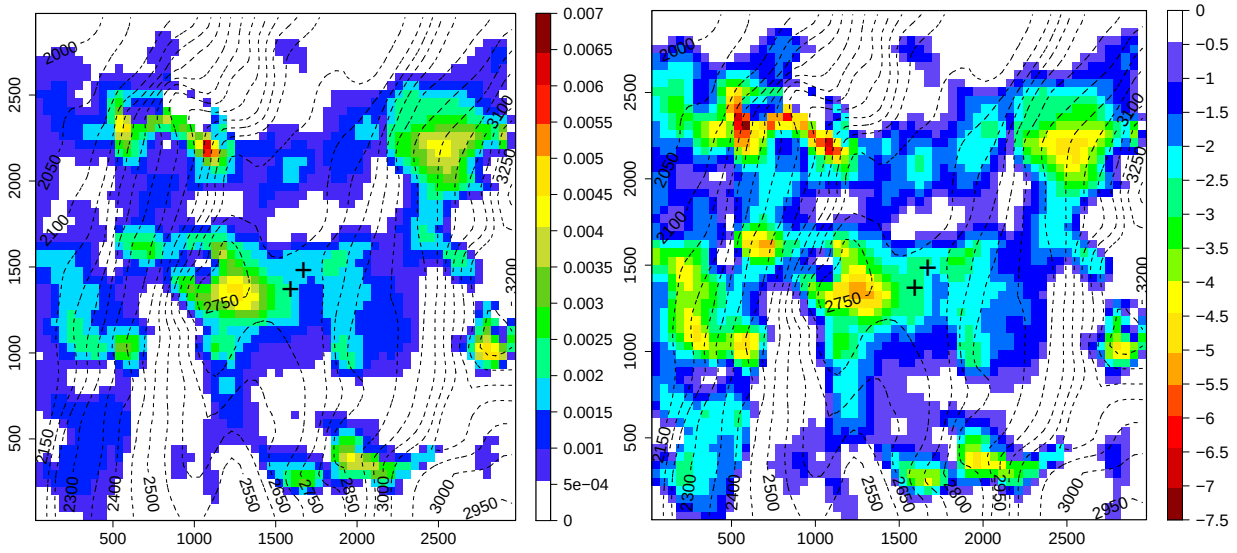
Figure 8.13 – *Effet de la prise en compte de la sublimation pour l'épisode du 18/03/11. Séries temporelles au Col du Lac Blanc de* (**a**) *: Concentration moyenne dans Canopy* C_{Cano} *;* (**b**) *: Taux de sublimation intégré sur la verticale dans Canopy* S_{Cano} *;* (**c**) *: Humidité relative à deux niveaux ;* (**d**) *: Température potentielle à deux niveaux. L'épaisseur de la couche Canopy est de 3.05 m au Col du Lac Blanc.*

La sublimation s'accompagne également d'une diminution de la température potentielle qui vaut au maximum -0.66 K à 0.15 m. Elle entraîne une augmentation du gradient vertical de température potentielle et renforce la stabilité atmosphérique au Col du Lac Blanc. Les modifications de la CLS cessent lorsque le transport de la neige s'arrête après 17h.

8.4.2 Effets distribués de la sublimation

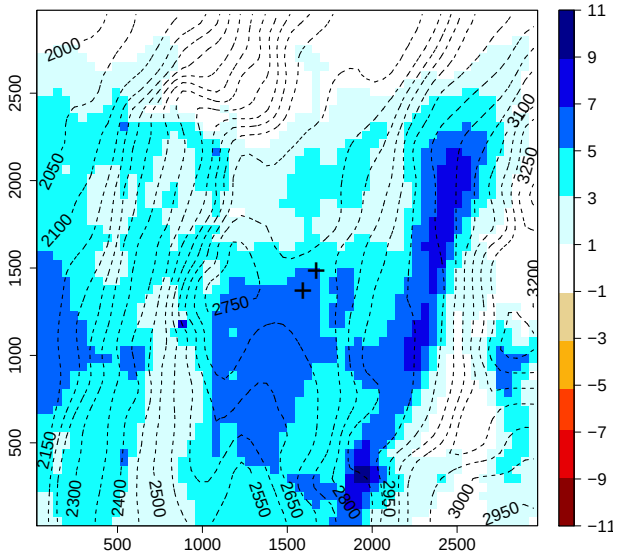
La figure 8.14 montre l'influence spatiale de la sublimation des particules de neige transportées à 07h00 au moment où l'intensité du transport est maximale. Comme mentionné à la section 8.3.2,

la variabilité spatiale du champ de vent conduit à une hétérogénéité spatiale forte des quantités de neige transportée près de la surface (Fig. 8.14 (a)). Le taux de sublimation intégré sur l'épaisseur de Canopy présente une structure spatiale similaire à la concentration moyenne dans Canopy. Il est compris dans l'intervalle [-7 ; 0] mm_{SWE} $jour^{-1}$, dans l'ordre de grandeur des valeurs de la littérature rapportées à la section précédente.

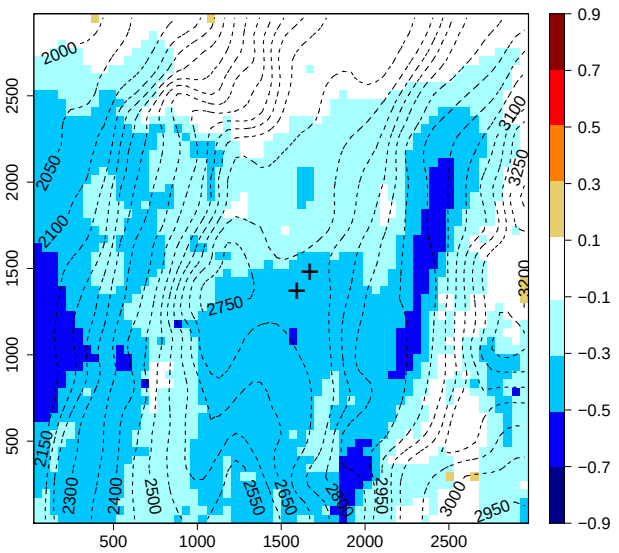


(a) Concentration moyenne dans Canopy (kg m^{-3})

(b) Taux de sublimation intégré sur l'épaisseur de Canopy (mm_{SWE} $jour^{-1}$)



(c) Différence d'humidité relative moyenne dans Canopy : SUBL-CTRL (%)



(d) Différence de température potentielle moyenne dans Canopy : SUBL-CTRL (K)

Figure 8.14 – *Effet de la prise en compte de la sublimation sur les champs simulés à 07h00 le 18/03/11. Les croix noires indiquent la position des stations météo. automatiques Muzelle et Lac Blanc. L'épaisseur de la couche Canopy varie entre 1.8 et 3.05 m.*

La sublimation conduit à une augmentation de l'humidité relative par rapport à la glace et une diminution de la température potentielle dans les zones du domaine soumises au transport de neige par le vent (Fig. 8.14 (c) et (d)). C'est notamment le cas au Col du Lac Blanc comme l'a déjà montré la figure 8.13. Ces évolutions de la CLS s'observent également dans les zones situées

sous le vent des zones soumises au transport. La masse d'air gagne en humidité et se refroidit au niveau des zones soumises au transport de la neige puis conservent ces propriétés le long de sa trajectoire.

L'augmentation d'humidité relative près de la surface est de l'ordre de 5 à 9 % pour les masses d'air ayant été exposées au transport de la neige. Cette valeur est inférieure à l'augmentation de 15 % simulée par Groot Zwaaftink et al. (2011) pour un épisode de transport sur le site de la Wannengrat dans les Alpes Suisses. Cette différence peut en partie s'expliquer par la présence d'un air plus sec dans leur étude favorisant la sublimation des particules de neige. Ces simulations vont néanmoins dans le même sens et ne montrent pas de saturation des basses couches de l'atmosphère sous l'effet de la sublimation des particules de neige. Le phénomène de limitation de la sublimation par formation d'une couche d'air saturé à proximité de la surface mentionnée par Déry et al. (1998) et simulée par Meso-NH/Crocus en configuration 1D (Sect. 6.2) n'est donc pas présent dans les simulations menées en configuration 3D en relief alpin. Cette différence s'explique par la prise en compte en configuration 3D de phénomènes d'advection qui ne sont pas représentés en 1D à moins d'être explicitement prescrits comme dans Bintanja (2001b).

8.4.3 Conséquences pour le manteau neigeux

Conséquence sur les dépôts La sublimation des particules de neige affecte les variables météorologiques près de la surface (humidité spécifique, température potentielle) et réduit les quantités de neige transportées. Elle modifie donc la redistribution de la neige au cours de l'épisode de transport. La figure 8.15 montre la carte de différence d'équivalent en eau à la fin de l'épisode de transport entre les simulations SUBL et CTRL.

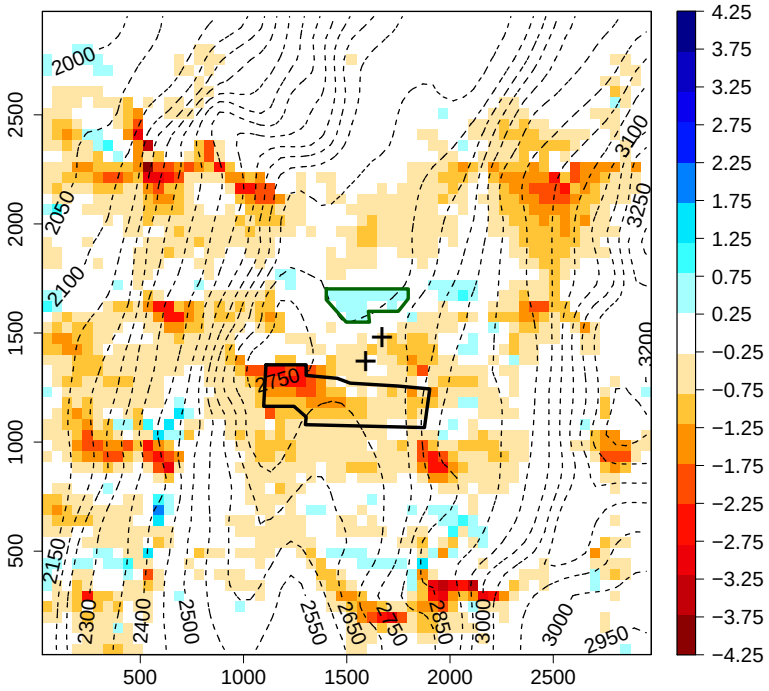


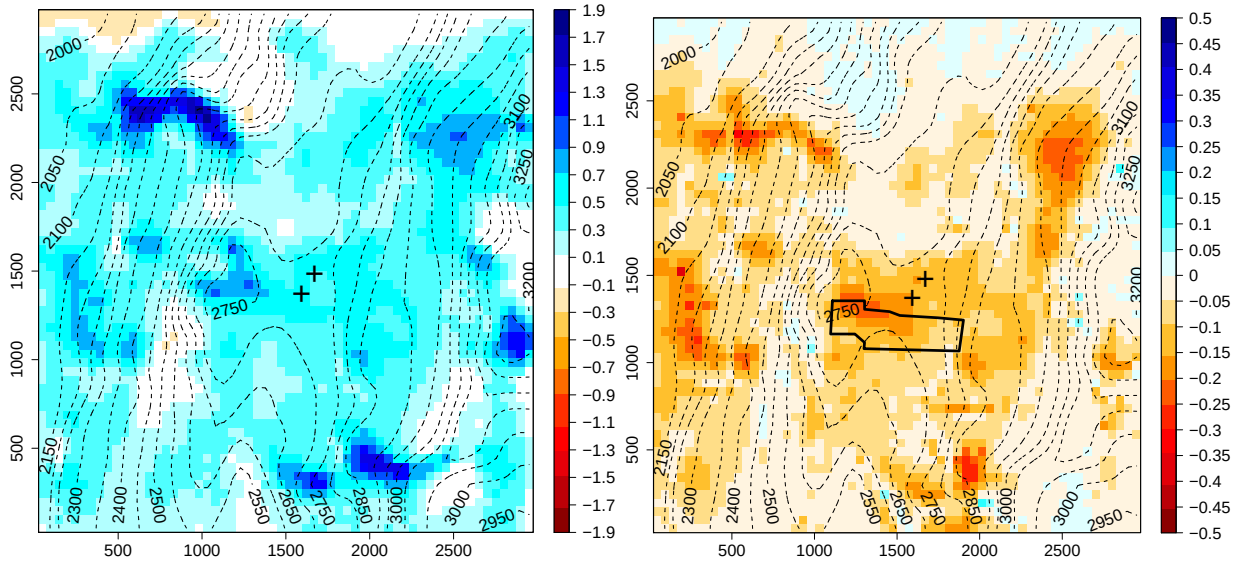
Figure 8.15 – *Différence d'équivalent en eau (mm_{SWE}) à la fin de l'épisode de transport (18/03/11, 23h) entre la simulation SUBL et la simulation CTRL.*

La sublimation des particules de neige transportées réduit l'accumulation de neige dans les zones de dépôt identifiées à la figure 8.9. La quantité moyenne déposée sur l'ensemble du domaine de simulation au cours de cette épisode de transport est réduite de 5.3 % dans la simulation SUBL par rapport à la simulation CTRL. Cette valeur est légèrement supérieure à celle trouvée par Groot Zwaaftink et al. (2011) (2.3 %) pour un épisode de transport d'une durée de 43 h se déroulant sur un domaine de 2.4 km^2 couvrant la gamme d'altitude 1800-2600 m. Cet épisode de transport présentait des vitesses de vent inférieures et une humidité relative plus faible en fin d'épisode que celui du 18/03/11 au Col du Lac Blanc. D'autres estimations portant sur une saison hivernale entière ont établi que la sublimation liée au transport de la neige en suspension réduit les dépôts de neige de 4.1 % à l'échelle du parc de Berchtesgaden en Allemagne (210 km^2) (Strasser et al., 2008) et de 17 à 19 % à l'échelle d'une crête dans les Rocheuses canadiennes (longueur 210 m) (MacDonald et al., 2010). Cependant, ces dernières estimations ne peuvent pas être directement comparées à nos résultats car elles s'appliquent à des échelles spatiales différentes et portent sur toute la saison hivernale et non sur un seul épisode de transport.

La figure 8.15 montre également qu'en certains points l'équivalent en eau est plus important en fin d'épisode dans la simulation SUBL que dans la simulation CTRL. Pour mieux comprendre cette augmentation, le bilan de masse d'une zone située au nord du Col du Lac Blanc a été calculé. Cette zone est désignée par un polygone vert foncé sur la figure 8.15 et correspond à une zone d'érosion (Fig. 8.9). La différence moyenne de SWE pour cette zone entre les simulations SUBL et CTRL est de +0.38 mm. 87 % de cette augmentation est expliquée par une diminution du flux de neige érodée. Elle est liée à une réduction (-3 %) du flux de neige moyen en saltation au cours de l'épisode, conséquence d'une diminution de la vitesse du vent liée à une augmentation de la stabilité de la CLS. Les 13 % restant sont associés à une réduction de la sublimation de surface dans la simulation SUBL (cf paragraphe suivant). L'augmentation locale de l'équivalent en eau en fin de simulation SUBL par rapport à la simulation CTRL s'explique donc par des modifications légères des variables atmosphériques dans la CLS. Cet effet est cependant négligeable devant la réduction des dépôts dans les zones d'accumulation et les incertitudes de la modélisation.

Sublimation de surface La surface du manteau neigeux est caractérisée par des échanges de chaleur latente avec l'atmosphère. Ces échanges se traduisent pour le manteau neigeux par de la sublimation ou de la condensation (dépôt de givre de surface). Ils ont lieu en permanence avec ou sans transport de neige par le vent. La figure 8.16 (a) montre la quantité de totale de neige sublimée en surface au cours de l'épisode de transport de 18/03/11 pour la simulation CTRL. Cette quantité est maximale dans les zones de vent fort où les échanges turbulents sont les plus intenses. Elle atteint ainsi 1.5 mm_{SWE} au niveau de la crête située au nord-ouest du Dôme des Petites Rousses. Cependant, dans cette zone, la vitesse du vent est entachée de larges incertitudes. Au niveau du Col du Lac Blanc, où le modèle reproduit bien l'évolution de la vitesse du vent, la sublimation de surface atteint 0.61 mm_{SWE} d'équivalent en eau.

La prise en compte de la sublimation des particules de neige transportées modifie l'humidité relative et la température potentielle près de la surface (Fig 8.14 (c) et (d)). Ces modifications impactent en retour les flux échangés avec la surface et entraînent une diminution de la sublimation de surface pour la simulation SUBL (Fig 8.16 (b)). Cette diminution représente 29 % de la



(a) Sublimation de surface (mm_{SWE}) **(b)** Différence de sublimation de surface (mm_{SWE})

FIGURE 8.16 – *(**a**) Flux de chaleur latente intégré sur toute la durée de l'épisode du 18/03/11 pour la simulation CTRL au cours. Une valeur positive indique de la sublimation alors qu'une valeur négative désigne de la condensation ; (**b**) Différence de sublimation de surface totale entre les simulations SUBL et CTRL.*

TABLE 8.2 – *Bilan de masse (exprimé en mm_{SWE}) d'une zone d'accumulation située au sud du Col du Lac Blanc pour l'épisode de transport du 18/03/11. Sa position est précisée sur les figures 8.15 et 8.16 (b). Une valeur positive désigne de l'accumulation. Les valeurs en italique entre parenthèse désignent les différences en valeur relative par rapport à la simulation CTRL.*

Simulation	Dépôt de neige	Sublimation de Surface	Bilan total
CTRL	+19.99	-0.47	+19.52
SUBL	+18.86	-0.33	+18.53
SUBL-CTRL	-1.13 (*-5.7 %*)	+0.14 (*-29.7 %*)	-0.99 (*-5.1 %*)

sublimation de surface totale au Col du Lac Blanc par rapport à la simulation CTRL.

Bilan de masse d'une zone d'accumulation La prise en compte de la sublimation des particules de neige transportées réduit les dépôts de neige et s'accompagne d'une diminution de la sublimation de surface. Afin de quantifier l'importance de ces deux effets, le bilan de masse d'une zone d'accumulation située au sud du Col du Lac Blanc a été calculé. Sa position est désignée par un polygone noir sur la figure 8.15. Le bilan de masse de cette zone est constitué de deux termes : dépôt de neige transportée et sublimation/condensation de surface. Le tableau 8.2 détaille l'importance de chacun de ces termes pour les simulations CTRL et SUBL.

Pour cette zone d'accumulation, la conséquence principale de la prise en compte de la sublimation liée au transport de la neige est la réduction des quantités de neige déposée. Elle est d'un ordre de grandeur supérieure à la diminution de la sublimation de surface associée à l'augmentation de l'humidité relative dans la simulation SUBL. Au final, la quantité de neige accumulée dans

la zone d'étude est réduite de 5.1 % en valeur relative, soit une valeur similaire à celle trouvée pour l'ensemble du domaine de simulation (Fig. 8.15). La bilan de masse de cette zone permet également de s'intéresser à la sublimation totale (surface + neige en suspension). Elle est de 1.46 mm pour la simulation SUBL contre 0.47 mm pour la simulation CTRL. Pour cet épisode de transport et pour la zone sélectionnée, la sublimation totale est multipliée par 3 et est un terme prépondérant lorsque la sublimation des particules de neige en suspension est considérée. Dans ce cas, la sublimation totale se répartit en 22 % liés à la sublimation de surface et 78 % liés à la sublimation de la neige en suspension.

La diminution de la sublimation de surface en situation de transport de neige par le vent a été observée par Wever et al. (2009). En se basant sur des résultats de modèle, Bintanja (2001b) a même suggéré que la sublimation totale en présence de transport peut devenir plus faible que la seule sublimation de surface sans transport par effet d'auto-limitation de la sublimation (e.g. Déry et al., 1998). Les résultats obtenus Meso-NH/Crocus pour l'épisode du 18 mars 2011 montrent que la sublimation de surface est réduite en présence de transport mais que la sublimation totale est environ trois fois supérieure à la sublimation de surface sans transport.

Groot Zwaaftink et al. (2011) ont trouvé qu'au cours d'un épisode de transport la sublimation des particules de neige en suspension était du même ordre de grandeur que la sublimation de surface mais qu'elle se limite aux zones sous le vent. Strasser et al. (2008) ont également estimé des ordres de grandeur similaires à l'échelle d'un hiver entier. Pour l'épisode du 18/03/11, les figures 8.15 et 8.16 (a) montrent des structures spatiales différentes pour la sublimation de surface et celle des particules en suspension, comme dans Groot Zwaaftink et al. (2011). Leur importance relative n'est cependant pas équivalente et la sublimation de la neige en suspension représente entre 70 et 80 % de la sublimation totale. Ce résultat n'est valable que pour un épisode transport d'une durée de 22h et ne saurait être entendu à l'échelle d'un hiver entier. Il montre cependant qu'au cours d'un épisode de transport la sublimation des particules de neige en suspension est la principale source de transfert de vapeur d'eau vers l'atmosphère.

8.4.4 Conclusion

La sublimation des particules de neige en suspension a été activée dans Meso-NH/Crocus pour réaliser une simulation de l'épisode de transport du 18 mars 2011. L'initialisation et le forçage de cette simulation sont identiques à la simulation de base présentée en 8.3. Cette simulation a montré que le modèle reproduit de manière satisfaisante l'évolution de la vitesse du vent et des flux de neige transportée au Col du Lac Blanc. La comparaison des résultats des deux simulations permet donc de discuter de l'influence de la sublimation des particules de neige en suspension.

La sublimation des particules en suspension réduit les quantités de neige transportée dans l'atmosphère et entraîne une diminution de l'ordre de 5 % de la quantité moyenne de neige déposée au cours de cet épisode. Elle s'accompagne également d'une modification des conditions atmosphériques dans la CLS. Dans les zones exposées au transport et sous le vent de ces zones, l'humidité relative augmente de l'ordre de 5 à 9 % alors que la tempéature potentielle diminue de 0.3 à 0.7 K. Meso-NH/Crocus en configuration 3D ne simule donc pas la formation d'une couche

d'air saturée à proximité de la surface par opposition aux résultats obtenus en configuration 1D (Sect. 6.2).

La modification des conditions atmophériques près de la surface affecte les flux turbulents échangés entre l'atmosphère et la surface du manteau neigeux. Le bilan de masse d'une zone d'accumulation montre ainsi que la sublimation de surface est réduite en présence de transport du fait de l'augmentation de l'humidité relative. Cependant, la sublimation totale (surface + neige en suspension) atteint une valeur trois fois supérieure à la sublimation de surface sans transport. Au cours de cet épisode de transport, la sublimation des particules de neige en suspension est donc la principale source de transfert de vapeur d'eau vers l'atmosphère et représente entre 70 et 80 % de la sublimation totale.

Le calcul de la sublimation dans Meso-NH/Crocus repose sur plusieurs approximations. Le modèle considère tout d'abord que la vitesse de ventilation des particules est égale à la vitesse de chute (Schmidt, 1982; Déry et al., 1998) et néglige les effets de ventilation associés à la turbulence (Lee, 1975; Dover, 1993; Bintanja, 2000a). Par ailleurs, il ne prend pas en compte l'effet du rayonnement solaire sur le taux de sublimation d'une sphère de glace. Des mesures en soufflerie (Wever et al., 2009) ont montré qu'il peut augmenter la sublimation jusqu'à 50 %. Enfin, le calcul du taux de sublimation suppose que les particules de neige en suspension ont une forme sphérique. En se basant sur les résultats de Thorpe et Mason (1966), Wever et al. (2009) ont estimé que les échanges de masse et d'énergie peuvent être augmentés d'un facteur 2.5 à 5 pour des particules dendritiques. Cet effet n'est important qu'en début d'épisode avant que les mécanismes de fragmentation ne transforment les particules transportées en des sphéroïdes. L'ensemble de ces approximations conduit à une sous-estimation probable des taux de sublimation par le modèle. Les mesures colocalisées d'humidité relative, de température et de flux de neige prévues au Col du Lac Blanc pour l'hiver 2012/2013 permettront de réduire les incertitudes sur le calcul des taux de sublimation.

8.5 Conclusion du chapitre

Ce chapitre a présenté la première évaluation des capacités du modèle couplé Meso-NH/Crocus en configuration tri-dimensionnelle. L'épisode de transport du 18/03/11 d'une durée totale de 22h a été simulé à une résolution horizontale de 50 m. Pour cela, le forçage météorologique a été construit au pas de temps horaire afin de reproduire l'évolution de la vitesse du vent observée au cours de cet épisode et d'étudier la redistribution de la neige en résultant. Le manteau neigeux a été initialisé uniformément sur la base des observations collectées sur le site.

A une résolution horizontale de 50 m, Meso-NH est capable de simuler les principales structures d'un écoulement en relief complexe : accélération au niveau des crêtes, formation de zones de recirculation, canalisation de l'écoulement par la topographie, ... La comparaison avec les observations montrent un bon accord de la vitesse et de la direction du vent au niveau du Col du Lac Blanc. En revanche, le modèle sur-estime largement (Eqm de 7.5 m s^{-1}) la vitesse du vent au sommet du Dôme des Petites Rousses situé à l'Ouest du col. Sous l'action de ce champ de vent, Meso-NH/Crocus simule le transport de la neige. Il reproduit bien l'évolution temporelle

des flux de neige mesurés par des SPC situés à deux niveaux près de la surface (1.2 et 3.3 m). Les profils verticaux de flux sont également correctement simulés par le modèle, en particulier leur décroissance sur la verticale entre 0.15 et 3.3 m de haut. Ce résultat illustre l'intérêt d'utiliser un schéma de CLS tel Canopy à l'interface entre Meso-NH et Crocus. Cette comparaison montre cependant que le modèle tend à sur-estimer le flux de neige en saltation.

Le modèle simule la formation de zones d'érosion et d'accumulation selon les structures de la topographie résolues dans le modèle numérique de terrain à 50 m. Elles sont qualitativement en accord avec ce qui est attendu : érosion dans les zones exposées au vent, accumulation dans les zones de décroissance de la vitesse du vent. Au niveau du Col du Lac Blanc, la comparaison avec les cartes de différences de hauteur de neige mesurée par laser terrestre montre que la résolution horizontale de 50 m est insuffisante pour reproduire la localisation des zones d'érosion et d'accumulation. Le modèle simule par exemple la présence de zones de dépôt mais sur-estime leur extension par rapport aux observations. Ainsi, autour du Col du Lac Blanc, le modèle simule correctement les flux de neige mais sa résolution horizontale n'est pas suffisante pour reproduire les processus d'érosion et d'accumulation car ceux-ci sont gouvernés par la présence d'éléments de topographie d'échelle inférieure à 50 m.

La prise en compte de le sublimation des particules de neige transportés réduit de 5.3 % la quantité moyenne de neige déposée au cours de cet épisode de transport. Elle affecte également les conditions atmosphériques près de la surface dans les zones sièges du transport et sous le vent de ces zones par advection de la masse d'air. L'humidité de relative de l'air par rapport à la glace augmente de 5 à 9 % alors que la température potentielle diminue de 0.3 à 0.7 K. Ces modifications de la CLS ont un impact sur les flux turbulents échangés entre la surface du manteau neigeux et l'atmosphère. Le bilan de masse d'une zone d'accumulation montre que la prise en compte de la sublimation liée au transport réduit en retour la sublimation de surface par augmentation de l'humidité relative. Cependant, la sublimation totale (surface + neige en suspension) atteint une valeur trois fois supérieure à la sublimation de surface sans transport. Au cours de cet épisode de transport, la sublimation des particules de neige en suspension est donc la principale source de transfert de vapeur d'eau vers l'atmosphère et représente entre 70 et 80 % de la sublimation totale. Cette estimation a été réalisée avec une configuration du modèle qui sous-estime probablement les taux de sublimation.

Les résultats présentés dans ce chapitre constituent le premier exemple d'utilisation d'un modèle couplé atmosphère/manteau neigeux pour simuler un épisode de transport de neige par le vent en zone de montagne. Le choix d'un épisode de transport pur a permis de se focaliser sur l'évaluation du module de transport développé dans le cadre de cette thèse. Cependant, le chapitre 3 a montré que près de 40 % des épisodes de transport se déroulent simultanément à une chute de neige. La simulation d'un tel épisode est donc l'objet du chapitre suivant. Contrairement à la simulation présentée dans ce chapitre, l'initialisation et le forçage atmosphérique reposeront sur la descente d'échelle complète présentée en 7.1.2.

Chapitre 9

Épisode de transport avec chute de neige : le cas du 14 février 2011

Au Col du Lac Blanc, le transport de la neige par le vent se produit simultanément à une chute de neige dans près de 40 % des cas (Chap. 3). Pourtant, jusqu'à présent, le modèle Meso-NH/Crocus n'a été évalué qu'en situation de transport pur en configuration 1D (Chap. 6) ou 3D sur relief réel (Chap. 8). Il convient donc d'appliquer le modèle à une situation météorologique mêlant chute de neige et reprise de celle-ci au sol. C'est le cas de l'épisode de transport du 14 février 2011, observé lors de la première campagne de mesure (Chap. 4).

La simulation de cet épisode offre l'occasion de tester simultanément toutes les composantes du modèle couplé Meso-NH/Crocus. Le forçage atmosphérique à haute résolution est ainsi produit grâce aux techniques de *grid nesting* pour tenir compte des interactions d'échelles. Pendant la simulation, Meso-NH représente simultanément les chutes de neige grâce à son schéma de microphysique (Pinty et Jabouille, 1998) et la redistribution de celle-ci par le vent grâce au module de transport développé dans le cadre de cette thèse.

Ce chapitre décrit tout d'abord les situations synoptiques et locales de l'épisode de transport du 14 février 2011. Il s'intéresse ensuite à la configuration du modèle mise en place et aux différentes simulations réalisées. L'analyse des résultats commence par l'évaluation du forçage météorologique (vent, précipitation) à l'échelle du massif des Grandes Rousses et à l'échelle locale. La redistribution de la neige par le module de transport est ensuite discutée.

9.1 Situation météorologique

Le 14 février 2011 à 12h, la France est traversée par un front froid orienté suivant un axe Lille-Montpellier. Ce front maintient la moitié Est du pays sous un ciel couvert s'accompagnant de précipitations sous forme de pluie en plaine et de neige en montagne (Fig 9.1). Dans les Alpes, la limite pluie-neige oscille entre 1100 et 1400 m. A l'avant de ce front, le vent est de secteur sud à 700 hPa (environ 3000 m), en particulier sur le massif alpin.

Cette situation météorologique s'est traduite par l'occurrence d'un épisode de transport de neige par le vent avec précipitation neigeuse sur le massif des Grandes Rousses. Les mesures de

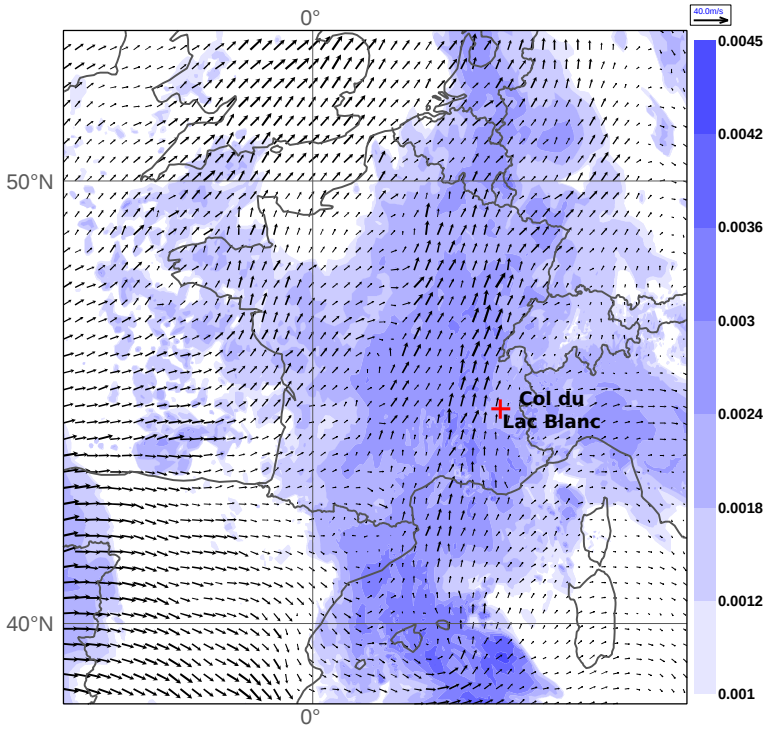


Figure 9.1 – *Situation synoptique le 14/02/11 à 12h issue des analyses du modèle opérationnel AROME. Le champ coloré correspond à l'humidité spécifique à 700 hPa (exprimée en kg kg^{-1}) et les flèches désignent les vecteurs vent à 700 hPa.*

flux de particules collectées au Col du Lac Blanc (Fig. 9.2, Bas) montrent que le transport a été observé du 14/02/11 15h30 au 15/02/11 14h avec une alternance de transport pur et de transport avec chute de neige. Pendant toute la durée de cet épisode, le vent de secteur sud s'est maintenu (Fig. 9.2, Haut). Son intensité a augmenté à partir de 14h le 14/02/11 pour atteindre une valeur maximale de 13.1 m s^{-1} en moyenne sur 15 min (18.2 m s^{-1} en rafale) le 15/02/11 à 09h. La neige redistribuée lors de cet épisode provenait uniquement de la chute de neige car la surface du manteau neigeux initial était constituée d'une couche de neige non mobilisable par le vent présentant des densités comprises entre 350 et 430 kg m^{-3}. Cette situation s'explique par le fait que cet épisode a été précédé d'une période de 1 mois sans chute de neige significative au Col du Lac Blanc (dernière chute de neige : 20 cm le 11/01/11).

9.2 Cadre de modélisation

Domaines de simulation Cet épisode de transport a été simulé en utilisant les techniques de *grid-nesting* afin de produire un forçage météorologique à haute résolution au Col du Lac Blanc. Contrairement aux simulations du chapitre précédent, l'intégralité de la descente d'échelle présentée à la section 7.1.2 et reposant sur trois domaines imbriqués a été utilisée. Ils ont respectivement une résolution horizontale de 450, 150 et 50 m (Fig. 7.1 et Tab. 7.1).

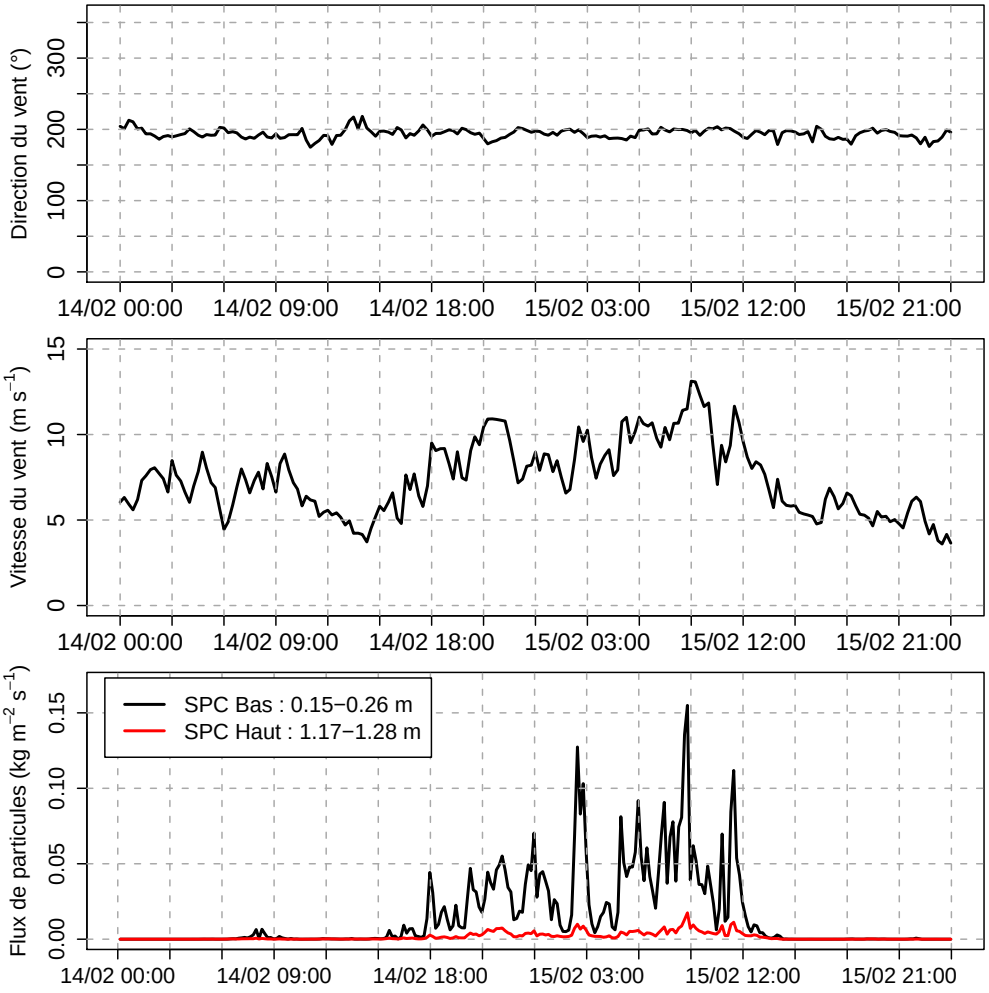


Figure 9.2 – *Variables météorologiques mesurées au Col du Lac Blanc du 14/02/11 00h au 16/02/11 00h. (Haut) direction du vent, (milieu) vitesse du vent à 5 m et (bas) flux de particules mesurés par les SPC à deux niveaux.*

Initialisation et couplage La figure 9.3 décrit les étapes d'initialisation et de couplage utilisées dans cette étude. L'atmosphère et la surface du domaine à 450 m ont tout d'abord été initialisés à partir de l'analyse météorologique du modèle opérationnel AROME disponible à 12h le 14/02/11. Une simulation d'une durée de 24 h a ensuite été réalisée sur le domaine à 450 m. Au cours de cette simulation, les forçages aux bords du domaine provenaient des analyses AROME disponibles toutes les 3 heures. Cette simulation de référence a permis ensuite de réaliser la descente d'échelle sur le Col du Lac Blanc. L'atmosphère des domaines à 150 et 50 m a tout d'abord été initialisée à partir de la sortie du modèle à 450 m disponible le 14/02/11 à 15h. L'état initial de la surface provenait de la simulation offline de Crocus/SURFEX pour l'hiver 2010/2011 (cf Sect. 7.2.2). Cette méthode permet de bénéficier d'un état initial réaliste pour le manteau neigeux et le sol sous-jacent. La simulation de l'écoulement à haute résolution autour du Col du Lac Blanc a ensuite été réalisée du 14/02/11 15h au 15/02/11 12h en utilisant simultanément les domaines à 150 et 50 m couplés en *nesting one-way* c.-à-d. qu'en cours de simulation le domaine à 50 m (domaine fils) recevait les forçages du domaine à 150 m (domaine père) à chaque pas de temps du père (2.5 s) sans remonter l'information vers le domaine père. Le forçage du domaine père provenait des sorties du domaine à 450 m disponibles toutes les 15 min.

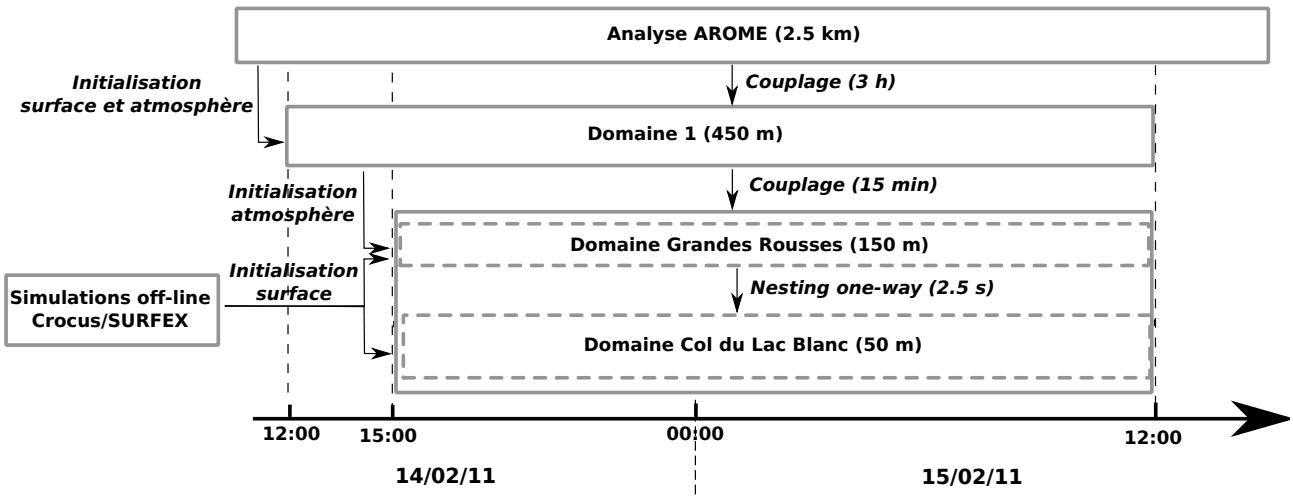


Figure 9.3 – *Schéma décrivant l'utilisation de la descente d'échelle sur le Col du Lac Blanc pour l'épisode de transport du 14/02/11. Les heures sont données en temps TU.*

Configuration des modèles La grille verticale du modèle est commune pour les trois domaines avec 70 niveaux dont 20 sont placés dans les 200 premiers mètres de l'atmosphère. La hauteur du niveau le plus bas varie entre 2 m près des crêtes et 5 m au fond des vallées. L'utilisation de Canopy permet de raffiner cette grille près de la surface et de rajouter 5 niveaux verticaux dont le plus bas est situé à 15 cm au-dessus de la surface. Sur les domaines à 150 et 50 m, le manteau neigeux est modélisé par Crocus avec un nombre maximal de couches de neige fixé à 20 alors qu'une version simplifiée de Crocus à 3 couches est utilisée pour le modèle à 450 m. La valeur de la longueur de rugosité des couvert neigeux, $z_0 = 3\ 10^{-3}$ m, est choisie d'après les mesures collectées par vent de sud au Col du Lac Blanc (Sect. 4.3.5). Le modèle tient également compte de la traînée induite par le relief sous-maille via la longueur de rugosité orographique de Beljaars et al. (2004). Enfin, le modèle multi-couche de sol ISBA-DIF (Boone et al., 2000) est utilisé à la base du manteau neigeux dans les 3 domaines et représente le sol au moyen de 5 couches.

Simulations Deux simulations à haute résolution (150-50 m) ont été effectuées autour du Col du Lac Blanc pour l'épisode du 14/02/11. Elles durent 21 heures du 14/02/11 15h au 15/02/11 12h et reçoivent toutes deux leur forçage de la simulation de référence à 450 m (sans transport de la neige par le vent). La première simulation (simulation CTRL) a été réalisée en ne prenant pas en compte le transport de la neige par le vent à 150 et 50 m alors que, dans la seconde, le transport de la neige par le vent est activé sur les deux domaines (simulation TRANS). On néglige la sublimation des particules de neige en suspension car, au cours de cet épisode, l'air près de la surface est proche de la saturation. Contrairement à la simulation de l'épisode de transport pur du 18/03/11, les propriétés de la neige déposée issue du transport sont les mêmes que celles issues directement de la chute. Sa densité est formulée d'après Pahaut (1976) alors que sa dendricité et sa sphéricité dépendent de la vitesse du vent selon la paramétrisation établie au chapitre 3.

9.3 Descente d'échelle et forçage météorologique en zone de montagne

Le chapitre précédent a démontré l'importance de la qualité du champ de vent près de la surface lors de la simulation d'épisodes de transport. Pour le cas du 14 février, son évolution est simulée grâce à la descente d'échelle complète. En outre, lors de cet épisode de transport, la neige redistribuée par le vent provient uniquement de la chute de neige. Il convient donc de s'intéresser à la qualité de ce forçage atmosphérique avant de considérer la redistribution de la neige par le vent. Cette évaluation sera conduite à deux échelles :

- l'*échelle du massif* des Grandes Rousses soit l'emprise du domaine à 150 m car ce domaine couvre un massif montagneux de taille similaire à ceux utilisé pour la prévision opérationnelle des avalanches dans les Alpes françaises (Durand et al., 1999) ;
- l'*échelle locale* aux alentours du Col du Lac Blanc (emprise du domaine à 50 m) car la plupart des données de validation (dont le laser terrestre) ont été collectées sur ce domaine.

9.3.1 Champ de vent près de la surface

Distribution spatiale du champ de vent La figure 9.4 compare les champs de vent simulés sur le massif des Grandes Rousses aux résolutions horizontales de 450 et 150 m le 15/02/11 à 09h, soit à l'heure du maximum de vitesse de vent mesurée au Col du Lac Blanc (Fig. 9.2). Les cartes de modules de vent montrent que l'augmentation de la résolution horizontale se traduit par une augmentation des contrastes de vitesse entre les zones d'accélération au niveau des crêtes et les zones de recirculation situées sous le vent des crêtes et caractérisées par des vents faibles. La distribution des vitesses de vent au premier niveau du modèle confirme ce constat (Fig. 9.6 (a)). Les vitesses moyennes (écarts types) sont de 4.5 (2.4) m s^{-1} à 450 m et de 4.9 (3.1 m s^{-1}) à 150 m. Les cartes (c) et (d) de la figure 9.4 montrent que le modèle à 450 m reproduit bien les directions principales de l'écoulement données par la simulation à 150 m, notamment au niveau des crêtes.

A l'échelle locale, l'augmentation de la résolution horizontale se traduit par une augmentation de la vitesse moyenne du vent (6.4, 8.2 et 8.9 m s^{-1}, respectivement à 450, 150 et 50 m) et des contrastes locaux au niveau des éléments de topographie (Fig. 9.5 et. 9.6 (b)). A 450 m, le Dôme des Petites Rousses n'est pas représenté si bien que les modifications de l'écoulement (accélération et changement de direction) générées par sa présence ne sont pas résolues. Le passage à 150 m permet de révéler les principales structures de l'écoulement que l'on retrouve à plus fine échelle : accélération du vent au niveau du Dôme et de l'arête située au Nord Ouest de ce dernier, variabilité de la direction du vent à proximité des crêtes situées à l'Est du domaine. Enfin, la résolution de 50 m augmente les contrastes de vitesse de vent qui apparaissent à 150 m. Les accélérations au niveau des crêtes ou arêtes sont plus marquées, ainsi que les décélérations dans les dépressions.

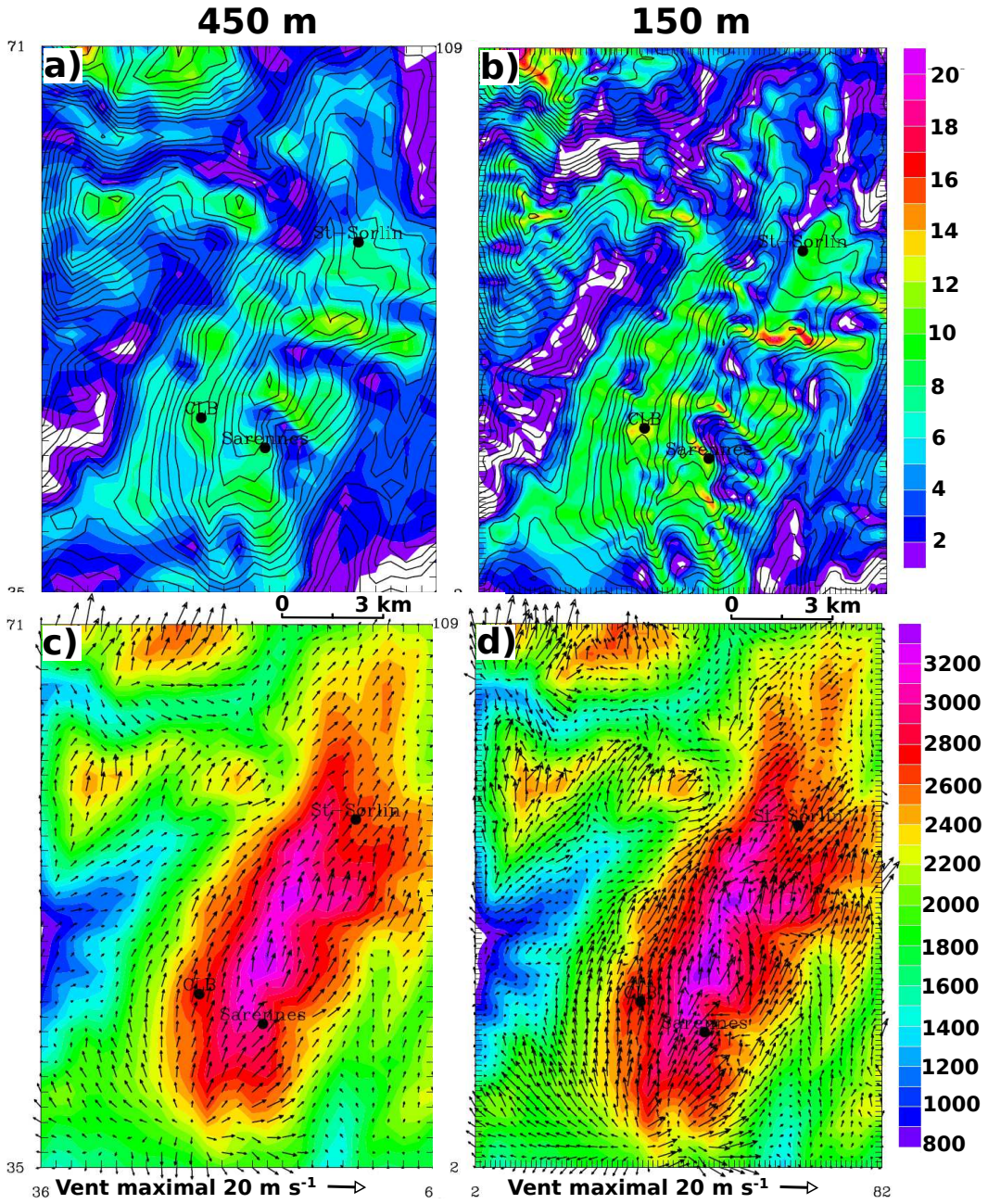


Figure 9.4 – *Module (**a** et **b**, en m s^{-1}) et direction du vent (**c** et **d**) simulés sur le massif des Grandes Rousses pour 2 résolutions horizontales différentes le 15/02/11 à 09h00. Pour des raisons de clarté, la figure **d** omet un vecteur vent sur deux. L'orographie est représentée sous forme d'isolignes en trait continu sur **a** et **b**, et en couleur sur **c** et **d**.*

Évolution temporelle Plusieurs stations automatiques sont présentes à haute altitude dans le massif des Grandes Rousses et permettent d'évaluer la qualité du forçage météorologique produit par le modèle (Fig. 9.7). Au niveau de la station du glacier de Sarennes (altitude 3090 m), le modèle présente un biais systématique de direction du vent et tend à sur-estimer sa vitesse (sur-estimation plus marquée à 150 m que 450 m). L'écart entre les deux résolutions s'établit dès l'initialisation du modèle à 150 m le 14/02 à 15h. Il est généré par l'adaptation du champ de vent au relief fin lors des étapes d'initialisation. La sur-estimation de la vitesse pour les deux résolutions peut s'expliquer par la localisation de la station à 40 m d'une crête dans une zone où

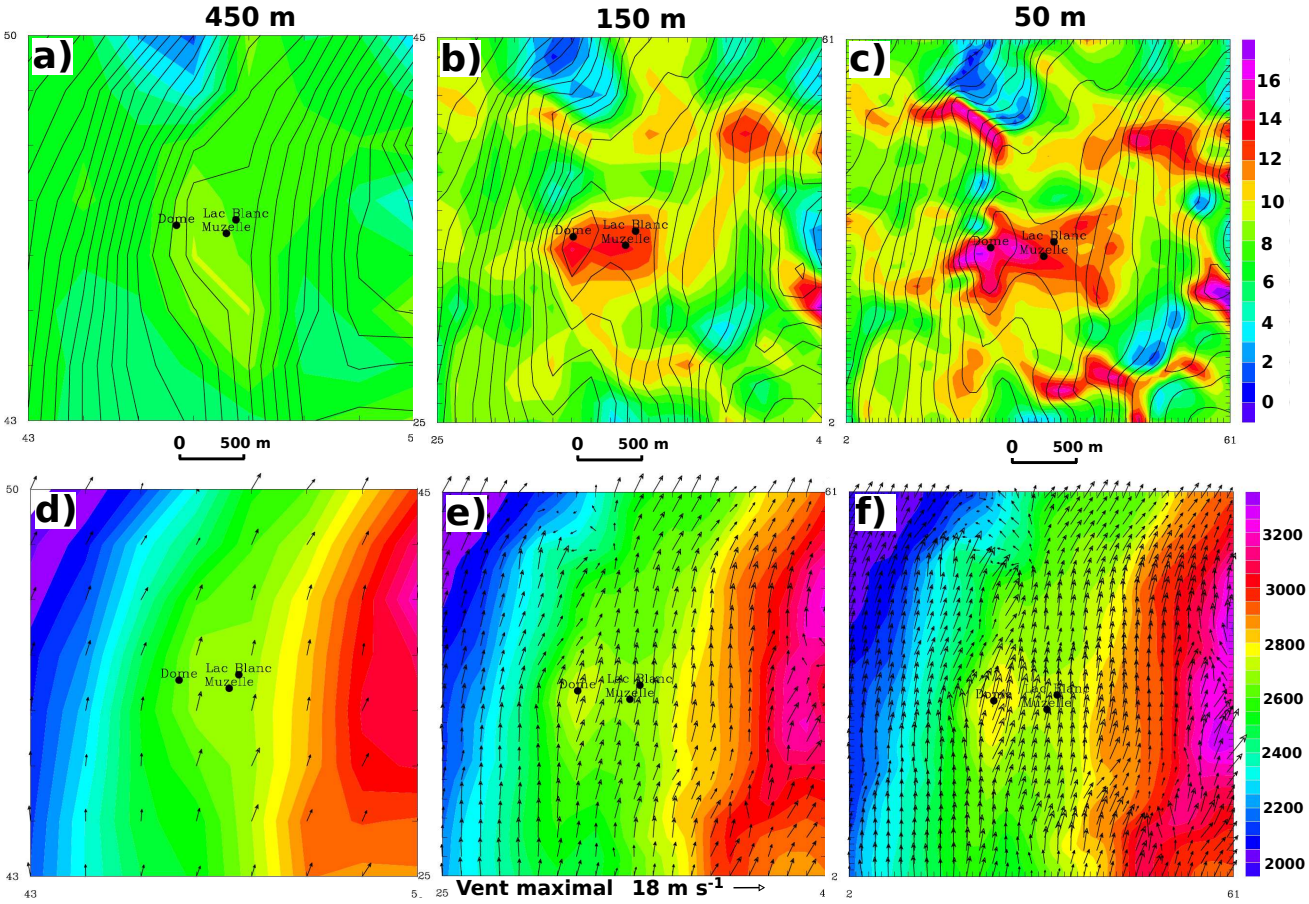
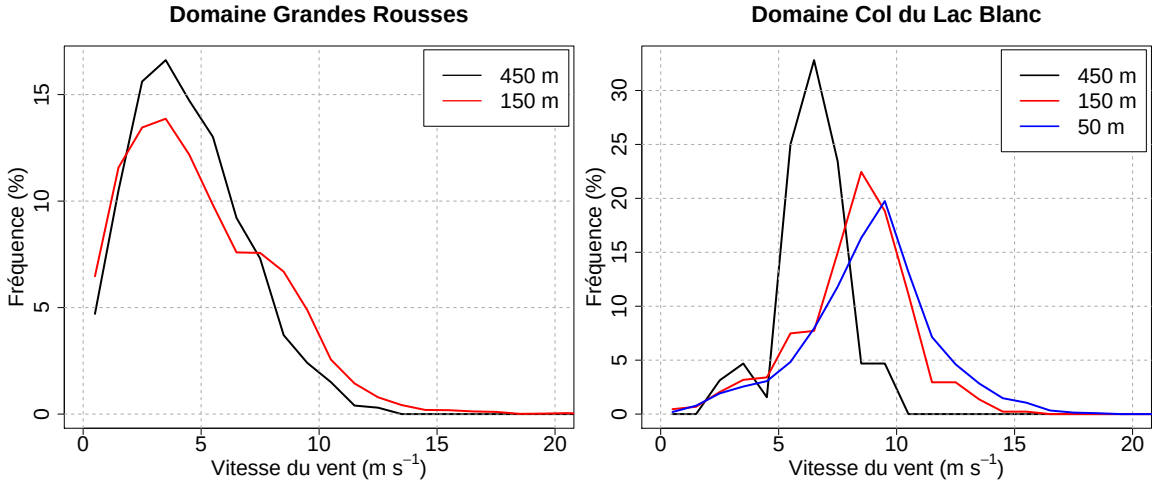


Figure 9.5 – *Module (**a**,**b** et **c**, en m s^{-1}) et direction du vent (**d**, **e** et **f**) simulés autour du Col du Lac Blanc pour 3 résolution horizontales différentes le 15/02/11 à 09h00. Pour des raisons de clarté, la figure **f** omet un vecteur vent sur deux. Les positions des 3 stations météo. automatiques sont indiquées sur chaque carte. L'orographie est représentée sous forme d'isolignes en trait continu sur **a**,**b** et **c**, et en couleur sur **d**, **e** et **f**.*



(a) Domaine Grandes Rousses **(b)** Domaine Col du Lac Blanc

Figure 9.6 – *Distribution de la vitesse du vent au premier niveau du modèle simulée le 15/02/11 à 09h sur 2 domaines de simulations en fonction de la résolution horizontale.*

la distance à la crête influe fortement sur les vitesses du vent mesurées et simulées. Par ailleurs, par vent de sud, la station est située au vent de la crête. Il est donc possible que le modèle ne représente pas certains éléments de topographie présents en aval de la crête et créant un terme de rugosité supplémentaire.

Le comportement du modèle est différent à la station du glacier de St Sorlin (altitude 2700 m). En effet, à la résolution de 450 m, le modèle tend à sous-estimer la vitesse du vent mais présente une évolution temporelle cohérente. La direction est également bien reproduite. Ce n'est plus le cas à la résolution de 150 m où le modèle simule des changements de direction du vent associés à des diminutions de vitesse du vent et de température. Ce comportement s'explique par la formation dans le modèle à 150 m d'une zone de recirculation sur la rive gauche du glacier de St Sorlin alors que la rive droite continue à être parcourue par des vents de secteur sud-ouest descendant le glacier. Cette recirculation n'est pas observée au niveau de la station automatique.

La station du Dôme des Petits Rousses illustre l'augmentation de la vitesse du vent avec la résolution horizontale à l'échelle locale (Fig. 9.7 (c)). Comme pour la station du glacier de Sarennes, la différences s'observe dès l'initialisation du modèle lors de l'adaptation du champ de vent au relief fin. Les trois résolutions reproduisent bien l'augmentation progressive du vent à partir de 15h le 14/02 avec un maximum de vitesse de vent à 09h le 15/02 pour les simulations à 150 et 50 m comme dans les observations. Cependant, les simulations à haute résolution (150 et 50 m) tendent à sur-estimer la vitesse du vent au Dôme des Petites Rousses comme pour l'épisode de nord du 18/03/11 (Fig. 8.3). A la station de la Muzelle, située à proximité immédiate du Col du Lac Blanc, la vitesse du vent est sous-estimée par le modèle à 450 m et sur-estimée par le modèle à 150 et 50 m.

La température de la masse d'air et son évolution au cours de l'épisode du 14/02 sont bien reproduites par le modèle aux différents points de mesure à l'échelle locale et à celle du massif (Fig. 9.7). L'écart simulé au Dôme des Petites Rousses entre la résolution de 450 m et celles de 150 et 50 m s'expliquent par la différence d'altitude entre les positions de la station Dôme à ces différentes résolutions (2666 m à 450 m contre 2789 m à 50 m)

Conclusion Cette partie a présenté l'analyse de l'impact de la descente d'échelle sur le forçage météorologique et l'évaluation de ce dernier. A l'échelle locale et à celle du massif, l'augmentation de la résolution horizontale se traduit par une augmentation de la vitesse du vent sur les versants au vent et au passage des crêtes ainsi que par la formation de zones de recirculation caractérisées par des vents faibles. Les différences entre résolution s'établissent dès l'initialisation du modèle lors de l'adaptation du champ de vent au relief fin. Ces résultats sont similaires à ceux obtenus par Mott et Lehning (2010) en augmentant la résolution horizontale de 50 à 5 m sur un domaine couvrant 1.7×1.4 km^2 en relief alpin. La comparaison avec les mesures des stations automatiques du haute altitude du massif des Grandes Rousses illustre la difficulté d'évaluer un modèle en zone de montagne à l'aide d'observations ponctuelles. Elle ne montre pas une amélioration des performances du modèle avec la résolution horizontale pour les quatre stations de mesure.

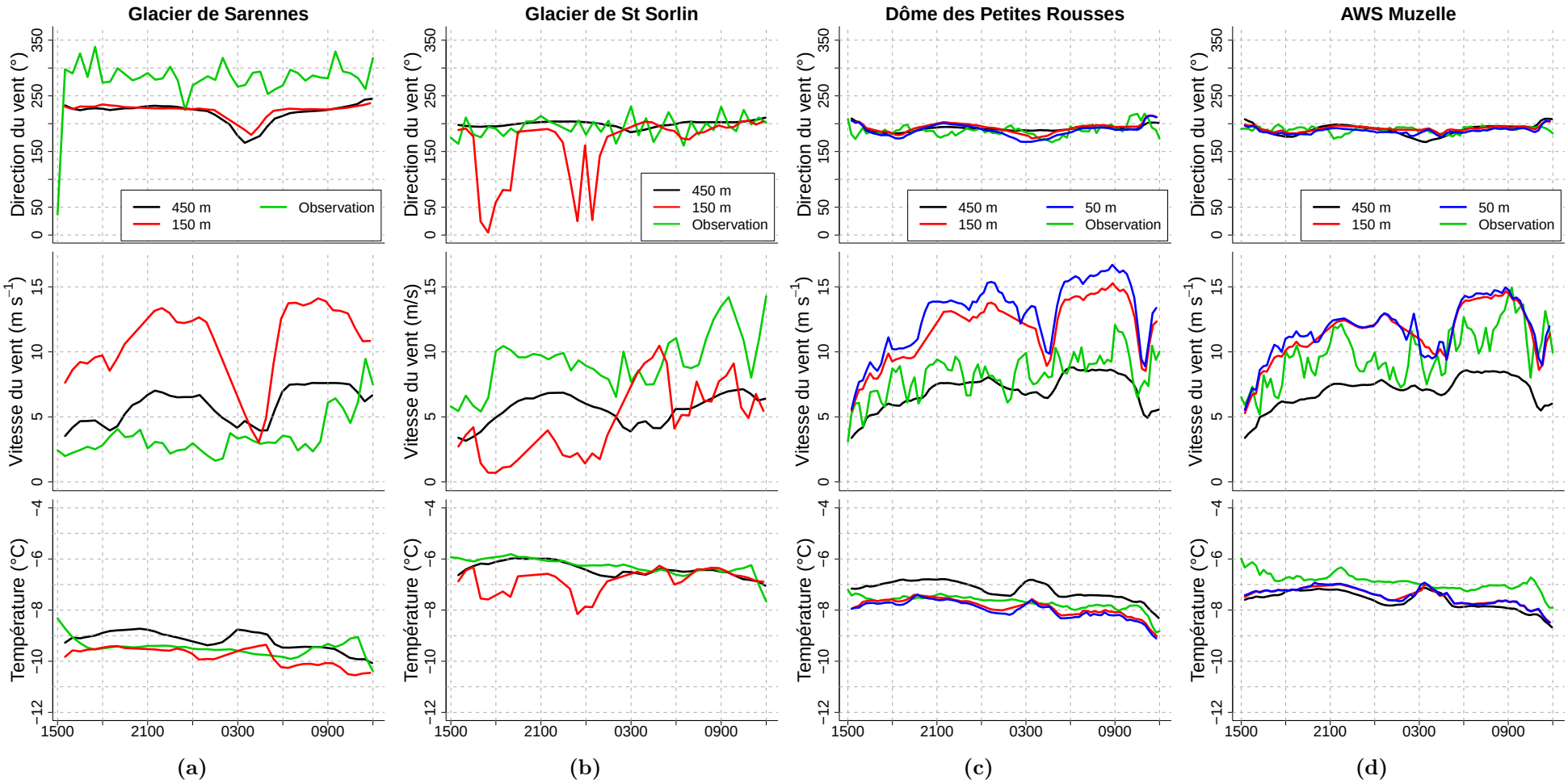


FIGURE 9.7 – *Séries temporelles de direction (Haut) et vitesse (Milieu) du vent et de température (Bas) observées et simulées à différentes résolutions horizontales pour 4 stations automatiques du massif des Grandes Rousses. Les positions de ces stations sont indiquées sur les figures 9.4 et 9.5. Merci à D. Six (LGGE) pour les données du glacier de St-Sorlin et E. Thibert (IRSTEA) pour les données du glacier de Sarennes.*

9.3.2 Précipitations

Précipitations solides dans Meso-NH Meso-NH simule explicitement le développement des nuages et les précipitations éventuelles issues de ces derniers grâce à son schéma de micro-physique nuageuse. Pour la phase glacée, il repose sur le modèle développé par Pinty et Jabouille (1998) qui tient compte de trois hydrométéores glacés au sein du nuage : la glace primaire, les agrégats neigeux (notés neige dans la suite de cette section) et le graupel. Ces trois espèces se distinguent par leur mécanismes de formation et d'évolution qui conduisent à des cristaux glacés de taille et de forme variable. Outre leur évolution thermodynamique, ces hydrométéores sont en mouvement au sein de l'atmosphère. Ils sont ainsi advectés par le vent moyen et sédimentent à travers la colonne atmosphérique. Leur propriétés aérodynamiques variables conduisent à des différences de vitesse de chute. Ainsi, la glace primaire sédimente à une vitesse négligeable devant celles de la neige puis du graupel qui composent les précipitations solides tombant à la surface. Le total de ces précipitations est ensuite transmis à Crocus qui les intègre dans le manteau neigeux existant ou crée une nouvelle couche de neige. Si le transport de la neige est activé dans Meso-NH/Crocus et si les conditions de vent sont favorables, cette nouvelle neige peut alors être reprise par le vent et redistribuée.

Précipitations solides à l'échelle du massif La figure 9.8 (c) présente la carte de précipitations solides cumulées entre le 14/02/11 15h et le 15/02/11 12h à l'échelle du massif des Grandes Rousses pour le modèle à 150 m. Elle montre une forte variabilité spatiale et des contrastes marqués entre versants. Ainsi, les versants Sud et Ouest du massif montrent un gradient altitudinal de précipitation avec des valeurs cumulées passant de 5 mm à 2100 m d'altitude à 35 mm à 3200 m. Ces précipitations sont constituées de neige formée dans le nuage par soulèvement orographique au passage de la barrière des Grandes Rousses (Fig. 9.8 (a)).

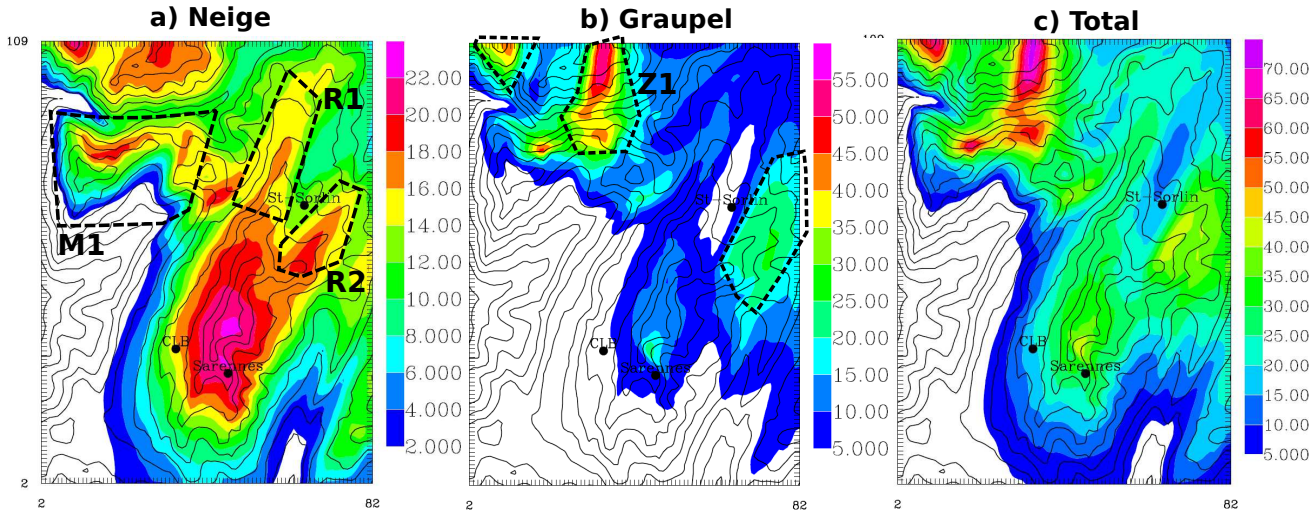


Figure 9.8 – *Précipitations solides cumulées (mm) simulées par Meso-NH sur le massif des Grandes Rousses à une résolution horizontale de 150 m entre le 14/02/11 15h et le 15/02/11 12h pour la simulation CTRL. Les cartes (**a**) et (**b**) montrent les contributions respectives des précipitations de neige et de graupel (en mm) au total des précipitations solides (**c**).*

La situation est plus contrastée pour les autres versants du massif où l'altitude joue un rôle

moins important. Les cartes 9.8 (a) et (b) permettent d'identifier deux sources d'hétérogénéités. La première réside dans le champ de précipitation cumulée de neige. La montagne M1 (cadre pointillé sur la figure 9.8 (a)), orientée suivant un axe Est-Ouest, montre un maximum de précipitation situé sur le versant Nord (sous le vent) alors que le versant Sud (au vent) ne reçoit des précipitations qu'en quantité limitée. La limite de précipitation supérieure à 5 mm se situe ainsi à environ 1900 m en versant Sud contre 1400 m en versant Nord. Des résultats similaires ont été obtenus dans des études idéalisées qui montrent que, pour des montagnes d'extension horizontale limitée (2 km), le maximum de précipitation est obtenu sur le versant sous le vent, en particulier en situation de chute de neige et de vent fort (Carruthers et Choularton, 1983; Choularton et Perry, 1986). Les deux rives du glacier de St Sorlin (cadres R1 et R2, Fig. 9.8 (a)) reçoivent également des précipitations plus marquées que le centre du glacier. Cette différence s'explique par le développement préférentiel de nuages dans l'axe du relief des rives R1 et R2.

La seconde source d'hétérogénéité des précipitations solides provient du champ de précipitations cumulées du graupel. Celui-ci présente des valeurs maximales plus importantes que pour la neige (cadres pointillés, Fig. 9.8 (b)) et une répartition spatiale plus contrastée. Le graupel se forme dans le nuage par collecte de gouttelettes et de gouttes surfondues par les cristaux de glace primaire ou de neige lorsque ceux-ci atteignent une taille critique. Il est aussi formé suite au givrage de la neige et croît par dépôt de vapeur ou accrétion de gouttes de pluie. L'analyse détaillée des processus conduisant à la formation de zones d'accumulation maximale du graupel (cadres pointillés, Fig. 9.8 (b)) n'a pas été menée dans le cadre de cette étude. On peut néanmoins mentionner que les dépôts de la zone Z1 (Fig. 9.8 (b)) sont issus de l'intensification de la formation du graupel au passage de la crête de la montagne M1 dans un nuage stratiforme s'étendant entre 2000 et 6000 m à l'Ouest du massif des Grandes Rousses.

La figure 9.9 montre la carte de hauteur de neige cumulée au cours de cet épisode pour la simulation CTRL et la compare avec celle mesurée par 4 postes nivologiques de la station de l'Alpe d'Huez. Cette comparaison fournit une estimation indirecte de la qualité du champ de précipitations solides simulé (Fig. 9.8 (c)) qui présente des structures spatiales similaires à celles du champ de différence de hauteur de neige. En effet, la hauteur de neige est calculée par Crocus à partir des précipitations solides fournies par Meso-NH et de la masse volumique de la neige fraîche (Pahaut, 1976). Crocus tient également compte du tassement des couches de neige récente. Les observations de hauteur de neige se limitent au versant Sud-Ouest du massif du Grandes Rousses où les précipitations sont gouvernées par un gradient altitudinal. Elles montrent que le modèle tend à sous-estimer les précipitations solides dans la tranche d'altitude 1700-2000 m. Une discussion plus avancée est rendue difficile par le manque de stations d'observations. En haute altitude, la mesure des précipitations solides est perturbée par le vent qui réduit l'efficacité de captage des pluviomètres (e.g. MacDonald et Pomeroy, 2007) et rend inexploitable les mesures collectées au Col du Lac Blanc. Nos observations sur le terrain nous ont tout de même permis d'estimer qu'il est tombé entre 10 et 15 cm de neige autour du site au cours de cet épisode. Cette valeur est en accord avec la différence de hauteur de neige simulée par Crocus au Col.

Précipitations solides à l'échelle locale La figure 9.10 illustre la contribution de la neige et du graupel au total des précipitations solides autour du Col du Lac Blanc et permet d'évaluer

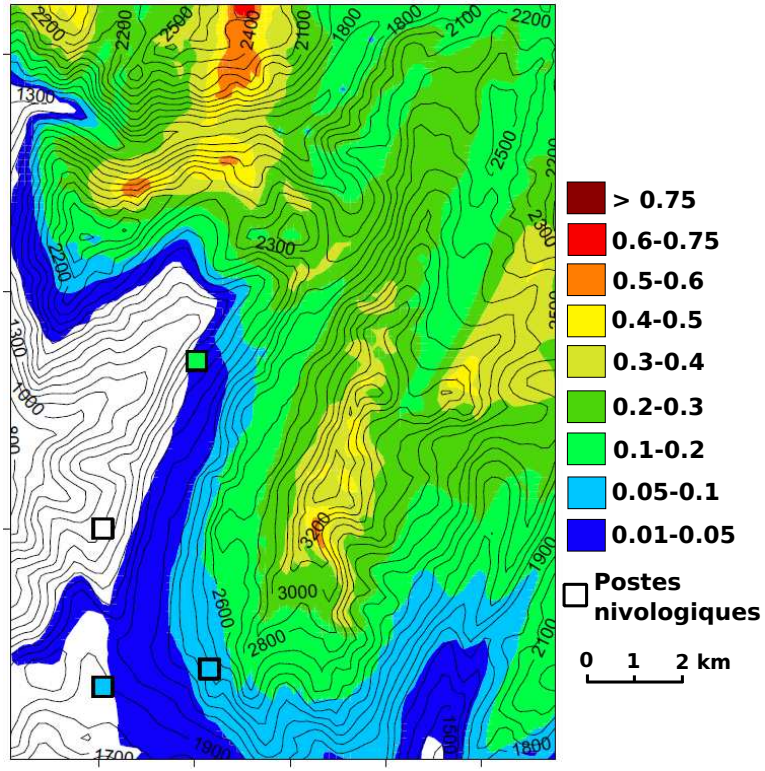


Figure 9.9 – *Différence de hauteur de neige (m) simulée par Meso-NH/Crocus sur le massif des Grandes Rousses à une résolution horizontale de 150 m entre le 15/02/11 12h et le 14/02/11 15h pour la simulation CTRL. Les différences de hauteur de neige mesurées par les 4 postes nivologiques de la station de l'Alpe d'Huez figurent également sur la carte. Elles ont été relevées entre le 15/02/11 12h et le 14/02/11 12h. Aucune chute de neige n'a été observée entre le 14/02/11 12h et le 14/02/11 15h par les observateurs présents sur le site du Col du Lac Blanc.*

l'impact de l'augmentation de la résolution horizontale de 150 à 50 m. Cette augmentation influe peu sur les précipitations solides cumulées autour du Col. Ainsi, le cumul moyen est de 18.9 mm pour les deux résolutions. Le graupel représente 28 % de ce cumul total pour le résolution de 50 m et 24 % pour la résolution de 150 m. Les structures spatiales sont également similaires avec une augmentation de la précipitation cumulée suivant le gradient Ouest-Est d'altitude qui explique 90 % de la variance observée dans le champ de précipitations solides à 150 et 50 m. Il semble donc que, pour cet épisode de transport, dans une zone où le champ de précipitations solides est contrôlée par l'altitude, l'augmentation de la résolution horizontale ne change pas significativement le cumul moyen ni la structure spatiale de ces précipitations.

Lehning et al. (2008) ont introduit le concept de déposition préférentielle des précipitations comme une source de variabilité du couvert neigeux en zone de montagne. Elle se définit comme la modification du dépôt des chutes de neige induite par l'écoulement de l'air près de la surface en relief complexe. D'après ce concept, les vitesses plus élevées du vent associées à des vitesses verticales positives sur les versants au vent réduisent la vitesse de dépôt des particules de neige. Cette vitesse réduite entraîne une augmentation de la concentration en particules de neige dans la masse d'air transportée en direction de la crête. Après le franchissement de celle-ci, la masse d'air entre dans une zone où les vitesses de dépôt sont plus importantes (vitesses du vent plus faibles associées à des vitesses verticales négatives). L'effet combiné de l'augmentation de la vitesse de

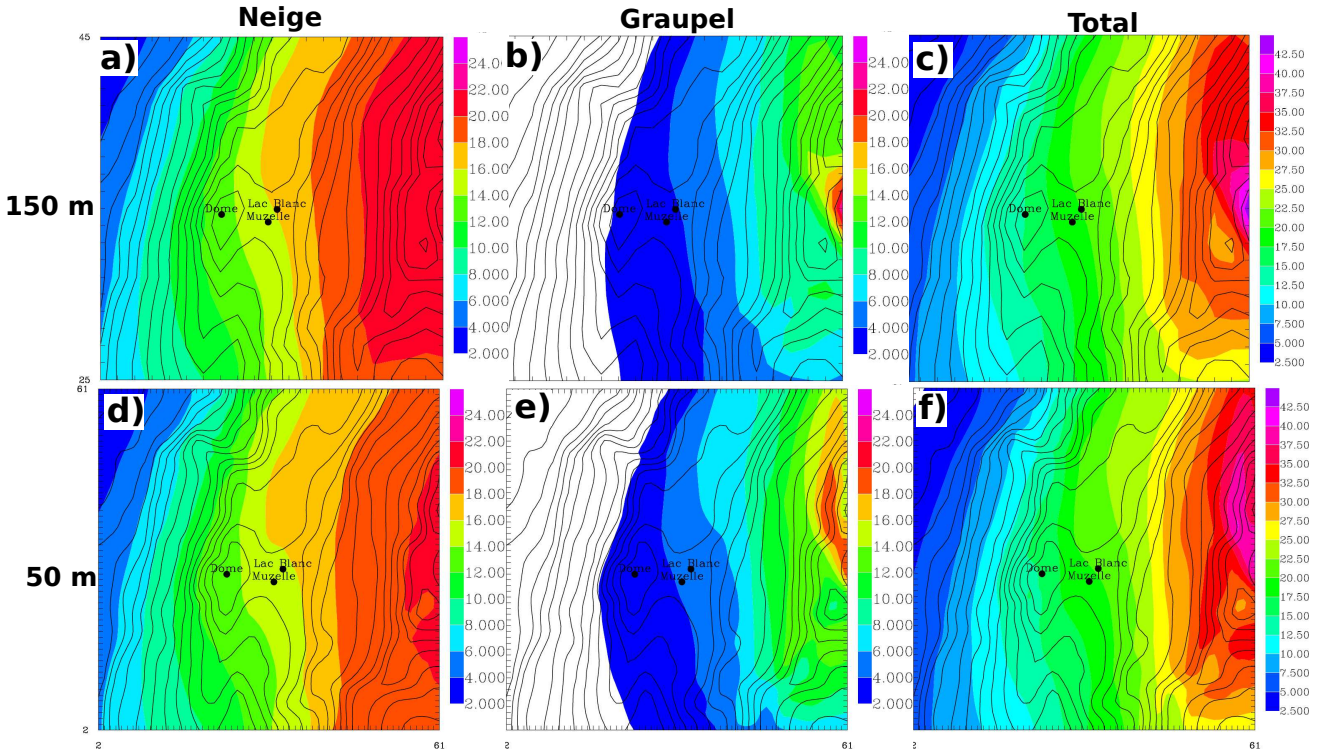


Figure 9.10 – *Précipitation solides totales simulées par Meso-NH (simulation CTRL) autour du Col du Lac Blanc entre le 14/02/11 15h et le 15/02/11 12h pour 2 résolutions horizontales : 150 m (**c**) et 50 m (**f**). Les cartes **a**, **b**, **d** et **e** montrent les contributions respectives des précipitations de neige et de graupel au total des précipitations solides pour les 2 résolutions horizontales considérées.*

dépôt et de la concentration dans la masse d'air conduit à une augmentation du dépôt de neige sur les versants sous le vent. Ce processus est responsable de la formation des dépôts de neige à l'échelle du versant (Mott et al., 2010) et est actif à une résolution horizontale de 50 m (Mott et Lehning, 2010). Il s'observe quelle que soit la vitesse du vent et non à partir d'une vitesse seuil comme pour le transport en saltation ou en suspension turbulente. Dadic et al. (2010b) ont d'ailleurs proposé une paramétrisation de la déposition préférentielle ne dépendant que des vitesses horizontales et verticales du vent près de la surface.

A l'échelle locale, les champs de vent simulés près de la surface à 150 et 50 m (Fig. 9.5 (b) et (c)) montrent des contrastes marqués en fonction des structures topographiques (dôme, crête, dépression, rupture de pente, ...). Il en est de même pour les champs de vitesse verticale près du sol (non présentés). Ces structures spatiales ne s'observent pas dans les champs de précipitations solides cumulées qui sont contrôlés principalement par l'altitude. Pour cet épisode, la déposition préférentielle des précipitations ne semble donc pas jouer un rôle prépondérant dans la distribution spatiale des précipitations à l'échelle locale. Les versants sous le vent ne montrent pas de sur-accumulation de neige et le renforcement des contrastes de vitesses entre versant au vent et sous le vent en passant de 150 à 50 m ne se traduit pas par un changement de la distribution spatiale des précipitations. En revanche, à l'échelle du massif, la montagne M1 (Fig. 9.8) génère un champ de précipitation solide dont la structure spatiale est en accord avec le concept de déposition préférentielle.

Conclusion Meso-NH simule explicitement la formation des hydrométéores glacés, leur advection par le vent moyen et leur sédimentation à travers la colonne atmosphérique à l'origine des précipitations solides en surface (neige + graupel). A l'échelle du massif, leur distribution spatiale est hétérogène à la résolution de 150 m. Sur les versants Sud et Ouest (au vent), les précipitations solides cumulées sont gouvernées par l'altitude. Le franchissement du relief conduit à une intensification des précipitations avec des maxima locaux sur les versants Nord et Est (sous le vent). Le graupel est le principal responsable des hétérogénéités spatiales de la précipitation solide totale. La validation de la distribution spatiale de ce champ et des processus physiques à l'origine de sa variabilité n'est que partielle par manque de points de mesure sur les différents versants du massif.

Autour du Col du Lac Blanc, à l'échelle locale, l'altitude explique 90 % de la variance du champ de précipitations cumulées à 150 et à 50 m de résolution. Les contrastes de vitesse de vent à 150 m et leur intensification entre versants au vent et sous le vent en passant à 50 m ne jouent qu'un rôle secondaire dans la distribution spatiale des précipitations. La déposition préférentielle des précipitations n'apparaît donc pas comme une source de variabilité spatiale importante à l'échelle locale pour l'épisode des 14 et 15 février 2011. En revanche, à l'échelle du massif, certains versants présentent des structures spatiales en accord avec le concept de déposition préférentielle. Elles sont générées en fonction de la position du nuage par rapport au relief.

9.4 Transport de la neige par le vent

9.4.1 Redistribution de la neige à l'échelle du massif

La neige redistribuée lors de l'épisode de transport des 14 et 15 février 2011 provenait uniquement de la précipitation neigeuse en l'absence de neige mobilisable à la surface du manteau neigeux initial. La carte 9.11 montre comment la prise en compte du transport de la neige par le vent conduit à réduire les accumulations de neige dans certaines zones (de couleur rouge sur la carte) et à créer au contraire des zones de sur-accumulations (en bleu sur la carte). Les structures en résultant permettent de clairement identifier les crêtes et arêtes du massif des Grandes Rousses, siège d'accélérations marquées du vent (Fig. 9.4). Les échanges de neige les plus intenses sont simulés au niveau des zones associées à des maxima locaux de vitesse du vent (Fig. 9.4). on remarque par exemple que le Col du Lac Blanc est le siège d'échanges de neige entre son versant Sud et son versant Nord. Les structures simulées par le modèle à 150 m correspondent à ce qui est qualitativement attendu mais il cependant difficile d'évaluer quantitativement la qualité de la simulation de la redistribution de la neige à la résolution de 150 m.

La prise en compte du transport constitue une source de variabilité spatiale supplémentaire du couvert neigeux. Ainsi, sur les versants Ouest et Sud du massif des Grandes Rousses, l'orientation des pentes s'ajoute à l'altitude comme facteur de contrôle de l'accumulation neigeuse. Le transport renforce également les contrastes entre versant Sud et Nord de la montagne M1 (Fig. 9.8 (a)), initialement générés par une différence de précipitation. L'extension de la sur-accumulation est cependant différente. En effet, le transport est actif à proximité immédiate de la crête (bande d'altitude : 2200-2500 m) alors que la figure 9.8 (a) montre que les précipitations génèrent une

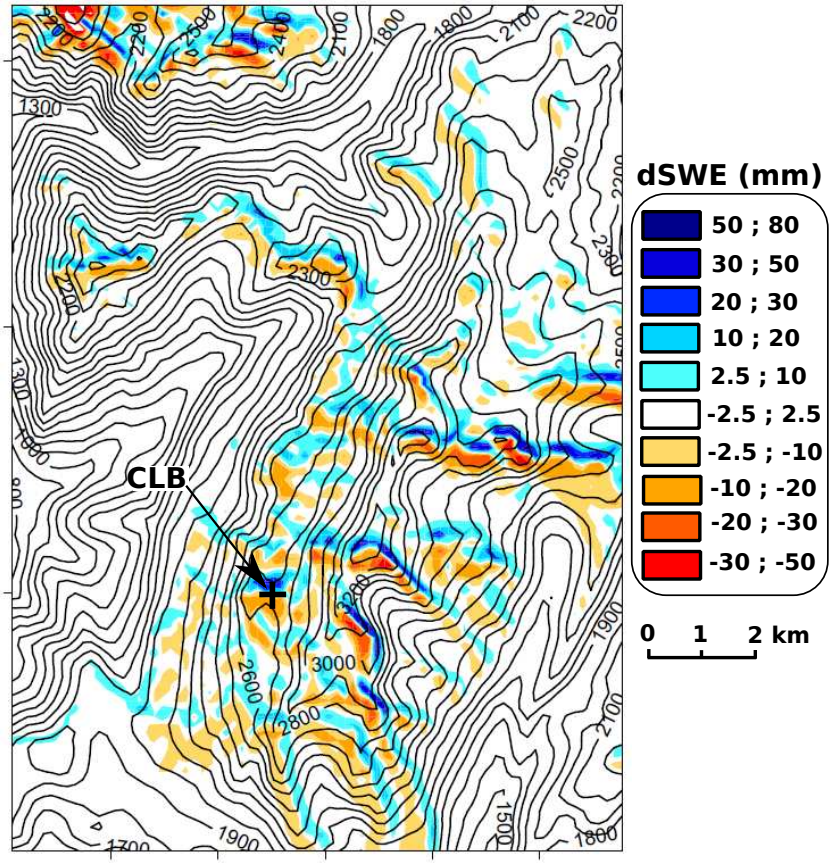


Figure 9.11 – *Différence de SWE (mm) entre les simulations TRANS et CTRL le 15/02/11 à 12h. Les zones en bleue désignent les zones de sur-accumulation de la neige créées par le transport alors que celles en rouges correspondent aux zones où les chutes de neige ne se sont pas accumulées et ont été reprises par le vent.* ***CLB*** *indique la position du Col du Lac Blanc.*

sur-accumulation couvrant l'intégralité du versant Nord (1800-2400 m).

9.4.2 Transport de la neige à l'échelle locale

Flux de particules de neige Les trois SPC (cf Chap. 4) ont mesuré en continu les flux de particules transportées au cours cet épisode. Afin de comparer ces flux à ceux simulés par le modèle, une méthode de classification des profils verticaux de flux en fonction de la vitesse du vent a été appliquée. Elle a déjà été utilisée aux sections 6.3 et 8.3.2 et consiste à classer les profils verticaux de flux mesurés par les SPC dans 5 catégories de vent à 2 m (de 8 à 12 m s^{-1} par pas de 1 m s^{-1}). La même classification a été appliquée aux données simulées et des profils moyens ont été calculés pour chaque catégorie. La figure 9.12 présente la comparaison entre profils moyens simulés et profils observés pour chaque catégorie de vitesse de vent. Les flux mesurés par les SPC incluent la contribution des particules de neige précipitantes, transportées dans la masse d'air. Cette contribution s'observe surtout au niveau du SPC Fixe situé entre 3.2 et 3.5 m de hauteur pour des vitesses de vent de 8 et 9 m s^{-1}. On remarque alors que le profil vertical de flux s'éloigne du profil en loi puissance rencontré en situation de transport pur sans chute de neige (Fig. 8.8). Afin d'inclure cet effet pour les flux simulés, les flux de particules précipitantes (neige+graupel)

simulés par le modèle ont été ajoutés aux flux de particules en suspension lors du calcul du profil vertical moyen. Pour cela, les concentrations en neige et graupel au premier niveau de Meso-NH ont été considérés constante sur la verticale dans Canopy.

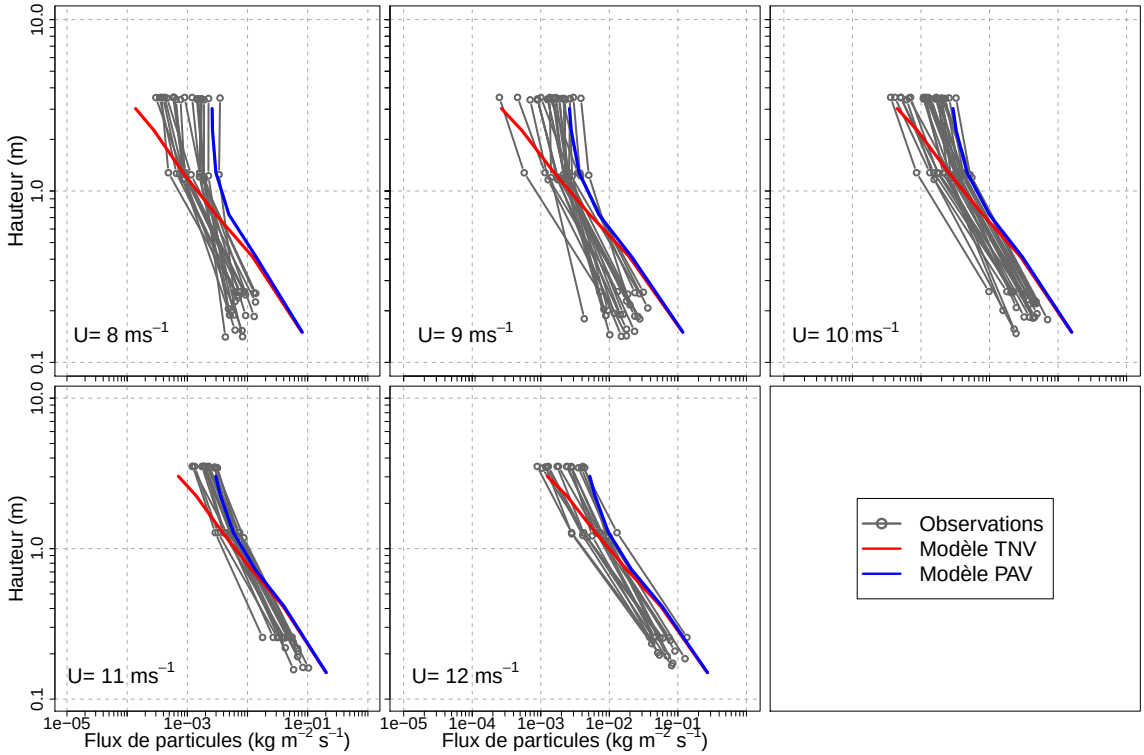
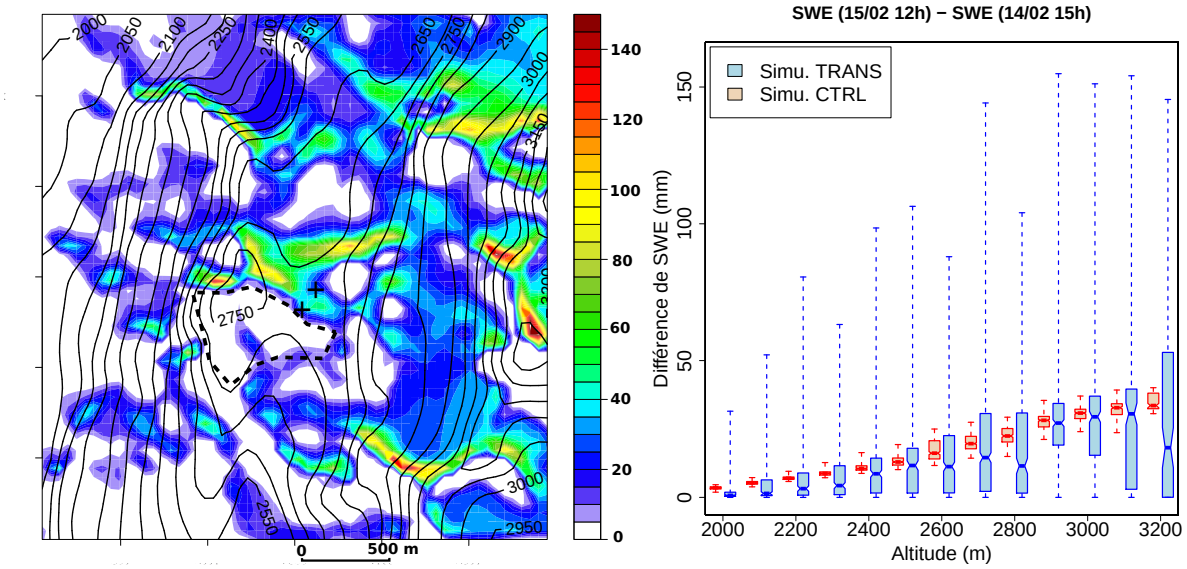


Figure *9.12* – *Profils verticaux de flux de particules simulés par Meso-NH/Crocus et observés par les SPC pour 5 catégories de vent à 2 m. Modèle TNV désigne les flux de particules de neige en suspension seuls alors que modèle PAV désigne le flux total de particules de neige incluant la contribution de la précipitation simulée dans le modèle.*

Les flux simulés incluant la contribution des précipitations (courbes bleues) prennent entre 1 et 3.5 m des valeurs figurant dans la partie supérieure du spectre de celles mesurées pour chaque catégorie de vitesse de vent. En revanche, à proximité du sol, le modèle tend à sur-estimer les flux de particules de neige constitués majoritairement de particules en suspension turbulente. Cette sur-estimation se réduit lorsque la vitesse du vent augmente. Elle peut être associée à une mauvaise estimation de la concentration de particules en saltation qui se transmet ensuite à la couche de suspension turbulente. La paramétrisation de la saltation dans le modèle est basée sur la formulation de Sørensen (2004) adaptée au transport de la neige (Sect. 5.3.2) et nécessite certainement des ajustements. Par ailleurs, au cours de cet épisode, la vitesse seuil de transport à 5 m simulée par Crocus varie entre 5 et 7 m s^{-1} alors que le SPC du Bas permet d'établir un seuil de transport valant environ 7 m s^{-1}. Ce constat illustre une limitation de la paramétrisation établie au chapitre 3 qui donne les caractéristiques des grains de neige fraîche (dendricité, sphéricité) en fonction de la vitesse du vent. Enfin, l'influence de la forme non-sphérique des particules de neige en suspension mise en valeur à la section 4.4.5 peut expliquer la différence entre la pente moyenne du profil vertical de flux simulée et celle observée entre 0.1 et 1 m pour les vitesses de vent comprises entre 8 et 10 m s^{-1}.

Redistribution de la neige autour du Col du Lac Blanc La figure 9.13 (a) montre la carte de différence de SWE simulée par le modèle à une résolution de 50 m lorsque le transport de la neige est activé. Cette carte montre la présence de vastes zones exposées au vent où la neige ne s'accumule pas. C'est par exemple la cas du versant Sud du Dôme des Petites Rousses et du Sud du Col du Lac Blanc (cadre pointillé, Fig. 9.13 (a)). Les ruptures de pente, situées sous le vent de ces vastes zones d'érosion, entraînent un ralentissement du vent (Fig. 9.5 (c)) et sont donc le siège de l'accumulation de la neige érodée qui vient s'ajouter aux précipitations. L'extension spatiale de ces zones de sur-accumulation est généralement moins grande que celle des zones d'érosion et les dépôts qui s'y forment peuvent donc être importants (jusqu'à 150 mm à proximité des crêtes bordant l'Est du domaine de simulation).



(a) **(b)**

FIGURE *9.13* – ***(a)*** *Carte de différence de SWE, Δ_{SWE} (en mm), entre le 15/02 12h et le 14/02 15h simulée par Meso-NH/Crocus à une résolution horizontale de 50 m (simulation TRANS).* ***b*** *Diagramme en boîte montrant l'évolution de Δ_{SWE} en fonction de l'altitude (bande de 100 m) pour les simulations TRANS et CTRL.*

On peut estimer que le modèle tend à sur-estimer l'extension spatiale des zones où la neige ne s'accumule pas. Mott et Lehning (2010) ont également trouvé qu'à une résolution de 50 m, leur modèle ne simule pas d'accumulation de neige sur les versants au vent. Ceux-ci reçoivent plus de neige lorsque la résolution horizontale augmente et que le micro-topographie du terrain est mieux résolue. Par ailleurs, Meso-NH/Crocus sur-estime les flux de particules de neige à proximité de la surface pour cet épisode de transport (Fig 9.12). La comparaison avec la carte de différence de hauteur de neige mesurée par laser terrestre (Fig. 4.22 (a)) n'est pas présentée car elle ne permet pas de discuter ce point. En effet, les dépôts de neige résultant de l'épisode du 14 février ont une structure spatiale inférieure à celle de la maille du modèle à 50 m comme pour l'épisode de transport du 18 mars 2011 (Sect. 8.3.3).

L'analyse par bandes d'altitude de la figure 9.13 (b) montre que, dans la simulation CTRL, l'altitude contrôle l'accumulation de neige autour du Col du Lac Blanc et confirme ainsi le constat

établi en 9.3.2 (Fig. 9.10 (f)). La prise en compte du transport (simulation TRANS) introduit une source de variabilité supplémentaire. La valeur moyenne des dépôts continue à augmenter avec l'altitude mais la variabilité augmente sensiblement au sein de chaque bande d'altitude, si bien que le transport de la neige devient la source principale d'hétérogénéité des accumulations de neige. L'altitude n'explique plus que 16 % de la variance observée dans la distribution de différence de SWE pour la simulation TRANS contre 90 % pour la simulation CTRL. Il faut cependant noter que l'influence du transport est certainement sur-estimée dans la simulation TRANS (Fig 9.12).

Impact de la résolution horizontale La simulation du transport à l'échelle du massif à une résolution horizontale de 150 m a permis d'identifier la formation de structures typiques d'érosion et de sur-accumulation dont la localisation est en accord avec ce qui est qualitativement attendu (Sect. 9.4.1). Cependant, il est difficile d'évaluer directement les capacités du modèle à 150 m en terme de redistribution de la neige. La comparaison avec les sorties du modèle à 50 m autour du Col du Lac Blanc permet de proposer une première estimation de la reproduction de la variabilité du manteau neigeux par le modèle à 150 m et de quantifier l'impact de l'augmentation de la résolution (Fig. 9.14).

La comparaison des cartes 9.14 (a) et (c) montre que le modèle à 50 m représente une redistribution de la neige plus marquée que le modèle à 150 m. Cette différence s'explique par l'augmentation des contrastes de vitesse de vent entre les versants au vent et sous le vent en passant de 150 à 50 m (Fig. 9.5). La distribution de différence de SWE dans le modèle à 150 m (Fig. 9.14 (d)) est centrée autour de 0 et présente une dispersion plus faible que le modèle à 50 m.

La moyenne du résultat du modèle à 50 m sur la grille à 150 m permet d'obtenir la carte 9.14 (b). Elle montre que le modèle à 150 m reproduit correctement la localisation des zones d'érosion et d'accumulation identifiables à cette résolution, sans toutefois représenter correctement les extrema de la distribution de différence de SWE (Fig. 9.14 (d)).

9.5 Conclusion du chapitre

Ce chapitre a présenté la première simulation par Meso-NH/Crocus d'un épisode de transport de neige par le vent simultané à une chute de neige. L'épisode des 14 et 15 février 2011 a été sélectionné et simulé. Contrairement aux utilisations précédemment décrites du modèle, l'initialisation et le forçage atmosphérique à haute résolution ont été produits à l'aide d'une méthode de descente d'échelle dynamique reposant sur trois domaines de simulation imbriqués (résolution horizontale de 450, 150 et 50 m), les deux derniers domaines étant couplés selon un *nesting one way*. Deux jeux de simulations ont alors été produits : le premier, dît de contrôle, ne tient pas compte du transport de le neige par le vent alors que ce processus est activé dans le second aux résolutions horizontales de 150 et 50 m.

Le forçage atmosphérique est sensible à la résolution horizontale du modèle. A l'échelle locale et à celle du massif, l'augmentation de cette résolution se traduit par une augmentation de la vitesse du vent sur les versants au vent et au passage des crêtes ainsi que par la formation de zones

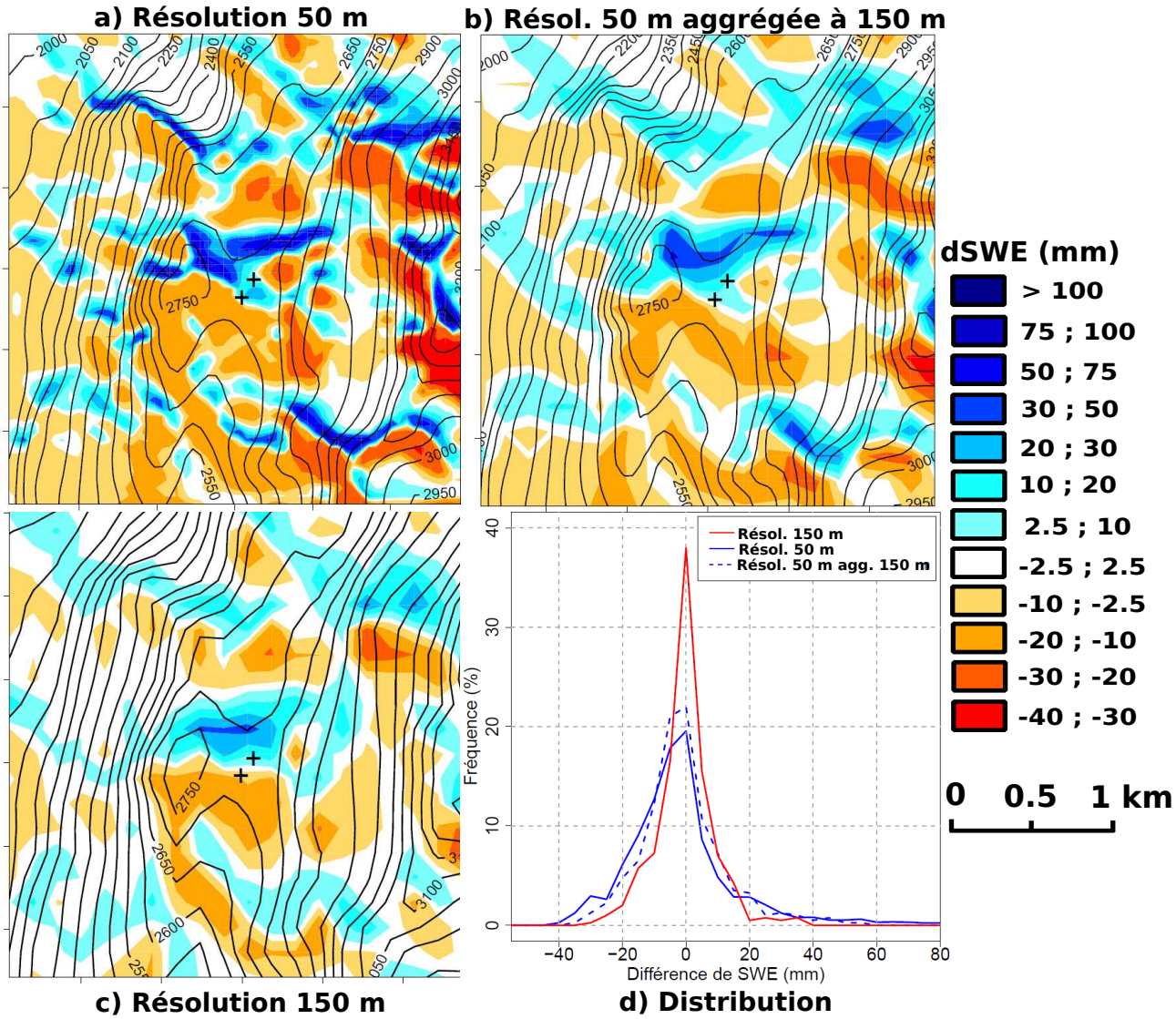


Figure 9.14 – *Cartes de différence entre le SWE (en mm) final (15/02 12h) de la simulation TRANS et celui de la simulation CTRL à plusieurs résolutions horizontales : modèle à 50 m (**a**), modèle à 50 m dont le résultat est moyenné à 150 m (**b**) et modèle à 150 m (**c**). (**d**) est un histogramme de la distribution des différences de SWE pour les différentes résolutions horizontales considérées.*

de recirculation caractérisées par des vents faibles. Les différences entre résolution s'établissent dès l'initialisation du modèle lors de l'adaptation du champ de vent au relief fin. Autour du Col du Lac Blanc, une résolution de 150 m est nécessaire pour reproduire les principales structures de l'écoulement. Le passage de 150 à 50 m renforce les contrastes de vitesse de vent apparaissant à 150 m. La comparaison avec des observations ponctuelles ne montrent cependant pas d'amélioration des résultats avec l'augmentation de la résolution et illustre la difficulté d'évaluer quantitativement la qualité d'un champ de vent simulé en zone de relief alpin.

Les précipitation solides (neige plus graupel) sont explicitement simulées par le schéma de microphysique nuageuse de Meso-NH. A l'échelle du massif des Grandes Rousses, les hétérogénéités spatiales du champ de précipitation sont créées par des processus de microphysique nuageuse. Des maxima locaux apparaissent ainsi sur les versant Nord et Est après le franchissement des crêtes. Le graupel est le principal responsable de ces hétérogénéités. Cependant, ce champ de précipitation

ne peut être que partiellement évalué par manque de points de mesure sur les différents versants du massif. Autour du Col du Lac Blanc, l'altitude explique 90 % de la variance du champ de précipitations cumulées. Les contrastes de vitesse de vent à 150 m et leur intensification entre versants au vent et sous le vent en passant à 50 m ne jouent qu'un rôle secondaire dans la distribution spatiale des précipitations. La déposition préférentielle des précipitations (Lehning et al., 2008) n'apparaît donc pas comme une source de variabilité spatiale importante à l'échelle locale pour l'épisode des 14 et 15 février 2011. En revanche, à l'échelle du massif, les accumulations de neige sur certains versants présentent des structures spatiales en accord avec le concept de déposition préférentielle. Elles sont générées en fonction de la position du nuage par rapport au relief.

La prise en compte du transport de la neige par le vent modifie la distribution spatiale du couvert neigeux. A l'échelle du massif, le modèle à 150 m présente des structures qui sont en accord avec ce qui est qualitativement attendu : redistribution de la neige entre les versants au vent et sous le vent dont l'intensité est maximale au niveau des crêtes, sièges des vents les plus forts. La comparaison avec les sorties du modèle à 50 m autour du Col du Lac Blanc montre que le modèle à 150 m capture de manière satisfaisante la localisation des zones d'érosion et d'accumulation identifiables à cette résolution, sans toutefois représenter correctement les extrema d'érosion et de dépôt. A l'échelle locale, le modèle à 50 m simule la formation de vastes zones exposées au vent où la neige ne s'accumule pas si bien que l'altitude n'explique plus que 16 % de la variance de l'accumulation de neige. Le transport devient alors la source principale d'hétérogénéité des accumulations. Son importance est cependant sur-estimée par le modèle qui simule, entre 0.1 et 1 m, des flux de particules de neige supérieurs aux valeurs mesurées par les SPC.

Les résultats présentés dans ce chapitre constituent la première simulation d'un épisode de transport de neige par le vent en zone alpine à l'aide d'un système couplé atmosphère/manteau neigeux simulant explicitement la formation des précipitations neigeuses, leur accumulation en surface et leur reprise éventuelle en fonction des conditions de vent. Un tel système rend désormais envisageable l'étude des processus à l'origine des hétérogénéités spatiales du couvert neigeux à plusieurs échelles. Cependant, l'analyse des résultats a permis d'identifier deux sources principales d'incertitudes du modèle. La première réside dans le forçages météorologique à haute résolution produit par descente d'échelle dynamique alors que la seconde concerne les paramétrisations introduites dans le module de transport de neige par le vent développé au cours de cette thèse.

Conclusions et perspectives

L'objectif des travaux réalisés dans le cadre de cette thèse était le développement et l'évaluation d'un modèle couplé atmosphère/manteau neigeux dédié à l'étude du transport de la neige par le vent en zone de relief alpin. Pour ce faire, deux approches complémentaires ont été abordées. La première était une approche expérimentale sur le terrain visant à collecter des données d'évaluation du futur modèle de transport. La seconde était consacrée au développement à proprement parler de ce modèle reposant sur le modèle atmosphérique à échelle fine Meso-NH (Lafore et al., 1998) et sur le modèle détaillé de manteau neigeux Crocus (Brun et al., 1989, 1992; Vionnet et al., 2012a). Ces deux approches ont été finalement mises en commun lors de l'évaluation du nouveau modèle de transport Meso-NH/Crocus.

La première partie de ce travail a été consacrée à l'observation du transport de la neige par le vent autour du site de haute montagne du Col du Lac Blanc dans le massif des Grandes Rousses (Isère, France). Une base de données d'épisodes de transport couvrant dix hivers (2001-2011) a tout d'abord été utilisée pour déterminer les caractéristiques principales des épisodes de transport sur ce site. Pendant cette période, le transport de la neige a été observé pendant au moins 10.5 % du temps en hiver. Dans plus de 80 % des cas, il était simultané à une chute de neige ou se déroulait moins de 24 h après la fin des précipitations. Le contenu de la base de données a ensuite été utilisé pour évaluer les capacités du modèle Crocus (utilisé en configuration 1D, non couplé à Meso-NH) à reproduire l'occurrence des épisodes de transport. Les résultats ont montré qu'il est nécessaire de tenir compte des transformations mécaniques des grains de neige induites par le vent et que les métamorphoses thermodynamiques seules (liées à la température, au gradient de température et à la présence éventuelle d'eau liquide) ne permettent pas de reproduire une évolution réaliste de la vitesse seuil de transport. Une nouvelle paramétrisation de l'effet du vent sur les tranformations des grains de neige a donc été proposée. Elle permet au modèle d'estimer correctement les quantités de neige mobilisées au cours des épisodes de transport. De nombreuses fausses alarmes sont cependant simulées en raison du caractère uni-dimensionel de la simulation et car le base de données ne contient pas les épisodes de transport de faible intensité.

Deux campagnes de mesures intensives ont été organisées en 2011 et 2012 au Col du Lac Blanc. Elles visaient à collecter des données d"évaluation du modèle Meso-NH/Crocus. Au total, six épisodes de transport ont été documentés. Les quantités de neige transportée mesurées à l'aide de filets à neige en deux points séparés de 33 m ont permis d'illustrer la variabilité spatiale de l'intensité du transport en saltation induite par la micro-topographie. Ces filets ont une efficacité de captage d'environ 35 % en prenant comme référence les flux mesurés par des Snow Particle

Counters (SPC). Par ailleurs, l'analyse détaillée des profils verticaux de concentration de particules en suspension montre que les propriétés aérodynamiques de ces particules évoluent en cours d'épisode à cause de la fragmentation mécanique des grains sous l'action du transport. Enfin, des cartes de hauteur de neige autour du site expérimental ont été établies à l'aide d'un laser terrestre. Elles illustrent la forte variabilité spatiale de la hauteur de neige et l'effet de lissage de la topographie par le couvert neigeux. Les cartes de différence de hauteur de neige résultant d'un épisode de transport montrent la formation de zones d'érosion et de dépôt dont la localisation varie en fonction de la direction du vent. Leur extension est généralement réduite et associée à des structures topographiques de petite échelle (10-50 m).

La seconde partie de cette thèse a été consacrée au développement d'un module de transport de neige par le vent au sein du système couplé Meso-NH/Crocus. Le modèle simule le transport de la neige en saltation et en suspension turbulente. Dans l'atmosphère, la neige en suspension est représentée à l'aide d'un schéma à deux moments qui permet de rendre compte de l'évolution spatiale et temporelle de la distribution en taille des particules de neige. La prise en compte de la sublimation des particules de neige est activable en option. En surface, le modèle tient compte des propriétés de la neige fournies par Crocus et calcule le flux de particules de neige en saltation en fonction des conditions météorologiques et nivologiques. Il en résulte la simulation de l'érosion ou du dépôt de la neige en incluant les précipitations solides et les contributions du transport en saltation et en suspension turbulente. L'utilisation d'un schéma de couche limite de surface (CLS) à l'interface entre Meso-NH et Crocus s'est révélée nécessaire pour représenter les forts gradients de concentration en particules de neige près de la surface et calculer les échanges de masse entre le manteau neigeux et l'atmosphère.

Des configurations uni-dimensionnelle du modèle ont permis de réaliser plusieurs études dans un cadre de simulation contrôlé. La sensibilité du modèle à la distribution en taille des particules de neige transportée a tout d'abord été considérée. Elle montre l'importance du paramètre de forme de la loi gamma et du rayon moyen des particules dans la couche de saltation dont les valeurs ont été fixées à partir d'observations collectées au Col du Lac Blanc. L'influence la sublimation a ensuite été étudiée. Elle affecte peu les profils de concentration en nombre et en masse entre 1 et 10 m mais se traduit par une modifications des conditions dans la CLS (humidité relative dépassant 90% entre 1 et 30 m et refroidissement d'environ 0.6 K). Enfin, une comparaison entre profils verticaux de flux de particules simulés et observés au Col du Lac Blanc montrent qu'il est nécessaire d'ajuster la valeur du cœfficient de diffusion turbulente des particules de neige.

La dernière partie de cette thèse a porté sur l'évaluation de Meso-NH/Crocus en relief réel grâce aux données collectées lors de la première campagne de mesure en 2011. L'épisode de transport pur du 18 mars 2011 d'une durée de 22 heures a tout d'abord été simulé à une résolution horizontale de 50 m sur un domaine couvrant 9 km^2 centré au Col du Lac Blanc. Le forçage météorologique a été construit au pas de temps horaire afin de reproduire l'évolution de la vitesse du vent observée au Col et d'étudier la redistribution de la neige en résultant. Les résultats montrent que Meso-NH est capable de simuler, à l'échelle de 50 m, les principales structures d'un écoulement en relief complexe dont les accélérations au niveau des crêtes et la formation de zones

de recirculation. Le modèle reproduit également de manière satisfaisante les profils verticaux de vitesse de vent et de flux de particules de neige en suspension près de la surface. Ces échanges de neige créent des zones d'érosion et de dépôt qui sont qualitativement en accord avec ce qui attendu : érosion dans les zones exposées au vent et dépôt dans les zones de décroissance de la vitesse du vent. Cependant, la résolution horizontale de 50 m est insuffisante pour reproduire correctement la localisation de ces zones identifiées par laser terrestre. En effet, leur formation est gouvernée par la présence d'éléments de topographie d'échelle inférieure à 50 m.

La simulation de l'épisode du 18 mars 2011 a permis d'étudier l'impact de la sublimation des particules de neige en suspension. Elle entraîne une diminution de l'ordre de 5 % de la quantité moyenne de neige déposée au cours de cet épisode et s'accompagne d'une modification des conditions atmosphériques dans la CLS. Dans les zones exposée au transport et sous le vent de ces zones, l'humidité relative augmente de l'ordre de 5 à 9 % alors que la température potentielle diminue de 0.3 à 0.7 K. Les effets d'advection empêchent la formation d'une couche d'air proche de la saturation près de la surface contrairement aux résultats obtenus en 1D. Au cours de cet épisode de transport, la sublimation des particules de neige en suspension devient la principale source de transfert de vapeur d'eau vers l'atmosphère et représente entre 70 et 80 % de la sublimation totale (surface + neige en suspension).

Le second épisode de transport simulé est celui des 14 et 15 février 2011 qui a eu lieu simultanément à une chute de neige. L'initialisation et le forçage atmosphérique ont été produits à l'aide d'une méthode de descente d'échelle dynamique reposant sur trois domaines de simulations imbriqués (résolution horizontale de 450, 150 et 50 m). Le transport de le neige n'a été simulé que sur les domaines à 150 et 50 m. Les conditions atmosphériques (champ de vent, précipitations solides) sont sensibles à la résolution horizontale du modèle. Ainsi, son augmentation se traduit par l'intensification des contrastes de vitesse de vent entre versants au vent et sous le vent. Le champ de précipitation solide autour du Col du Lac Blanc montre que la déposition préférentielle des précipitations ne joue qu'un rôle secondaire dans la variabilité spatiale des accumulations de neige pour cet épisode de transport. En revanche, à l'échelle du massif des Grandes Rousses (résolution de 150 m), certains versants présentent des contrastes marqués d'accumulations de neige en liaison avec la dynamique atmosphérique et nuageuse. Lorsqu'il est pris en compte dans le modèle, le transport devient la principale source d'hétérogénéité des accumulations neigeuses autour du Col du Lac Blanc. La modèle à 150 m capture correctement la localisation des zones d'érosion et dépôt simulées dans le modèle à 50 m sans toutefois représenter correctement les extrema d'érosion et de dépôt. La comparaison avec les flux mesurés par les SPC montrent que le modèle sur-estime les flux de neige près du sol (0.1-1 m).

Synthèse

Le modèle Meso-NH/Crocus développé au cours de cette thèse est un modèle couplé atmosphère/manteau neigeux capable de simuler de manière interactive la redistribution de la neige par le vent en zone alpine. La validation de ce modèle a été réalisée à partir de données collectées au cours de deux campagnes de mesures hivernales organisées sur le site expérimental du Col du

Lac Blanc. Ainsi, pour la première fois, des épisodes de transport en zone de montagne ont été simulés de manière interactive à l'aide d'un modèle atmosphérique. Les travaux menés dans cette thèse ont donc permis d'apporter des réponses aux questions posées à la fin de la section 1.4.3. Ces questions et les réponses associées sont détaillées dans la suite de cette section.

1- La simulation interactive du transport permet-elle de prendre en compte explicitement les rétroactions sur la dynamique de la couche limite (sublimation des particules par exemple) ? La structure actuelle de Meso-NH/Crocus permet de tenir compte de certaines de ces rétro-actions. Ainsi, la simulation de l'épisode de transport du 18 mars 2011 a permis de quantifier les effets de la sublimation des particules de neige. La perte de neige associée a tout d'abord été calculée avant de s'intéresser aux rétroactions sur la CLS (diminution de la sublimation de surface et augmentation de la stabilité). La structure du modèle rend également envisageable la prise en compte future de effets de la présence des particules en suspension sur la turbulence atmosphérique (Bintanja, 2000a; Gallée et al., 2001).

2- Comment le couplage explicite du modèle atmosphérique à un modèle détaillé de manteau neigeux améliore-t-il la représentation des processus d'érosion et d'évolution des grains de neige sous l'action du transport ? Meso-NH a été couplé au modèle détaillé de manteau neigeux Crocus qui simule la stratigraphie fine du manteau neigeux. Cela permet d'avoir accès à des grandeurs indispensables pour la simulation du transport : vitesse seuil de transport et quantités de neige mobilisable. L'utilisation d'un tel modèle de manteau neigeux nécessite cependant tenir compte des transformations mécaniques induites par le transport afin de simuler une évolution réaliste de l'état de surface du manteau neigeux. Ces transformations sont prise en compte de manière simplifiée dans la version actuelle de Meso-NH/Crocus. Par ailleurs, une procédure d'initialisation adaptée est requise lorsque le transport de le neige par le vent est simulé sur un domaine caractérisé par un manteau neigeux initial hétérogène. Une solution proposée dans cette thèse consiste à extraire, à la date de la simulation de l'épisode de transport en mode couplé, le manteau neigeux issu d'une simulation distribuée en mode forcé du modèle Crocus. L'utilisation de paramétrisations adaptées de l'effet du transport sur le type de grain de neige dans la simulation en mode forcé permettrait d'obtenir une estimation a priori raisonnable de l'état initial du manteau neigeux incluant les effets mécaniques des épisodes de transports précédents.

3- La déposition préférentielle des précipitation est-elle simulée par un modèle qui représente explicitement les précipitations neigeuses ? La déposition préférentielle des précipitations se définit comme la modification locale du dépôt des chutes de neige induite par l'écoulement de l'air près de la surface en zone de relief complexe (Lehning et al., 2008). Il s'agit d'un processus purement dynamique conduisant à une réduction (augmentation) des dépôts dans les zones associées à des vitesses verticales du vent positives (négatives). L'utilisation de Meso-NH permet d'étudier ce phénomène puisque le modèle simule explicitement les précipitations solides grâce à son schéma de microphysique nuageuse. Les résultats obtenus pour un épisode de transport simultané à une chute de neige montrent que la déposition préférentielle des précipitations ne joue

qu'un rôle secondaire dans la variabilité de l'accumulation de neige à l'échelle du Col du Lac Blanc. En revanche, à l'échelle du massif des Grandes Rousses, le modèle simule des contrastes marqués d'accumulation neigeuse entre certains versants au vent et sous le vent. Les mécanismes à l'origine de cette variabilité semblent liés à des processus internes au nuage et pas seulement à des processus purement dynamiques. Des simulations supplémentaires sont nécessaires mais le travail réalisé au cours de cette thèse montre que le modèle Meso-NH est un outil adapté à l'étude de ce phénomène.

4- Les techniques de descentes d'échelle dynamique (*grid nesting*) sont-elles adaptées à la simulation de l'évolution spatiale et temporelle du champ de vent à haute résolution en zone alpine ? La simulation de l'épisode de transport des 14 et 15 février 2011 est la première simulation de ce type pour laquelle le forçage atmosphérique a été généré par des techniques de *grid nesting*. Ces méthodes permettent de fournir en continu au bord du domaine à haute résolution un forçage météorologique cohérent tenant compte des interactions d'échelle. Cependant la qualité de ce forçage dépend de l'information météorologique initiale et des descentes d'échelle successives. Le forçage final à l'échelle locale peut donc s'éloigner de la réalité. Les deux méthodes utilisées au cours de cette thèse pour fournir des forçages atmosphériques à haute résolution sont donc complémentaires. La première permet de maîtriser le forçage atmosphérique et de s'intéresser spécifiquement à la redistribution de la neige en résultant (cf épisode du 18/03/11) alors que le *grid nesting* permet de tester simultanément toutes les composantes du modèle.

Les réponses aux 4 questions précédentes illustrent les apports actuels de la simulation interactive du transport de la neige par le vent en zone alpine à l'aide d'un modèle atmosphérique. La principale limite de cette approche est liée à la résolution horizontale du modèle qui ne permet pas encore de reproduire les structures spatiales d'érosion et de dépôt observées par laser terrestre. Cette limitation s'explique par les coûts de calcul importants générés par l'utilisation du modèle atmosphérique à haute résolution (typiquement 10 m) sur des durées correspondant à celles d'un épisode de transport (typiquement 20 h) et par les instabilités numériques en présence de fortes pentes. Les progrès futurs en terme de moyen de calcul et de schéma numérique devraient permettre de dépasser cette limite, au moins pour établir des simulations de références à haute résolution autour du Col du Lac Blanc. Néanmoins, dans le cadre de cette thèse, des résultats intéressants ont été obtenus aux résolution horizontales de 50 et 150 m soit à des échelles suffisantes pour représenter les grandes zones de départ d'avalanche.

Perspectives du travail

Améliorations du modèle couplé

L'évaluation du modèle de transport au Col du Lac Blanc a mis en valeur certaines limitations. Ainsi, le modèle sur-estime les flux de particules de neige en saltation (particulièrement en présence de neige fraîche au sol). L'adaptation de la formulation de Sørensen (2004) proposée dans cette thèse devra être revue avant d'envisager l'utilisation d'un modèle simulant explicitement les processus d'entraînement aérodynamique et par rebond dans la couche de saltation (e.g. Kok

et Renno, 2009). L'hypothèse de la forme sphérique des particules en suspension est également discutable. Enfin, une paramétrisation de la transformation mécanique des grains de neige sous l'action du transport doit être intégrée au modèle. La validation de ces développements reposera sur l'utilisation des données collectées au cours de cette thèse et de celles mesurées à partir de l'hiver 2012/2013 au Col du Lac Blanc. Un nouveau banc de mesures sera alors déployé en collaboration avec IRSTEA et permettra des mesures colocalisées des profils verticaux d'humidité relative, de température, de vitesse de vent et de flux de particules de neige.

Les simulations d'épisodes de transport avec Meso-NH/Crocus ont montré qu'un forçage atmosphérique de qualité est un préalable indispensable. Les améliorations du modèle couplé passent donc également par une amélioration de la qualité du forçage atmosphérique simulé à haute résolution en zone de montagne (champ de vent et précipitations solides). Des développements en cours ou à venir dans le modèle Meso-NH devraient apporter de telles améliorations. Pour le vent, un schéma numérique d'advection de type WENO d'ordre 5 (Liu et al., 1994) sera codé et testé prochainement. Par ailleurs, le schéma de turbulence devrait être modifié pour mieux représenter les couches limites stables fréquemment rencontrées au dessus d'un couvert neigeux. Enfin, les précipitations solides seront représentées dans les futures versions du modèle par un schéma de microphysique nuageuse mixte à 2 moments (Morrison et al., 2005). En parallèle de ces développements, il convient de mieux évaluer les capacités actuelles du modèle atmosphérique à l'échelle locale et à celle du massif. Un réseau plus dense de points de mesure de vitesse du vent permettrait d'évaluer quantitativement les champs de vent simulés. Par ailleurs, le lidar Doppler constitue une piste pour compléter ces mesures ponctuelles (e.g. Barkwith et Collier, 2011; Calaf et al., 2012). En ce qui concerne les précipitations, l'application d'un radar bande X permettrait de mieux connaître leur distribution spatiale. Un tel appareil sera déployé dans le courant de l'année 2013 à Vars-Mayt (2400 m, Hautes Alpes, France) et fournira des mesures de précipitations, toutes les cinq minutes, à l'échelle du km^2. Il permetta également d'identifier la nature des précipitations : pluie, neige, grêle, ...

Utilisations futures

On peut identifier deux directions principales pour les applications futures du modèle Meso-NH/Crocus à l'étude du transport de le neige par le vent en zone de montagne. La première concerne la simulation à très haute résolution (5-10 m) autour du Col du Lac Blanc d'épisodes de transport afin de permettre une comparaison directe avec les cartes de différence de hauteur de neige produites par laser terrestre. Les travaux de Amory (2012) ont montré qu'il est possible d'utiliser Meso-NH à de telles résolutions autour du Col du Lac Blanc via un choix judicieux du domaine de calcul pour s'affranchir des pentes fortes. La collaboration en cours avec le LEGI devrait permettre de poursuivre ces travaux et rendre possible de telles simulations dans les années à venir. De nouvelles mesures laser terrestre (coll. BOKU) au cours de l'hiver 2012-2013 viendront enrichir la base de données collectées au cours de cette thèse.

Le second axe de développement consiste à réaliser des simulations à des résolutions horizontales similaires à celles utilisées lors de cette thèse (50-150 m) mais sur des durées plus importantes (allant de la semaine au mois). Ces simulations permettront de tester la robustesse des paramétrisations et éventuellement d'identifier certains biais du modèle couplé. L'utilisation

du Modèle Expert d'Aide à la Prévision du Risque d'Avalanche (MEPRA ; Giraud, 1992; Durand et al., 1999) permettra de suivre l'évolution du risque avalanche simulé par le modèle couplé et de la comparer à celle prévue par la chaîne de prévision opérationnelle des avalanches de Météo France incluant le transport de la neige par le vent (Durand et al., 1999, 2001; Guyomarc'h et al., 2008). Ce travail constituera une étape avant le développement d'outils dédié à des applications opérationnelles. Il pourrait s'agir dans un premier temps de mettre en place un démonstrateur couvrant un massif montagneux à une résolution horizontale de 150 m et activable sur commande. Le forçage atmosphérique au bord serait fourni par une simulation Meso-NH ou AROME à résolution de 500 m alors que le manteau neigeux serait initialisé à partir des résultats de la chaîne de prévision opérationnelle des avalanches.

L'utilisation de Meso-NH/Crocus ne se limite pas à l'étude du transport de la neige par le vent en zone alpine. Il est notamment envisageable de réaliser avec le modèle des études portant sur le transport de le neige dans des régions de l'Antarctique comme la Terre Adélie, siège de forts vent catabatiques (Gallée et Pettré, 1998), où le transport contribue au bilan de masse de surface (Agosta, 2012). Les résultats des simulations pourraient alors être comparés aux résultats obtenus avec les modèles atmosphériques MAR (Gallée et al., 2001; Gallée et al., 2012) ou RACMO (Lenaerts et al., 2012b) et avec les observations collectées par Trouvilliez et al. (2011). Le couplage entre Meso-NH et Crocus ouvre également des perspectives dans le domaine de l'étude des interactions entre le manteau neigeux et la CLS. On peut penser à la dynamique des vents catabatiques sur les glaciers (e.g. Axelsen et van Dop, 2009; Claremar et al., 2012) ou encore à l'influence d'un couvert neigeux hétérogène sur la dynamique de la CLS (Mott et al., 2012). Enfin, Meso-NH/Crocus pourrait être utilisé pour améliorer le calcul du bilan de masse de certains glaciers alpins en permettant de mieux comprendre les mécanismes à l'origine de la répartition des précipitations à échelle fine (quelques centaines de mètres).

Annexe A

Article : Crocus/SURFEX

Vionnet, V., Brun, E., Morin, S., Boone, A., Faroux, S., Le Moigne, P., Martin, E., et Willemet, J.-M. : The detailed snowpack scheme Crocus and its implementation in SURFEX v7.2, Geosci. Model. Dev., 5, 773–791, 2012.

Geosci. Model Dev., 5, 773–791, 2012
www.geosci-model-dev.net/5/773/2012/
doi:10.5194/gmd-5-773-2012
© Author(s) 2012. CC Attribution 3.0 License.

Geoscientific Model Development

The detailed snowpack scheme Crocus and its implementation in SURFEX v7.2

V. Vionnet[1], E. Brun[1], S. Morin[2], A. Boone[1], S. Faroux[1], P. Le Moigne[1], E. Martin[1], and J.-M. Willemet[2]

[1]Météo-France/CNRS, CNRM – GAME URA 1357, Toulouse, France
[2]Météo-France/CNRS, CNRM – GAME URA 1357, CEN, St. Martin d'Hères, France

Correspondence to: E. Brun (eric.brun@meteo.fr), S. Morin (samuel.morin@meteo.fr)

Received: 12 September 2011 – Published in Geosci. Model Dev. Discuss.: 20 September 2011
Revised: 23 April 2012 – Accepted: 27 April 2012 – Published: 24 May 2012

Abstract. Detailed studies of snow cover processes require models that offer a fine description of the snow cover properties. The detailed snowpack model Crocus is such a scheme, and has been run operationally for avalanche forecasting over the French mountains for 20 yr. It is also used for climate or hydrological studies. To extend its potential applications, Crocus has been recently integrated within the framework of the externalized surface module SURFEX. SURFEX computes the exchanges of energy and mass between different types of surface and the atmosphere. It includes in particular the land surface scheme ISBA (Interactions between Soil, Biosphere, and Atmosphere). It allows Crocus to be run either in stand-alone mode, using a time series of forcing meteorological data or in fully coupled mode (explicit or fully implicit numerics) with atmospheric models ranging from meso-scale models to general circulation models. This approach also ensures a full coupling between the snow cover and the soil beneath. Several applications of this new simulation platform are presented. They range from a 1-D stand-alone simulation (Col de Porte, France) to fully-distributed simulations in complex terrain over a whole mountain range (Massif des Grandes Rousses, France), or in coupled mode such as a surface energy balance and boundary layer simulation over the East Antarctic Ice Sheet (Dome C).

1 Introduction

Simulating the time and space evolution of the snowpack is key to many scientific and socio-economic applications, such as weather, hydrological (flood predictions and hydropower) and avalanche risk forecasting in snow-covered areas (Armstrong and Brun, 2008). When snow is present on the ground, it drives profound changes to all fluxes taking place at the interface between the Earth's surface and its atmosphere. Within the cryosphere, the seasonal snowpack is a very significant climate forcing (Flanner et al., 2011), with a major impact on the energy budget of the soil and the atmosphere. At present, three major classes of snowpack models are used for various applications (Armstrong and Brun, 2008): single-layer snow scheme, scheme of intermediate complexity and detailed snowpack models. The main differences pertain to the description and the parameterization of the properties of the interior of the snowpack and the associated processes.

Snowpack models of the first class are generally included in numerical weather prediction (NWP) and climate models. In such models, the snowpack is represented as a single ephemeral soil layer featuring specific properties, such as a high albedo, a low thermal capacity and a low thermal conductivity. The snowpack is often represented with a fixed density. At present, despite major flaws in the quality of their representation of the physical properties of snow (Etchevers et al., 2004), they are commonly used in numerical weather prediction (NWP) and global climate models (GCM) (Douville et al., 1995) since they are relatively inexpensive, have relatively few parameters, and capture first order processes. Two snow schemes of this kind (D95: Douville et al., 1995, EBA: Bazile et al., 2002) are currently implemented in SURFEX (Le Moigne et al., 2009; Salgado and Le Moigne, 2010), within the Interactions between Soil, Biosphere, and Atmosphere (ISBA) land surface model (Noilhan and Planton, 1989), and are used in the operational NWP and Earth's system models at Météo-France.

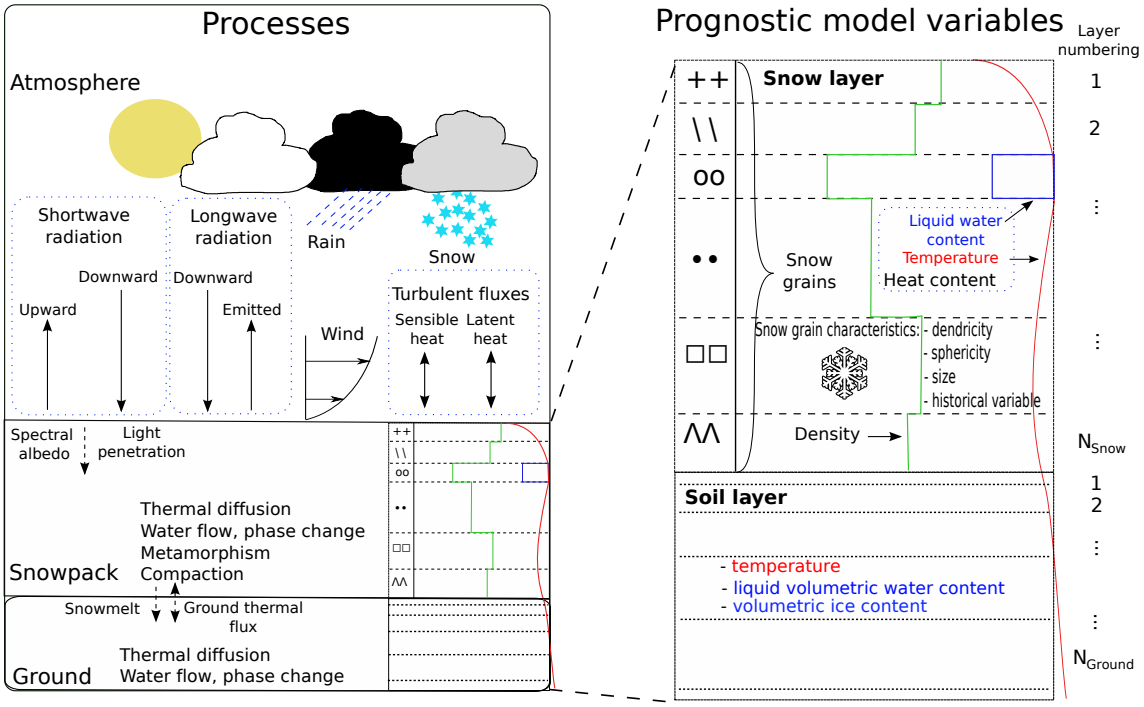


Fig. 1. Main physical processes and model variables.

Acknowledging the limitations of single-layer schemes, snowpack schemes of intermediate complexity were developed to account for some internal processes such as snow settling, water percolation and refreezing. These schemes generally vertically discretize the snowpack with a prescribed number of layers (from 2 to 5, generally) (Boone and Etchevers, 2001; Loth and Graf, 1998; Lynch-Stieglitz, 1994). In these schemes, most snowpack physical properties are parameterized as a function of snow density, which is a surrogate for taking into account snow ageing (Boone and Etchevers, 2001). A snow scheme of this kind, named ISBA-Explicit Snow (ES), is currently implemented in SURFEX, within the ISBA land surface model (Noilhan and Planton, 1989; Boone and Etchevers, 2001), and is used operationally for hydrological applications in Météo-France (Habets et al., 2008). Many intermediate complexity snowpacks schemes exist, such as JULES (Best et al., 2011), CLASS (Brown et al., 2006), the Community Land-surface Model (CLM) (Oleson et al., 2010), WEB-DHM (Shrestha et al., 2010), and Snow 17 (Anderson, 1976). Models of this kind have been recently implemented within NWP and Earth's system models such as HTESSEL (Dutra et al., 2010) and RACMO (Kuipers Munneke et al., 2011).

Finally, a few detailed snowpack models belong to the third class and account explicitly for the layering of its physical properties. They include a more or less explicit description of the time evolution of the snow microstructure. This includes the models SNTHERM (Jordan, 1991), Crocus (Brun et al., 1989, 1992) and SNOWPACK (Bartelt and Lehning, 2002). The representation of the grain morphology developed for Crocus and later implemented in SNOWPACK is based on semi-quantitative notions such as the dendricity and sphericity of snow grains, which can only be quantified using demanding image analysis processing (Lesaffre et al., 1998). Nevertheless, such models are best suited for reproducing the evolution of a snow season under the forcing of meteorological conditions, as demonstrated by the results of the Snow Model Intercomparison Project (Etchevers et al., 2004). Operationally, they are used in the field of avalanche risk forecasting, where the knowledge of detailed information on the vertical layering of the snowpack is critical (Durand et al., 1999; Rousselot et al., 2010). Regional or global simulations in coupled mode have been seldom carried out due to high computational costs (Brun et al., 1997).

Since its initial development, the snowpack model Crocus has been used in a stand-alone mode or coupled with various land surface models in a variety of environmental contexts. Some of the corresponding studies have constituted major scientific leaps in terms of the development and use of snowpack models. Indeed, Crocus has been the first model to simulate the metamorphism and layering of the snowpack (Brun et al., 1992). It made possible the first real-time distributed simulation of the snowpack over an alpine region for operational avalanche forecasting (Durand et al., 1999). In the 1990s, Crocus has been extensively used for the first physically-based studies to assess the impact of climate change on alpine snow climatology (Martin et al., 1997) and river discharges (Braun et al., 1994). The main features

of Crocus were implemented in the land-surface scheme of the regional climate model MAR to study snow/atmosphere interactions in polar regions (Gallée et al., 2001). Model limitations have also been highlighted. They concern mainly the interactions of the snowpack with its environment. In the first version of Crocus (Brun et al., 1989), the conductive heat flux at the snow/soil interface was set at a typical value observed at the experimental site of Col de Porte (1325 m altitude, French Alps). Several studies showed that this assumption fails under different climate or snow conditions: interaction between road surface and the overlying snowpack (Bouilloud and Martin, 2006), subarctic snowpack (Jacobi et al., 2010) or snowpack over a tropical glacier (Lejeune et al., 2007; Wagnon et al., 2009). To overcome this limitation, Crocus was coupled to ISBA by Bouilloud and Martin (2006) and this coupled version was further used to study the mass balance of the moraines over a tropical glacier (Lejeune et al., 2007), and for an intercomparison with several other snowpack models in terms of SWE (Snow Water Equivalent) simulations in Southern Quebec (Langlois et al., 2009). However the further development and use of this coupled version was not pursued and it is now obsolete. Crocus also did not include a representation of the snow-vegetation interaction which is crucial to simulate properly the snowpack evolution in forested areas (Rutter et al., 2009). Finally, only a limited number of studies refer to direct coupling of Crocus with an atmospheric model (Brun et al., 1997; Durand et al., 2005).

This article presents the current status of the snowpack scheme Crocus, now that it has been fully implemented in the SURFEX platform, specifically as a snowpack scheme within the land surface model ISBA (Noilhan and Planton, 1989; Noilhan and Mahfouf, 1996). This implementation aims particularly at overcoming the limitations mentioned before. The Crocus snowpack scheme is now fully coupled to the ISBA land surface model, allowing straightforward thermodynamic coupling of the snowpack scheme to the soil component of the land surface model. The snowpack scheme Crocus benefits also from coupling routines to several global or regional atmospheric models (GCM: ARPEGE; mesoscale: MESO-NH; mesoscale operational NWP: AROME) as well as facilitated handling of driving data when offline simulations are carried out, including distributed simulations over complex topography. Finally, the implementation of snowpack schemes of varying complexity (e.g. D95, ES and Crocus) within the same land surface model fosters exchanges between model developers and leads to improved capabilities of all models when shared subroutines are improved, thereby minimizing duplication of research work and coding, the latter being prone to errors.

Because several (largely unpublished) evolutions of the scientific content of Crocus have been carried out since its original publications (Brun et al., 1989, 1992), and because the code structure of Crocus in SURFEX has entirely been revisited, this article describes in detail the physical basis and the parameterizations currently implemented in the snowpack scheme Crocus. It is anticipated that the snowpack scheme Crocus as described here will supersede and replace all previous versions of Crocus developed so far. Our paper is organized as follows. Section 2 gives an overview of the physical processes and the variables included in Crocus. The detailed architecture of Crocus and the physical parameterizations used in the snow scheme are presented in Sect. 3. Section 4 provides technical aspects regarding the format of model inputs and outputs. Validation at a point scale and distributed applications are finally described in Sect. 5.

2 Principles and variables

2.1 Physical processes and snow layering

Crocus is a one-dimensional multilayer physical snow scheme. It simulates the evolution of the snow cover as a function of energy and mass-transfer between the snowpack and the atmosphere (radiative balance, turbulent heat and moisture fluxes, ...), and the snowpack and the ground below (ground heat flux). Figure 1 gives an overview of the main physical processes accounted for in Crocus.

The snowpack is vertically discretized on a one dimensional finite-element grid. By convention, the snow layers are described starting from the top of the snowpack to the bottom; the layer number 1 thus corresponds to the surface snow layer (Fig. 1). The vertical discretization is governed by a set of rules, which are designed to develop a realistic dynamic of snowpack layering. These rules are described in Sect. 3.2.

Crocus handles the snowpack stratified parallel to the local slope. The slope angle, referred to as Θ in what follows, has an impact on the compaction rate, since only the component of the weight perpendicular to the snow layering needs to be taken into account. The slope angle Θ also influences the energy and mass fluxes at the snowpack boundaries. As a convention, only vertical incoming and outgoing fluxes are provided to and from the model; the correction of these terms according to the local slope is carried out within SURFEX. Similarly, variables such as total snow depth, total snow water equivalent, and the corresponding variables for each layer are output by the model in terms of their vertical component, i.e. projected vertically.

2.2 State variables

In the snowpack scheme Crocus, each snow layer is described by its thickness, D, heat content, H (or enthalpy), density, ρ, and age, A (Fig. 1). Additional variables are used to describe the evolution of snow grains using metamorphism laws (Brun et al., 1992). These variables are dendricity, d, sphericity, s, and grain size, g_s. Dendricity characterizes freshly fallen snow and varies from 0 to 1; it roughly represents the remaining initial geometry of snow crystals in the layer, and generally decreases over time in a given

layer. Sphericity varies between 0 and 1 and describes the ratio of rounded versus angular shapes. Both variables can be deduced from 2-D image analysis (Lesaffre et al., 1998; Bartlett et al., 2008). An additional historical variable (h) indicates whether there once was liquid water or faceted crystals in the layer. The variables d, s, g_s and h are termed the grain variables, and are used to diagnose the snow type (Brun et al., 1992) (Fig. 1). The heat content, H, is used to diagnose the temperature, T, of the snow layer and its liquid water content, W_{liq} (Boone and Etchevers, 2001). Appendix A contains a summary of the variables and units used by the model. The equations governing the evolution of each variable are detailed in the following subsections.

2.3 Driving variables

Be it run in coupled or offline mode, the snowpack scheme Crocus within SURFEX needs the following input to run: (i) air temperature, specific humidity and wind speed at a known height above ground; (ii) incoming radiation: direct and diffuse short-wave and long-wave; (iii) precipitation rate, split between rain and snow; (iv) atmospheric pressure. The input for Crocus may be derived directly from local observations, atmospheric models or reanalyses. Section 5 describes several applications of Crocus using different kinds of atmospheric forcing.

3 Architecture of the snowpack scheme

We only detail here the functioning of the Crocus scheme within SURFEX. Details about SURFEX are provided in Le Moigne et al. (2009). The snowpack scheme Crocus is implemented in SURFEX based on the architecture of the ES snowpack scheme (Boone and Etchevers, 2001). This allows to share common coupling routines between the two schemes. The two main differences between Crocus and ES pertain to the treatment of the vertical grid and the explicit description of snow metamorphism. Other differences regard the parameterizations of physical laws, but the overall structure of the code is similar, as well as the numerical methods used to solve the snow surface/atmosphere exchanges and the set of equations describing the vertical profile of the physical properties of snow.

Figure 2 shows an overview of the different calculations performed in the code. Details concerning each process considered by the snowpack scheme Crocus are given in the following subsections, along with the name of the subroutine in charge of the calculations. The routines are described in order of appearance in the code, which corresponds to the chronological order of the computations. Routines which are entirely similar to the ES scheme (Boone and Etchevers, 2001) are not described in detail.

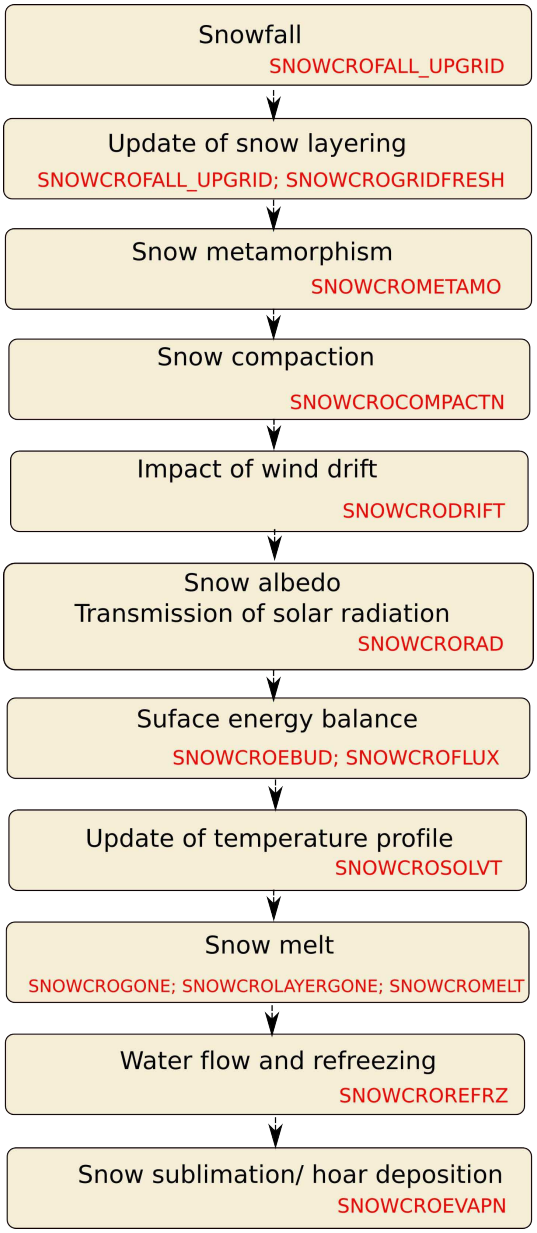


Fig. 2. Flow chart of the routines in Crocus/SURFEX.

3.1 Snowfall

New snowfall is handled by the subroutine `SNOWCROFALL_UPGRID`. When snow is falling, fresh snow layers are added to the snowpack. The model accounts for the impact of near surface meteorological conditions on the properties of falling snow. The density of freshly fallen snow is expressed as a function of wind speed, U, and air temperature, T_a, as

$$\rho_{\mathrm{new}} = a_\rho + b_\rho (T_a - T_{\mathrm{fus}}) + c_\rho U^{1/2} \quad (1)$$

Table 1. Empirical laws for dry snow metamorphism. G is the vertical temperature gradient ($|\delta T/\delta z|$), T the temperature (K) and t is time expressed in days. f, g, h and Φ are empirical functions to predict depth-hoar growth-rate from Marbouty (1980) and are described in Appendix B.

	Non-dendritic snow	Dendritic snow
$G \leq 5\,\mathrm{K\,m^{-1}}$	$\frac{\delta s}{\delta t} = 10^9 \mathrm{e}^{-6000/T}$ $\frac{\delta g_s}{\delta t} = 0$	$\frac{\delta d}{\delta t} = -2.10^8 \mathrm{e}^{-6000/T}$ $\frac{\delta s}{\delta t} = 10^9 \mathrm{e}^{-6000/T}$
$5 < G \leq 15\,\mathrm{K\,m^{-1}}$	$\frac{\delta s}{\delta t} = -2.10^8 \mathrm{e}^{-6000/T} G^{0.4}$ $\frac{\delta g_s}{\delta t} = 0$	$\frac{\delta d}{\delta t} = -2.10^8 \mathrm{e}^{-6000/T} \mathrm{G}^{0.4}$
$G > 15\,\mathrm{K\,m^{-1}}$	if $s>0$: $\frac{\delta s}{\delta t} = -2.10^8 \mathrm{e}^{-6000/T} G^{0.4}$ and $\frac{\delta g_s}{\delta t} = 0$ if $s=0$: $\frac{\delta s}{\delta t} = 0$ and $\frac{\delta g_s}{\delta t} = f(T)h(\rho)g(G)\Phi$	$\frac{\delta s}{\delta t} = -2.10^8 e^{-6000/T} G^{0.4}$

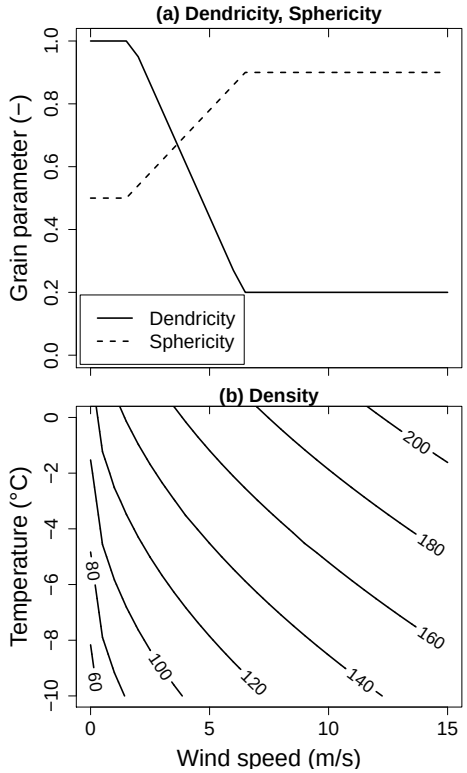


Fig. 3. Properties of freshly fallen snow: **(a)** dendricity and sphericity as a function of wind speed; **(b)** density as a function of air temperature and wind speed.

where T_{fus} is the temperature of the melting point for water, $a_\rho = 109\,\mathrm{kg\,m^{-3}}$, $b_\rho = 6\ \mathrm{kg\,m^{-3}\,K^{-1}}$ and $c_\rho = 26\,\mathrm{kg\,m^{-7/2}\,s^{-1/2}}$. The minimum snow density is $50\,\mathrm{kg\,m^{-3}}$. This density value is then used to convert precipitation amount into snowfall thickness. Variations of density with air temperature and wind speed is plotted in Fig. 3. Parameters in Eq. (1) originate from a study carried out by Pahaut (1976) at Col de Porte (1325 m altitude, French Alps).

Under strong wind conditions, snowflakes break upon collision between each other and with the snow surface (Sato et al., 2008) so that their properties differ from purely fresh snow (characterized by $d = 1$ and $s = 0.5$). Dendricity tends to decrease while sphericity increases. To account for this grain evolution, Guyomarc'h and Merindol (1998) introduced a parameterization which provides dendricity and sphericity of falling snow grains as a function of wind speed, U, (in $\mathrm{m\,s^{-1}}$):

$$d_{\mathrm{fall}} = \min[\max(1.29 - 0.17U, 0.20), 1] \quad (2)$$

$$s_{\mathrm{fall}} = \min[\max(0.08U + 0.38, 0.5), 0.9]. \quad (3)$$

Figure 3 presents the dendricity and sphericity of freshly fallen snow as a function of wind speed.

The temperature, hence the heat content of freshly fallen snow, corresponds to snow surface temperature. If no snow is already present on the ground, fallen snow is assigned the minimum value between the ground surface temperature and the temperature of the melting point for water.

Table 2. Empirical laws for wet snow metamorphism. θ is the mass liquid water content and t is time expressed in days. v refers to the equivalent volume of snow grain and v'_0 and v'_1 are empirical constants taken from Brun (1989). Note that θ can be computed from the prognostic variables of the snowpack scheme Crocus as $\theta = 100\frac{W_{\mathrm{liq}}}{\rho D}$.

	Non-dendritic snow	Dendritic snow
$0 \leq s < 1$	$\frac{\delta g_s}{\delta t} = 0$ $\frac{\delta s}{\delta t} = \frac{1}{16}\theta^3$	$\frac{\delta d}{\delta t} = -\frac{1}{16}\theta^3$
$s = 1$	$\frac{\delta s}{\delta t} = 0$ $\frac{\delta v}{\delta t} = v'_0 + v'_1\theta^3$	$\frac{\delta s}{\delta t} = \frac{1}{16}\theta^3$

3.2 Evolution of the vertical discretization of the finite-element grid

The dynamical evolution of the number and thicknesses of the numerical snow layers is a key and original feature of Crocus, which aims at simulating the vertical layering of natural snowpacks in the best possible way (Brun et al., 1992). This feature has been ported into the SURFEX implementation of the snowpack scheme Crocus, and is handled by the subroutines SNOWCROFALL_UPGRID and SNOWCROGRIDFRESH. The maximum number of numerical layers is an important user-defined set-up option. A minimum number of 3 layers ($N_{\min}$) is required for solving the heat conduction through the snowpack but there is no limitation on the maximum number. As the maximum number of layers increases, the snowpack stratigraphy can be simulated in more detail. According to the research or operational objectives, the user has to find the appropriate balance between the realism and the computational cost of the simulation. An important point to mention is that the snowpack scheme dynamically manages a different vertical grid mesh, in terms of the number and the thickness of snow layers, for each grid point when it is run in parallel mode for a spatially distributed simulation; this is a common case for snow/atmosphere coupled simulations or for distributed stand-alone simulations.

The adjustment of the snowpack layering is achieved with a set of rules within the routine SNOWCROFALL_UPGRID. The procedure is activated at the beginning of each time step according to the following sequence:

– for snowfall over a bare soil, the snowpack is built up from identical layers, in terms of thickness and state variables. Their number, N, depends on the amount of fresh snow, D_{new}, and on the maximum number of layers, $N_{\max}$:

$$N = \max[\mathrm{N_{min}}, \min(\mathrm{N_{max}}, \lfloor 100\mathrm{D_{new}} \rfloor)] \quad (4)$$

where $\lfloor . \rfloor$ designates the floor operator.

– for snowfall over an existing snowpack, it is first attempted to incorporate the freshly fallen snow into the existing top layer, provided its grain characteristics are similar and its thickness is smaller than a fixed limit. The similarity between two adjacent layers is determined from the value of the sum of their differences in terms of d, s and g_s, each weighted with an appropriate coefficient. If the merging is not possible, a new numerical layer is added to the preexisting layers. If the number of layers then reaches its maximum, a search is carried out to identify two adjacent layers to be merged. This is done by minimizing a criterion balancing the similarity between their respective grain characteristics and their thicknesses;

– for no snowfall, a check is carried out to see whether it is convenient to merge too thin snow layers or to split those which are thick. This is achieved by comparing the present thickness profile to an idealized profile, which acts as an attractor for the vertical grid. This idealized thickness profile depends on the current snow depth and on the user-defined maximal number of layers. Figure 4 shows two examples of such an idealized profile. Merging two layers is only possible for those which are similar enough in terms of grain characteristics. Grid resizing affects only one layer per time step, with a priority given to the surface and bottom layers, in order to accurately solve the energy exchanges at the surface and at the snow/soil interface;

– for most time steps, no grid resizing is carried out, except that the thickness of each layer decreases according to its compaction rate.

The routine SNOWCROGRIDFRESH ensures the consistency of the physical prognostic variables in case of grid resizing. A projection is achieved from the former vertical grid to the new one. Mass and heat content are conserved. When a new numerical snow layer is built from several former layers, its grain characteristics are calculated in order to conserve the averaged weighted optical grain size of the former layers. This ensures a strong consistency in the evolution of surface albedo, even when frequent grid resizing occurs at the surface in case of frequent snowfalls or surface melting events. Note that the computation of the optical grain size from the snow grain characteristics is detailed in Sect. 3.6.

3.3 Snow metamorphism

Snow metamorphism is implemented in a phenomenological way in the snowpack scheme Crocus through a set of quantitative laws describing the evolution rate of the type and size of the snow grains in each layer (Brun et al., 1992). This is carried out within the subroutine SNOWCROMETAMO. A distinction is made between dendritic and non-dendritic snow. Snow initially falls in the dendritic state with dendricity, d, and sphericity, s, given by Eqs. (2) and (3) and remains dendritic until d reaches 0. Snow then reaches the state of rounded crystals, faceted crystals or belongs to an intermediate state. It is then characterized by its sphericity (s), ranging from 0 to 1, and a grain size, g_s, ranging from 0.3 to 0.4 mm. Such snow is defined as non-dendritic. The metamorphism laws that govern the evolution of snow grain are given in Tables 1 and 2, respectively, for dry and wet metamorphism. They are similar to the laws initially described by Brun et al. (1992) and are mostly based on empirical fits to experimental data.

Metamorphism laws are used to account for the effect of snow grain type on several parameterizations used to simulate physical process within the snowpack, such as albedo (see Sect. 3.6) or mechanical settling (see Sect. 3.4).

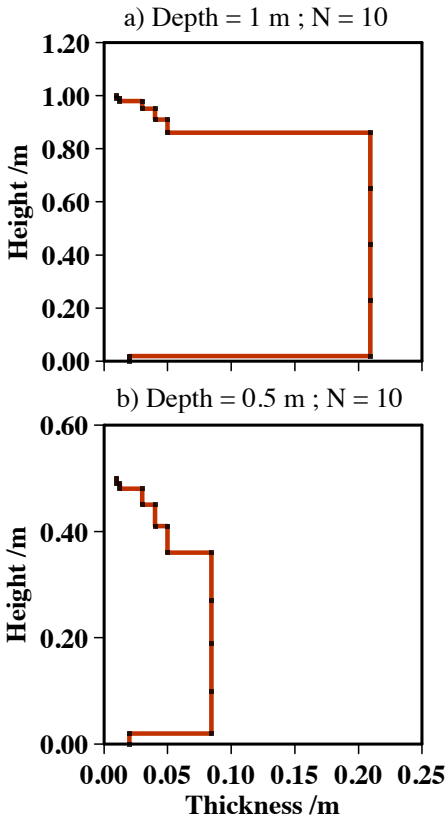


Fig. 4. Example of the idealized profile of the thickness of the numerical snow layers making up the snowpack handled by the snowpack scheme Crocus, in the case where a maximum of 10 snow layers are allowed for a 1m and 0.5 m deep snowpack in panels **(a)** and **(b)**, respectively. See Sect. 3.2 for details.

3.4 Compaction

The snow layers settle upon the combined effect of snow metamorphism and the weight of the upper layers. The handling of snow compaction is carried out in the subroutine `SNOWCROCOMPACTN`. The settling is expressed as

$$\frac{dD}{D} = \frac{-\sigma}{\eta} dt \tag{5}$$

where D is the layer thickness, σ the vertical stress (computed as the weight of the overlying layers), dt the model time step and η the snow viscosity. The vertical stress from the weight of the overlying layers is computed as follows, for each layer i:

$$\sigma_i = \Sigma_1^{i-1} g \cos(\Theta) \rho(i) D(i) \tag{6}$$

where Θ is the local slope, and g is the terrestrial gravitational constant (9.80665 m s^{-2}). Note that the vertical stress applied to the uppermost snow layer is equal to half of its own weight. η is described as a function of snow density, temperature, liquid water content, and grain type and is given as follows:

$$\eta = f_1 f_2 \eta_0 \frac{\rho}{c_\eta} \exp\left(a_\eta (T_{\text{fus}} - T) + b_\eta \rho\right) \tag{7}$$

where $\eta_0 = 7.62237\ \ 10^6\,\text{kg s}^{-1}\,\text{m}^{-1}$, $a_\eta = 0.1\,\text{K}^{-1}$, $b_\eta = 0.023\,\text{m}^3\,\text{kg}^{-1}$ and $c_\eta = 250\,\text{kg m}^{-3}$. f_1 and f_2 are two correction factors that adjust the snow viscosity based on snow microstructure properties. They account, respectively, for the decrease of viscosity in presence of liquid water and the increase of viscosity with angular grains:

$$f_1 = \frac{1}{1 + 60 \frac{W_{\text{liq}}}{\rho_w D}} \tag{8}$$

where W_{liq} is the snow layer water content (kg m^{-2}), D the snow layer thickness and ρ_w the liquid water density, and

$$f_2 = \min\left[4.0, \exp(\min(g_1, g_s - g_2)/g_3)\right] \tag{9}$$

where g_1 = 0.4 mm, g_2 = 0.2 mm and g_3 = 0.1 mm. Applying Eq. (9) leads to a reduction of the compaction rate in a depth-hoar layer.

3.5 Impact of wind drift

The compaction and the metamorphism of the surface layers during wind drift events are taken into account in a simplified way, as described in Brun et al. (1997). These calculations are performed within the subroutine `SNOWCRODRIFT`. A mobility index, M_O, describes the potential for snow erosion for a given snow layer and depends on the microstructural properties of snow:

$$M_O = \begin{cases} 0.34(0.75d - 0.5s + 0.5) + 0.66F(\rho) & \text{dendritic case} \\ 0.34(-0.583 g_s - 0.833 s + 0.833) + 0.66F(\rho) & \text{non-dendritic case} \end{cases} \tag{10}$$

where $F(\rho) = [1.25 - 0.0042\,(\max(\rho_{\min}, \rho) - \rho_{\min})]$ and $\rho_{\min} = 50\,\text{kg m}^{-3}$. The expression for M_O in Eq. (10) combines the parameterization of Guyomarc'h and Merindol (1998) (first term) developed for alpine snow with a term depending on snow density ($F(\rho)$). The purpose is to extend the use of M_O to snow with a density larger than 330 kg m^{-3} (upper limit for application of Guyomarc'h and Merindol, 1998). This extension is especially important for polar snow. Fresh snow (high values of d, low value of ρ) presents high values of mobility index which tend to decrease with time due to sintering (increase of s) and compaction (increase of ρ). Guyomarc'h and Merindol (1998) combined the mobility index with wind speed, U, to compute a driftability index, S_I

$$S_I = -2.868 \exp(-0.085U) + 1 + M_O. \tag{11}$$

Positive values of S_I indicate that snowdrifting occurs while $S_I = 0$ gives the value of the threshold wind speed for snow transport. During a drift event, blown snow particles in saltation break upon collision with the snow surface (Clifton et al., 2006). This results in packing and fragmentation of

Table 3. Evolution rates of snow grain properties and density in layer i caused by snowdrifiting. t is time expressed in hours and τ represents the time characteristic for snow grains change under wind transport given by Eq. (12).

Parameters	Non-dendritic snow	Dendritic snow
Grain properties	$\frac{\delta s}{\delta t} = \frac{1-s}{\tau}$ $\frac{\delta g_s}{\delta t} = \frac{5.10^{-4}}{\tau}$	$\frac{\delta d}{\delta t} = \frac{d}{2\tau}$ $\frac{\delta s}{\delta t} = \frac{1-s}{\tau}$
Snow density	$\frac{\delta \rho}{\delta t} = \frac{\rho_{\max}-\rho}{\tau}$ with $\rho_{\max} = 350\,\mathrm{kg\,m^{-3}}$	

snow grains in surface layers. Fragmentation is represented in the model by an evolution of surface snow grains towards rounded grains. For a given snow layer i, the routine SNOWCRODRIFT computes a time characteristic for snow grain change under wind transport:

$$\tau_i = \frac{\tau}{\Gamma_{i\ \mathrm{drift}}} \quad \text{where } \Gamma_{i\ \mathrm{drift}} = \max[0, S_{Ii} \exp(-z_i/0.1)] \tag{12}$$

where τ is empirically set to 48 h. The pseudo-depth in the snow pack, z_i (in m, positive downwards), takes into account previous hardening of snow layers j situated above the current layer i: $z_i = \sum_j (D_j \times (3.25 - S_{Ij}))$. Therefore, through the constant Γ_{drift}, compaction and fragmentation rates in a snow layer depend on the grain driftability and are propagated to the layers below with an exponential decay until it reaches a non-transportable layer ($S_I \leq 0$). Compaction and fragmentation rates are detailed in Table 3.

Brun et al. (1997) introduced this parameterization to simulate a realistic evolution of polar snow density. This turned out to be necessary in polar environments to reproduce correctly the snow thermal conductivity and, therefore, the snow temperature profile (Fig. 3 of Brun et al., 1997). In alpine environments, this parameterization is needed to capture satisfactorily the occurrence of blowing snow events and mass fluxes during those events (Vionnet et al., 2012)

As an option and in case of snowdrifting, Crocus computes the associated rate of sublimation following the parameterization developed by Gordon et al. (2006). Under this option, Crocus subtracts the corresponding mass from the snowpack surface. Note that, in stand alone mode, Crocus does not handle explicitly wind-induced snow redistribution since grid points are treated independently from each other. Work is currently in progress to develop the coupling between Crocus and the meso-scale atmospheric model Meso-NH (Lafore et al., 1998) to simulate blowing snow events in alpine terrain.

3.6 Snow albedo and transmission of solar radiation

Within the subroutine SNOWCRORAD, the snowpack scheme Crocus handles solar radiation in three separate spectral bands ([0.3–0.8], [0.8–1.5] and [1.5–2.8] µm). First of all, the albedo is computed in each band, as a function of the snow properties in the top 3 cm of the snowpack. In the UV and visible range ([0.3–0.8] µm), snow albedo depends mostly on the amount of light absorbing impurities, but also on its microstructure (Warren, 1982). The latter is represented by the optical diameter of snow, d_{opt}, which corresponds to the diameter of a collection of mono-dispersed ice spheres possessing the same hemispherical albedo as the corresponding semi-infinite snow layer. The impact of the deposition of light absorbing impurities is parameterized from the age of snow. In the near-infrared bands, the spectral albedo depends only on the optical diameter of snow. The optical diameter, d_{opt}, of snow is empirically derived from d, s and g_s, based on experimental work by Sergent et al. (unpublished):

$$d_{\mathrm{opt}} = \begin{cases} 10^{-4}[d + (1-d)(4-s)] & \text{dendritic case} \\ g_s \times s + (1-s) \times \max\left(4.10^{-4}, \frac{g_s}{2}\right) & \text{non-dendritic case.} \end{cases} \tag{13}$$

Once the spectral albedo is calculated, in every spectral band the incoming radiation is depleted by its value, and the remaining part penetrates into the snowpack and is gradually absorbed assuming an exponential decay of radiation with increasing snow depth. The solar flux, Q_s, at a depth z below the snow surface is expressed as follows:

$$Q_s = \sum_{k=1}^{3} (1-\alpha_k) R_{sk} e^{-\beta_k z} \tag{14}$$

where R_{sk} represents the incoming solar radiation, α_k the albedo and β_k the absorption coefficient in the spectral band k. In the current version, the incoming shortwave radiation R_s is split into three bands using empirical coefficients (0.71, 0.21 and 0.08, respectively, for band [0.3–0.8], [0.8–1.5] and [1.5–2.8] μm). Future developments will allow to include forcing from an atmospheric model where incoming shortwave radiation is partitioned into several bands. Shortwave radiation excess for thin snow cover (transmitted through the snow) is added to the snow/ground heat flux. The albedo and the absorption coefficient for each spectral band are given in Table 4.

3.7 Surface fluxes and surface energy balance

The routine SNOWCROEBUD calculates the aerodynamic resistance and the turbulent exchange coefficients between the snow surface and the atmosphere following the same approach as Boone and Etchevers (2001). Those coefficients are then used by SNOWCROFLUX to compute surface fluxes.

The latent heat flux includes contributions from evaporation of liquid water in the surface layer and sublimation. It is written as

$$LE = (\chi L_{\mathrm{f}} + L_{\mathrm{v}}) \rho_a C_H U [q_{\mathrm{sat}}(T_{\mathrm{s}}) - q_a] \tag{15}$$

where L_{f} and L_{v} denote the latent heat of fusion and vaporisation, respectively, q_a is atmospheric specific humidity

Table 4. Evolution of snow albedo and absorption coefficient for three spectral bands based on theoretical studies of Warren (1982). A is snow-surface age expressed in days and d_{opt} (m) the optical grain diameter given by Eq. (13). The term P/P_{CDP} represents the decreasing effect of ageing on the albedo with elevation (P: mean pressure and P_{CDP}: 870 hPa).

Spectral band	Albedo α	Absorption coefficient β (m^{-1})
0.3–0.8 mm	$\max(0.6, \alpha_i - \Delta\alpha_{\text{age}})$ where: $\alpha_i = \min\left(0.92, 0.96 - 1.58\sqrt{d_{\text{opt}}}\right)$ and: $\Delta\alpha_{\text{age}} = \min\left(1., \max\left(\frac{P}{P_{\text{CDP}}}, 0.5\right)\right) \times 0.2\frac{A}{60}$	$\max\left(40, 0.00192\rho/\sqrt{d_{\text{opt}}}\right)$
0.8–1.5 mm	$\max(0.3, 0.9 - 15.4\sqrt{d_{\text{opt}}})$	$\max\left(100, 0.01098\rho/\sqrt{d_{\text{opt}}}\right)$
1.5–2.8 mm	$346.3d' - 32.31\sqrt{d'} + 0.88$ where: $d' = \min(d_{\text{opt}}, 0.0023)$	$+\infty$

(kg kg^{-1}), $q_{\text{sat}}(T)$ is the saturation specific humidity above a flat ice surface at the temperature T and T_{s} is snow surface temperature. χ denotes the ratio between the solid and liquid phases of the turbulent mass exchanges between the snow surface and the atmosphere. It is evaluated in `SNOWCROEBUD`, according to the following rule: the absence of liquid water in the surface layer at the beginning of the time step imposes only solid exchanges (hoar deposition or sublimation); the presence of liquid water imposes liquid condensation or evaporation; in the case where the computed evaporation leads to the complete removal of the available liquid water, the ratio between the solid and liquid phases is adjusted in order to extract the remaining mass from the ice.

The sensible heat flux is

$$H_F = \rho_a C_p C_H U \left(\frac{T_{\text{s}}}{\Pi_s} - \frac{T_a}{\Pi_a}\right) \tag{16}$$

where C_p is the specific heat of air and Π_s and Π_a are Exner functions for the surface and the atmosphere, respectively. The formulation of the turbulent exchange coefficient C_H follows Noilhan and Mahfouf (1996) and is based on Louis (1979):

$$C_H = \left[\frac{\kappa^2}{ln(z_u/z_0)ln(z_a/z_0)}\right] f(R_i) \tag{17}$$

where z_u and z_a are the heights of the wind and air temperature measurements and κ is the von Karman constant. The effective roughness z_0 takes into account the effects of both snow and vegetation. $f(R_i)$ represents the dependence of the transfer coefficient on the atmospheric stability (function of the Richardson number, R_i). In contrast to the first version of Crocus (Brun et al., 1992; Martin and Lejeune, 1998), C_H is not treated as a site-specific calibration parameter. However, as Martin and Lejeune (1998) suggest, C_H values can, under certain conditions, still become quite low, thereby effectively decoupling (too much) the surface from the atmosphere. A model option exists which consists of the use of a maximum Richardson number ($R_{i\ \max}$) for very stable conditions.

The incorporation of an effective roughness z_0 is especially important for local studies near or within forest or in a spatially distributed simulation with vegetated areas within the computational cells. ISBA partitions the grid cell between vegetation and bare ground. Both of them may be covered by snow with expressions of fractional snow covered area (FSCA) calculated from SWE and vegetation roughness (Douville et al., 1995). FSCA is then used to compute the effective roughness and to partition the flux of heat, momentum and mass between the snow and non-snow covered fractions of the grid cell. Distributed applications of the model require such an approach in order to represent snow cover heterogeneity within a grid cell. However, for point scale applications focusing on snow physics, an option in SURFEX forces FSCA to 1 as soon as the snowpack reaches a relatively low user-defined SWE threshold. This option is recommended for local scale applications with an emphasis on studying snow physics such as the simulations carried out at Col de Porte (see Sect. 5.1).

3.8 Resolution of snow temperature profile

The heat diffusion within the snow cover is computed by `SNOWCROSOLVT` using the implicit backward-difference integration scheme of ISBA-ES (Boone and Etchevers, 2001). The snow effective thermal conductivity, k, expressed in $\text{W m}^{-1}\,\text{K}^{-1}$ follows the expression of Yen (1981):

$$k = k_{\text{ice}}\left(\frac{\rho}{\rho_w}\right)^{1.88}. \tag{18}$$

The net heat flux at the snow-atmosphere interface combines the turbulent fluxes (described in the previous section) with the net radiative components (short- and longwave). It also includes a precipitation heat advection term when it is raining for offline local studies. In terms of longwave radiation, the snow emissivity is assumed to be 1.

At the bottom of the snowpack, Crocus is fully coupled to the soil component of the land surface model ISBA via a semi-implicit soil-snow coupling which conserves heat and mass. The conduction heat flux at the snow/soil interface is explicitly modeled and depends on the temperature gradient between the snow bottom and the upper soil layer

that is generally between one to several centimeters thick, depending on the local soil characteristics and on the soil scheme options. We recommend to use the version of ISBA based on a multi-layer diffusive approach [ISBA-DF](Boone et al., 2000; Decharme et al., 2011) to simulate the evolution of the soil temperature and water content (both liquid and ice). ISBA requires the knowledge of the soil texture (fractions of root, clay, sand and silt). They can be provided by the user for point specific simulations or taken from global database available at 1-km resolution for distributed simulations (ECOCLIMAP, Masson et al., 2003). The flux calculation differs from the first version of Crocus (Brun et al., 1989, 1992) where the ground heat flux was imposed depending on the geographic location, the elevation, and the season.

When coupled to an atmospheric model, SURFEX has a user option to couple the snow and the atmosphere using a fully implicit numerical coupling (Polcher et al., 1998; Best et al., 2004). It is especially adapted for relatively large time steps, such as those used for long range NWP or GCM experiments. The model can be run using time steps up to 1 hour in offline mode and 30 minutes when coupled to a GCM.

3.9 Snow melt

Total or partial melting of the snowpack is handled by three subroutines: SNOWCROGONE, SNOWCROLAYERGONE and SNOWCROMELT.

SNOWCROGONE inherits ISBA-ES features. It calculates the new heat content of the snowpack from the new temperature and density profile. It compares this energy to the amount of energy which is necessary for the complete melting of the snowpack ice mass, from which possible sublimation has been subtracted. If the available energy exceeds this energy, the snowpack completely melts and the routine computes the corresponding impact on the ground heat and water fluxes, in order to ensure the conservation of energy and mass, while taking into account the vapor exchanges between the vanishing snowpack and the atmosphere.

SNOWCROLAYERGONE accounts for the case when one or several snow layers completely melt during a time step, before the computation of the partial melting/refreezing inside each snow layer. First, the routine compares the new heat content of each snow layer to the amount of energy which is necessary for the complete melting of its ice mass. Then, if the available energy exceeds it, the snow layer is merged with the underlying layer, except for the bottom layer which is merged to the overlying layer. Each new merged layer conserves the energy and mass of the two layers it is made from. It inherits the grain size, shape, history and age from the layer with which the melted layer has been merged.

SNOWCROMELT is run after SNOWCROGONE and SNOWCROLAYERGONE, which means that the available energy from the new temperature of any snow layer is not large enough to melt it completely. Then, when the new temperature of a layer exceeds the melting point, the temperature is turned to the melting point and the corresponding energy is consumed for ice melting. The corresponding melt water is added to the liquid water content of the layer. The dry density of melting layers is conserved at this stage and their thickness decreases accordingly.

3.10 Water flow and refreezing

The routine SNOWCROREFRZ handles the refreezing of liquid water and its flow through the snow pack. It first updates the liquid water content of the surface snow layer by including contributions from rainfall and liquid condensation or evaporation at the surface (calculated by SNOWCROEBUD). Then, it calculates the amount of energy available for liquid water freezing from the new temperature of each snow layer. If freezing occurs in a given layer, its liquid water content is decreased and its temperature is modified accordingly. The water flow through the snow layers is then simulated. The liquid water content of the snowpack is modeled as a series of reservoirs (one for each layer). Water flow occurs when the liquid water content exceeds the maximum liquid water holding capacity ($W_{\mathrm{liq\,max}}$ in $\mathrm{kg\,m^{-2}}$). It is expressed as 5 % of the total pore volume (Pahaut, 1976):

$$W_{\mathrm{liq\,max}} = 0.05\rho_{\mathrm{w}} D\left(1 - \frac{\rho}{\rho_{\mathrm{i}}}\right) \tag{19}$$

where ρ_{w} and ρ_{i} are the water and ice density, respectively. The model considers only gravitational flow and neglects the formation of capillary barriers (Jordan, 1995). Water leaving the bottom of the snowpack is available to the soil for infiltration or surface runoff.

The water flow solution procedure starts from the uppermost layer and proceeds downward. Water entering a layer refreezes if thermodynamics allows it. Once a layer can no longer freeze liquid water present in the layer (i.e. $T = T_{\mathrm{fus}}$), then the unfrozen water is retained up to the maximum holding capacity. The refreezing and water retention processes increase the layer-average density and mass. Water flow processes do not impact the layer thicknesses.

3.11 Snow sublimation and hoar deposition

The routine SNOWCROEVAPN adds or substracts to the snow surface layer the ice amount corresponding to the turbulent vapor fluxes, according to the ratio between the solid and liquid phases which have been determined in SNOWCROEBUD. The surface snow layer thickness is adjusted accordingly while the density is assumed to stay unchanged. This implies that at this stage of development, the snowpack scheme Crocus does not represent the specific properties of surface hoar.

3.12 Final updates: surface albedo, heat content

The final updates ensure the coherence between the final snowpack properties and the variables stored at each time step:

Table 5. Statistics for the snow seasons 2001 to 2011 at Col de Porte for four time periods (DEC–JAN, FEB–MAR, APR–MAY and DEC–MAY) using Crocus, ISBA-Crocus and ISBA-ES. Results are given in terms of rmsd (bias) for SWE and snow depth, respectively. The number of (measurement,simulation) pairs considered for the statistics n is provided for each time period and variable. SWE and snow depth values are provided in kg m^{-2} and m, respectively.

Period	SWE, kg m^{-2}				Snow depth, m			
	n	Crocus	ISBA-Crocus	ISBA-ES	n	Crocus	ISBA-Crocus	ISBA-ES
DEC–JAN	564	20.3 (−10.9)	25.4 (−5.3)	25.4 (−5.3)	620	0.077 (0.003)	0.104 (0.076)	0.109 (0.075)
FEB–MAR	571	51.4 (−28.1)	42.3 (−6.8)	51.0 (−19.5)	592	0.144 (−0.062)	0.143 (0.096)	0.134 (0.031)
APR–MAY	587	38.5 (−13.0)	39.6 (4.8)	40.4 (−12.4)	610	0.087 (0.018)	0.145 (0.080)	0.120 (0.061)
DEC–MAY	1722	39.7 (−17.3)	37.0 (−2.3)	40.8 (−12.4)	1822	0.112 (−0.013)	0.132 (0.083)	0.123 (0.056)

– the new snow albedo depends on the final snow grain type close to the surface following Table 4,

– the heat content H for each layer is computed using the current snow temperature and liquid water content.

4 Format of model input/output

This section deals with model input/output in the context of forced simulations (offline). Indeed, coupled simulations are driven by the atmospheric model which generally also handles the model output.

Except formats specific to atmospheric models, the main formats for driving data are ASCII, binary and NetCDF (Rew and Davis, 1990). The latter is preferred for distributed simulations over many points, as its data structure is dedicated to handling multi-dimensional datasets easily (Zender, 2008).

Model output can be provided in various formats, but we only describe here the (recommended) use of the NetCDF output. Model output settings are a general feature of SURFEX, thus there is no dedicated model output in the case of snowpack simulations. Data relevant to the snowpack state are provided in two output files at the level of the ISBA land surface scheme within SURFEX. The first one, termed ISBA_PROGNOSTIC.nc contains the values of the state variables of the snow and ground layers. The second one, termed ISBA_DIAGNOSTIC.nc, contains diagnosed quantities such as surface fluxes, albedo, surface temperature, melt water runoff etc. The main dimension of both files is the *time* and the *location*. The latter can either be two-dimensional (rectangular regular grid, *lat/lon* or *x/y*) or one-dimensional. Specific routines are used after a model run using the snowpack scheme Crocus, adding the dimension *snow_layer* to the prognostic output file, i.e. for each time and location, each snow variable is then represented as a single data vector. The resulting data file in NetCDF follows an ad-hoc, hitherto internal format termed the "NetCDF Snowpack Profile Format". This data format aims at complying with the NetCDF Climate and Forecast (CF) Metadata Convention (Gregory, 2003). However, because the thickness and the number of snow layers vary in time, there is no fixed vertical grid for storing the vertical profiles. Instead, the thickness of each layer is provided as a fully fledged output variable: the data SNOWDZ (snow layer thickness, in m) in such a file has dimension (*time*, *snow_layer*, *location*), where the dimension *snow_layer* starts from the uppermost snow layer downwards and contains the maximum number of snow layers considered in the simulation (in general, 20 or 50). In the case where the maximum number of snow layers is not reached, "empty" layers are treated as missing data using the NetCDF standard practice. Other variables (snow temperature, liquid water content, etc.) are stored accordingly. Data in this file can also be vertically integrated for variables, such as snow depth, SWE, or uppermost soil layer temperature or liquid water content. The use of this data format greatly facilitates data storage, handling, post-processing (including plotting) and further computations from the model output, such as mechanical stability evaluation using, e.g. the MEPRA algorithm (Durand et al., 1999) or coupling to microwave emission models (Brucker et al., 2011). Dedicated tools for the plotting of individual snowpack profiles or temporal overviews of the time evolution of the physical properties of snow are being developed from this data format. An example of the time evolution of the internal physical properties of snow is provided in Fig. 5, based on one year of model output from the model run at Col de Porte, France, described in detail in Sect. 5.1.

5 Model evaluation and examples of use

The following sections present model runs used to evaluate Crocus within SURFEX, as well as providing illustrations of the versatile use of this new implementation of this snowpack scheme. Note, however, that the development of the snowpack scheme Crocus within SURFEX benefited from earlier experience with both the ES snowpack scheme (Boone and Etchevers, 2001) and the Crocus snowpack model (Brun et al., 1989, 1992). Much of the developments carried out during the implementation of the snowpack scheme Crocus within SURFEX consisted in porting code to a new

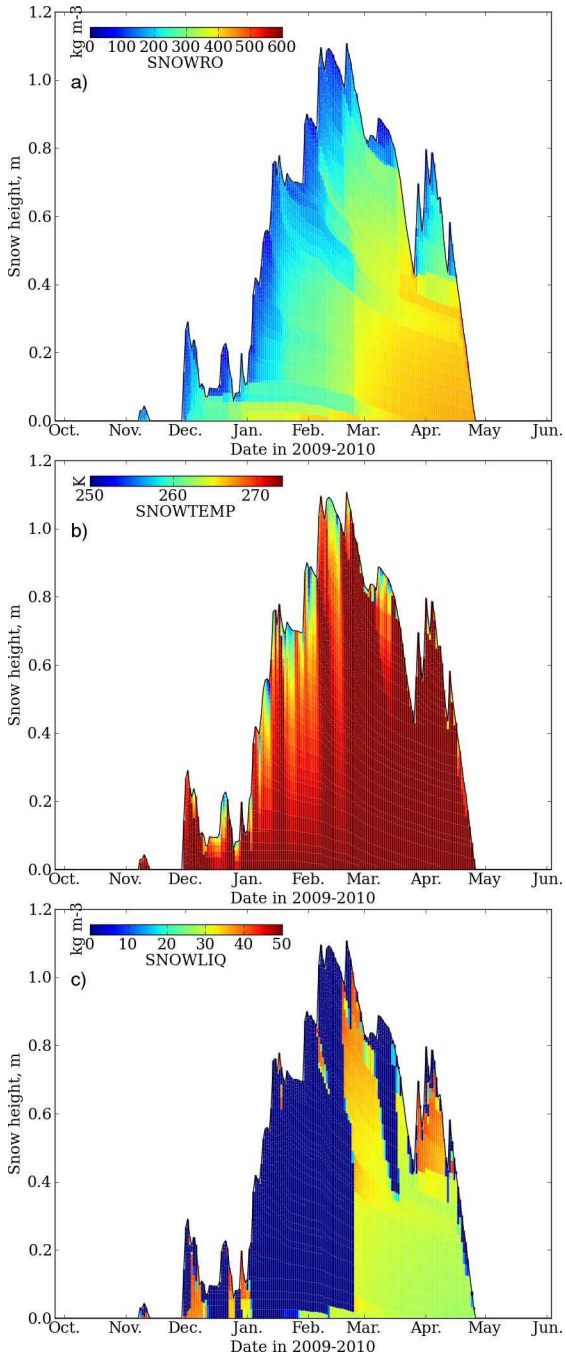


Fig. 5. Example of visualization of the time series of snowpack profile properties simulated by the snowpack scheme Crocus in SURFEX. The simulation used is the year 2009–2010 of simulation from the model run carried out at Col de Porte, France (see Sect. 5.1 for details). The data represented here are **(a)** snow density (kg m^{-3}), **(b)** snow temperature (K), and **(c)** snow liquid water content (kg m^{-3}).

architecture, so that no large difference in model behavior was anticipated. Nevertheless, the examples shown below demonstrate that the snowpack scheme Crocus within SURFEX behaves quite similarly, and generally better than the original Crocus snowpack model.

5.1 Offline simulation and detailed evaluation of 18 snow seasons at the Col de Porte site (1993–2011)

The meteorological station at Col de Porte (1325 m altitude, 45°17′ N, 05°45′ E) in the Chartreuse mountain range near Grenoble, France, has been used for over 50 years as an experimental field site devoted to the study of snow in mountains. Data for driving and evaluating snowpack models have been collected at the appropriate time scales for several decades. Data from the Col de Porte (CDP) have thus been widely used in the past for model development and evaluation, such as the original Crocus snowpack model (Brun et al., 1989, 1992) and the international Snow Model Intercomparaison Project (SnowMIP) initiative (Etchevers et al., 2004). We here present a single model run carried out using the snowpack scheme Crocus within SURFEX, using driving data from CDP. Much of the focus of studies carried out at CDP is on the snow season, thus meteorological data are quality-controlled for the periods of time when snowfall happens, i.e. from 20 September to 10 June of the following year. To perform a continuous run without data-gap during the summer, we use the output of the SAFRAN downscaling tool to provide meteorological driving data to the land surface model from 10 June to 20 September of each year (Durand et al., 1999). Using quality-controlled data from the CDP in-situ meteorological data for the snow season, a single forcing data file was built, covering the period between 1 August 1993 to 31 July 2011. It consists of hourly records of the driving data for the land surface model ISBA within SURFEX. Full details regarding the dataset and its availability are given in Morin et al. (2012a).

The model run was initialized with no snow on the ground on 1 August 1993, and a single run was performed until 31 July 2011. The soil configuration corresponds to the multilayer diffusion scheme (ISBA-DF) (Decharme et al., 2011), where 20 soil layers were considered down to a depth of 10 m below the surface. The run using the Crocus snowpack scheme was carried out allowing up to 50 snow layers. A similar model run was carried out using the intermediate complexity snow scheme ES (Boone and Etchevers, 2001) instead of Crocus. In addition, model runs were performed using the same driving data and the original snowpack model Crocus as described in Brun et al. (1992). In the case of the snowpack schemes coupled to ISBA (ISBA-Crocus and ISBA-ES), the model runs were carried out by setting a snow fraction of 1. (see Sect. 3.7 for details), and an effective roughness length $z_0 = 5$ mm. This value corresponds to a near-optimum for both models, which can be viewed as a consequence of the fact that they share a similar surface energy budget, although the physics within the snowpack are different (more detailed in ISBA-Crocus). Both model runs were evaluated against daily observations of snow depth and

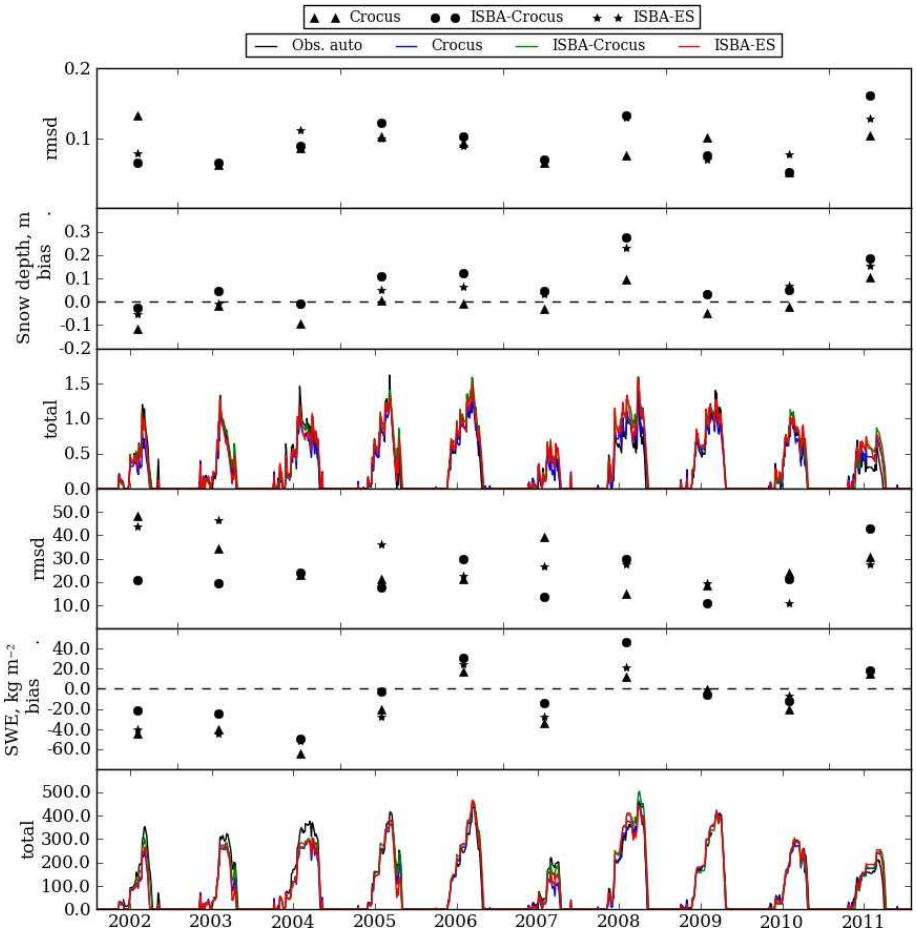


Fig. 6. Overview of ten years of simulation at Col de Porte, France. Simulated data for snow depth (top) and SWE (bottom) are provided for two model runs with two snowpack schemes within SURFEX (ISBA-ES and ISBA-Crocus) and the stand-alone Crocus model, compared to daily in-situ data. Statistics (rmsd and bias) for SWE and snow depth are provided individually for each snow season.

SWE. Snow depth was measured with ultrasonic gauges, with a typical accuracy of 1 cm. SWE was measured using a cosmic ray counter placed on the ground, providing daily SWE data since the season 2001–2002 (Kodama et al., 1979; Paquet and Laval, 2006), with an uncertainty on the order of 10 %. For consistency reasons between the two records of evaluation data, the simulation was evaluated concurrently for snow depth and SWE for the ten winter seasons between 2001 and 2011. Figure 6 shows an overview of simulations in terms of snow depth and SWE and the corresponding statistics in terms of bias and root-mean-square-deviation (rmsd). Table 5 provide statistics computed using the full 10 yr period of simulation. A previous intercomparison between Crocus and ISBA-ES at CDP indicated that SWE and snow depth were significantly better simulated by ISBA-ES than Crocus at this site for one season (see e.g. Table 2 of Boone and Etchevers, 2001). The same statistics computed for 10 snow seasons at CDP indicate large year-to-year variations in model performance, preventing a fully informative comparison between model skills based on a limited amount of model years. Our interpretation of the statistics computed is that all three models (Crocus, ISBA-Crocus and ISBA-ES) perform satisfactorily at CDP in terms of bulk snowpack properties. A more detailed investigation of ISBA-Crocus performance in terms of physical properties of snow (density and microstructure) was recently carried out by Morin et al. (2012b).

The simulation also provides the information that the computational cost of running the snowpack scheme Crocus with a maximum of 50 numerical snow layers is only 2.3 times larger than for running the snowpack scheme ES, which remains on the same order of magnitude as for previous such comparisons (Boone and Etchevers, 2001, factor 2.5).

5.2 Distributed offline simulation of the snowpack at the spatial scale of a mountain range in the Alps

The general framework of SURFEX permits spatially distributed simulations over a given domain. Here we present the example of the evolution of the snowpack over the Grandes Rousses moutain range in the French Alps during

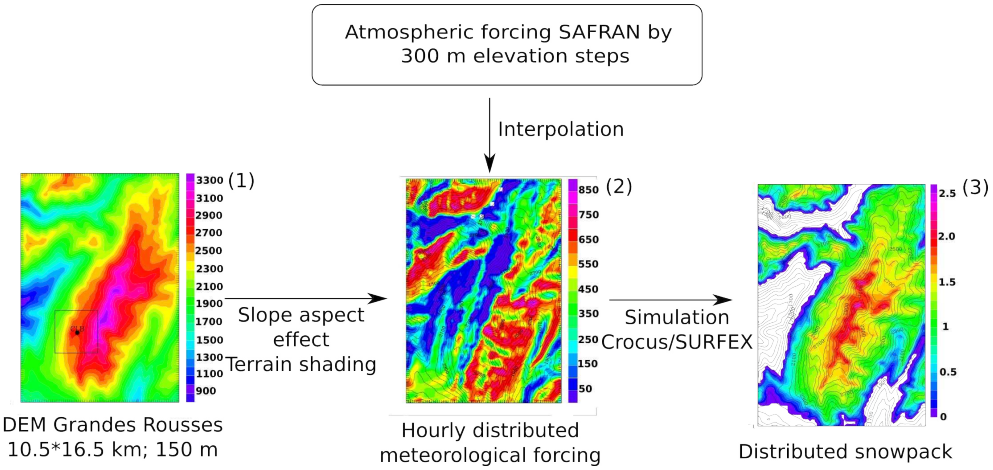


Fig. 7. Flow chart of the distributed simulation over the Grandes Rousses range. (1) DEM Grandes Rousses (150 m) (2) Incoming shortwave radiation (diffuse+direct, W m^2) on 2011/02/18 10:00 (3) Snow depth (m) on 2011/04/15 06:00.

the snow season 2010/2011. The Grandes Rousses range covers $10.5 \times 15\,\mathrm{km}^2$ with a maximum elevation of 3465 m (Pic Bayle). The distributed simulation is based on a digital elevation model with an horizontal resolution of 150 m, which allows a fine representation of the differences in terms of radiative budget between the simulation points.

The meteorological forcing was based on the output from SAFRAN (Durand et al., 1999) over the Grandes Rousses range, i.e. hourly meteorological driving data (Sect. 2.3) for six different aspects (N, E, SE, S, SW, W) at 300 m elevation intervals. This information was interpolated to each grid point as a function of its elevation, local slope and aspect (Fig. 7). Incoming shortwave radiation was corrected to account for effects of slope aspect and terrain shading.

The simulation started from 1 August 2010 over a snow-free domain, and lasted until 1 May 2011. Wind-induced snow transport was not explicitly included. Figure 7 (3) shows a map of snow depth over the simulation domain. Strong contrasts are observed in terms of snow depth between the north-facing and south-facing slopes due to topographic effects on the surface energy balance.

5.3 Atmosphere/snow coupled simulation of the energy balance of the snowpack in Antarctica

One of the first applications of the implementation of Crocus into SURFEX has been the set-up and the evaluation of a 11-day detailed 3-D coupled snow/atmosphere simulation around Dome C (Brun et al., 2011). From a technical point of view, the set-up of such a configuration has been extremely simplified by the general SURFEX framework, which includes the algorithms and interfaces allowing a full-coupling between the different surface schemes and the atmosphere. It was based on a configuration of the AROME regional meteorological model (Seity et al., 2011), over a $625 \times 625\,\mathrm{km}^2$ domain centered around Dome C, Antarctica. The horizontal resolution was 2.5 km and 60 vertical levels were used, allowing a very detailed vertical resolution in the lower layers of the atmosphere. The snow model included 20 snow layers, representing the top 10-m of the firn and snowpack, initialized from local observations.

The evaluation was based on a comparison between the observed and simulated snow temperature profiles, and temperature and wind profiles in the atmospheric boundary layer. In spite of a poor simulation at times of clouds, the surface and near-surface snow temperatures were correctly simulated (Figs. 8 and 9), showing neither significant bias nor drifts during the simulation period. This study proved to be very encouraging for improving the detailed representation of the physical processes at the snow/atmosphere interface, either in climate models or in NWP systems.

6 Conclusions

This paper describes the new version of the snowpack scheme Crocus. It includes the main features of the previous versions of Crocus in terms of dynamical layering of the snowpack and explicit representation of snow metamorphism (Brun et al., 1989, 1992). The surface energy balance and heat redistribution within the snowpack are now solved following the ISBA-Explicit Snow (ES) snowpack scheme (Boone and Etchevers, 2001). New parameterizations such as the impact of wind-drift allow Crocus to be run in different environments from polar regions to alpine terrain. This version of Crocus has then been implemented within the surface module SURFEX to better represent the interactions between the snowpack and its environment. Crocus is indeed fully coupled to the ISBA land surface model and its soil component allowing for an accounting of snow-vegetation interactions in a simplistic manner and realistic soil heat flux below the snow cover. As a general platform used by

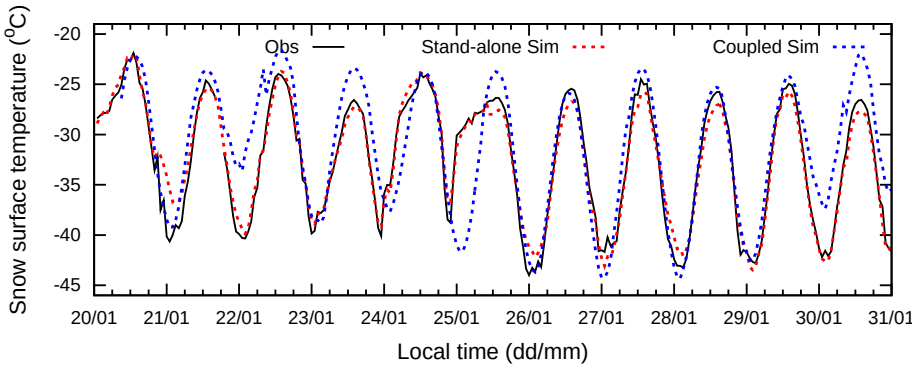


Fig. 8. Comparison between observed snow surface temperature (black solid line) and surface temperature modeled by the coupled snow-atmosphere model (blue dashed line) and by the stand-alone snow model (red dashed line).

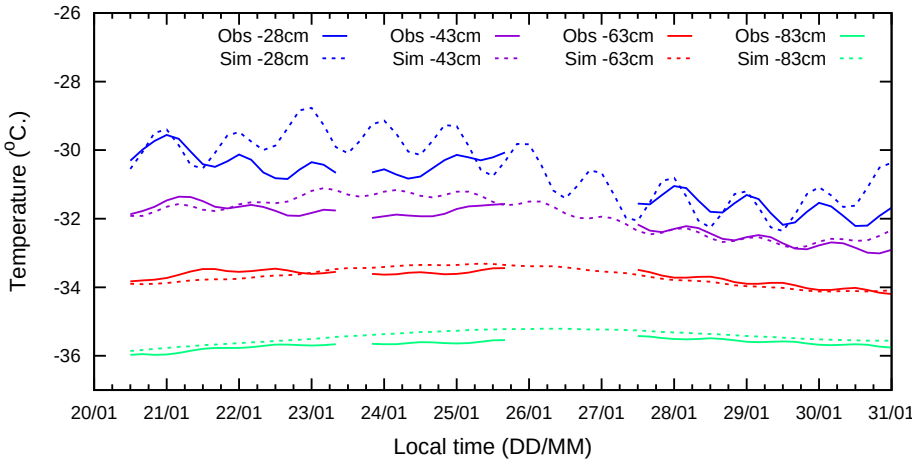


Fig. 9. Comparison between observations (solid line) and coupled simulations (dashed line) of snow temperature at different depths in the top 1 meter of the snowpack.

Météo France NWP and climate models, SURFEX can be coupled to several atmospheric models. Therefore, the snowpack scheme Crocus can be run either in stand alone mode, using a time series of meteorological forcing (single point or distributed), or in a fully-coupled mode (explicit or fully implicit) with an interactive simulation of the atmosphere. This enables Crocus to be used for many applications including avalanche forecasting, hydrological or climate studies.

A 10-yr evaluation (2001–2011) of the new snow scheme has been carried out at the Col de Porte experimental site (French Alps). Results show that ES and Crocus perform well and with comparable levels of performance, in terms of snow depth, SWE and numerical costs. When coupled to the atmospheric model AROME over Dome C (Antarctica), Crocus was able to reproduce reasonably well the evolution of the snow surface temperature over an 11-day period (Brun et al., 2011). The coupling of the atmospheric model with Crocus/SURFEX also proved to be able to simulate a consistent evolution of the atmospheric boundary layer. In alpine terrain, model applications include the simulation of the seasonal evolution of the snowpack over a whole mountain range using distributed meteorological forcing.

Further developments of the snowpack scheme Crocus within SURFEX are planned. In terms of the snowpack scheme itself, the two major planned developments are the comprehensive revisit of the solar radiation transfer scheme, and the reformulation of the snow metamorphism laws. Beyond the scope of the snowpack scheme Crocus itself, an explicit representation of snow/canopy interactions is currently being developed within ISBA. This will permit an explicit representation of turbulent and radiative transfer within and below the canopy, and certain processes critical for modeling snow in a forest, such as unloading. The coupling of Crocus with the atmospheric model Meso-NH is also in progress and will lead to the inception of a modeling platform dedicated to the simulation of the snowpack evolution during snow-drift events.

The snowpack scheme Crocus fully belongs to SURFEX from version 7 on, and is available for research purposes on request to the authors. Information pertaining to the evolution

of the numerical code is provided at http://www.cnrm.meteo.fr/surfex/.

Appendix A

Symbols and units

Symbol	*Units*	*Description*
A	days	snow layer age
C_H	(–)	turbulent exchange coefficient
C_p	$\mathrm{J\,K^{-1}\,kg^{-1}}$	air specific heat
D	m	snow layer thickness
H	$\mathrm{J\,m^{-2}}$	snow layer heat content
H_F	$\mathrm{W\,m^{-2}}$	sensible heat flux
G	$\mathrm{K\,m^{-1}}$	vertical temperature gradient in the snowpack
LE	$\mathrm{W\,m^{-2}}$	latent heat flux
L_f	$\mathrm{J\,kg^{-1}}$	latent heat of fusion
L_v	$\mathrm{J\,kg^{-1}}$	latent heat of vaporization
M_{O}	(–)	snow mobility index
N	(–)	number of snow layers
N_{min}	(–)	minimal number of snow layers (3 by default)
N_{max}	(–)	maximal number of snow layers (user defined)
Q_s	$\mathrm{W\,m^{-2}}$	solar flux in the snowpack
P	Pa	air pressure
R_i	(–)	Richardson number
R_s	$\mathrm{kg\,s^{-1}\,m^{-1}}$	incoming shortwave radiation flux
S_I	(–)	snow driftability index
T	K	snow layer temperature
T_a	K	air temperature
T_{fus}	K	temperature of the melting point for water
T_s	K	snow surface temperature
U	$\mathrm{m\,s^{-1}}$	wind speed
W_{liq}	$\mathrm{kg\,m^{-2}}$	snow layer liquid water content
$W_{\mathrm{liq\,max}}$	$\mathrm{kg\,m^{-2}}$	maximum liquid water holding capacity
a_η	$\mathrm{K^{-1}}$	snow viscosity parameter
b_η	$\mathrm{m^{-3}\,kg^{-1}}$	snow viscosity parameter
c_η	$\mathrm{kg\ m^3}$	snow viscosity parameter
a_ρ	$\mathrm{kg\,m^{-3}}$	snowfall density parameter
b_ρ	$\mathrm{kg\,m^{-3}\,K^{-1}}$	snowfall density parameter
c_ρ	$\mathrm{kg\,s^{-1/2}\,m^{-7/2}}$	snowfall density parameter
d	(–)	snow grain dendricity
d_{fall}	(–)	dendricity of falling snow grains
d_{opt}	m	snow layer optical diameter
dt	s	model time step
f_1, f_2	(–)	snow viscosity correction factors
g	$\mathrm{m\,s^{-2}}$	gravitational acceleration
g_s	m	snow grain size
h	(–)	snow grain historical variable
k	$\mathrm{W\,m^{-1}\,K^{-1}}$	snow thermal conductivity
k_{ice}	$\mathrm{W\,m^{-1}\,K^{-1}}$	ice thermal conductivity
q_a	$\mathrm{kg\,kg^{-1}}$	air specific humidity
q_{sat}	$\mathrm{kg\,kg^{-1}}$	saturation specific humidity
s	(–)	snow grain sphericity
s_{fall}	(–)	sphericity of falling snow grains
z_0	m	effective roughness length
z_a	m	height of air temperature measurement
z_u	m	height of wind measurement
α	(–)	snow albedo
β	$\mathrm{m^{-1}}$	snow layer extinction coefficient
η	$\mathrm{kg\,s^{-1}\,m^{-1}}$	snow viscosity
θ	(%)	percentage of mass liquid water content
Θ	rad	local slope
κ	(–)	Von Karman constant
Π_a	(–)	Exner function for the atmosphere
Π_s	(–)	Exner function for the surface
ρ	$\mathrm{kg\,m^{-3}}$	snow layer density
ρ_a	$\mathrm{kg\,m^{-3}}$	air density
ρ_i	$\mathrm{kg\,m^{-3}}$	ice density
ρ_{min}	$\mathrm{kg\,m^{-3}}$	minimum snow density
ρ_{max}	$\mathrm{kg\,m^{-3}}$	maximal snow density
ρ_{new}	$\mathrm{kg\,m^{-3}}$	density of falling snow
ρ_w	$\mathrm{kg\,m^{-3}}$	water density
σ	$\mathrm{N\,m^{-2}}$	vertical stress
τ	s	time characteristic for snow grain change under wind transport:

Appendix B

Temperature gradient laws

Marbouty (1980) developed an empirical model to simulate the temperature gradient metamorphism based on cold room simulations. The increase of grain size g_s follows:

$$\frac{\delta g_s}{\delta t} = f(T)h(\rho)g(G)\Phi \tag{B1}$$

where G is the absolute value of the temperature gradient ($|\delta T/\delta z|$) and f, g, h, and Φ are dimensionless functions from 0 to 1 given by

$$f = \begin{cases} 0 & \text{if} \quad T - T_{\mathrm{fus}} < -40\,^{\circ}\mathrm{C} \\ 0.011 \times (T - T_{\mathrm{fus}} + 40) & \text{if} \quad -40 \le T - T_{\mathrm{fus}} < -22\,^{\circ}\mathrm{C} \\ 0.2 + 0.05 \times (T - T_{\mathrm{fus}} + 22) & \text{if} \quad -22 \le T - T_{\mathrm{fus}} < -6\,^{\circ}\mathrm{C} \\ 1 - 0.05 \times (T - T_{\mathrm{fus}}) & \text{otherwise} \end{cases} \tag{B2}$$

where T_{fus} is temperature of the melting point for water (K).

$$h = \begin{cases} 1. & \text{if} \quad \rho < 150 \quad \mathrm{kg\,m^{-3}} \\ 1 - 0.004 \times (\rho - 150) & \text{if} \quad 150 < \quad \rho < 400 \quad \mathrm{kg\,m^{-3}} \\ 0 & \text{otherwise} \end{cases} \tag{B3}$$

$$g = \begin{cases} 0. & \text{if} \quad G < 15\,\mathrm{K\,m^{-1}} \\ 0.01 \times (G - 15) & \text{if} \quad 15 \le G < 25\,\mathrm{K\,m^{-1}} \\ 0.1 + 0.037 \times (G - 25) & \text{if} \quad 25 \le G < 40\,\mathrm{K\,m^{-1}} \\ 0.65 + 0.02 \times (G - 40) & \text{if} \quad 40 \le G < 50\,\mathrm{K\,m^{-1}} \\ 0.85 + 0.0075 \times (G - 50) & \text{if} \quad 50 \le G < 70\,\mathrm{K\,m^{-1}} \\ 1 & \text{otherwise} \end{cases} \tag{B4}$$

$$\Phi = 1.0417.10^{-9}\,\mathrm{m\,s^{-1}} \tag{B5}$$

Acknowledgements. The authors wish to thank H. W. Jacobi, P. Huybrechts and P. Drzewiecki who provided many helpful comments. Many thanks are expressed towards the people in charge of maintaining, carrying out and quality-controlling the driving and evaluation data at CDP, including EDF-DTG regarding the SWE measurements. We thank A. Voldoire (CNRM-GAME) for help with NetCDF handling and plotting. We thank Y. Durand and G. Giraud (CNRM-GAME/CEN) for providing the SAFRAN data. We also thank V. Masson (CNRM-GAME) for developing routines to account for slope and terrain shading in SURFEX.

Edited by: P. Huybrechts

References

Anderson, E. A.: A point energy and mass balance model of a snow cover, Tech. rep., Office of Hydrology – National Weather Service, 1976.

Armstrong, R. and Brun, E.: Snow and climate: physical processes, surface energy exchange and modeling, Cambridge Univ. Pr., 2008.

Bartelt, P. and Lehning, M.: A physical SNOWPACK model for the Swiss avalanche warning: Part I: numerical model, Cold Reg. Sci. Technol., 35, 123–145, 2002.

Bartlett, S., Ruedi, J., Craig, A., and Fierz, C.: Assessment of techniques for analyzing snow crystals in two dimensions, Ann. Glaciol., 48, 103–112, 2008.

Bazile, E., El Haiti, M., Bogatchev, A., and Spiridonov, V.: Improvement of the snow parametrisation in ARPEGE/ALADIN, in: Proceedings of SRNWP/HIRLAM Workshop on surface processes, turbulence and mountain effects, 22–24 October 2001, Madrid, HIRLAM 5 Project, 14–19, 2002.

Best, M., Beljaars, A., Polcher, J., and Viterbo, P.: A proposed structure for coupling tiled surfaces with the planetary boundary layer, J. Hydrometeorol., 5, 1271–1278, 2004.

Best, M. J., Pryor, M., Clark, D. B., Rooney, G. G., Essery, R. L. H., Ménard, C. B., Edwards, J. M., Hendry, M. A., Porson, A., Gedney, N., Mercado, L. M., Sitch, S., Blyth, E., Boucher, O., Cox, P. M., Grimmond, C. S. B., and Harding, R. J.: The Joint UK Land Environment Simulator (JULES), Model description – Part 1: Energy and water fluxes, Geosci. Model Dev., 4, 677–699, doi:10.5194/gmd-4-677-2011, 2011.

Boone, A. and Etchevers, P.: An intercomparison of three snow schemes of varying complexity coupled to the same land-surface model: Local scale evaluation at an Alpine site, J. Hydrometeorol., 2, 374 – 394, 2001.

Boone, A., Masson, V., Meyers, T., and Noilhan, J.: The influence of the inclusion of soil freezing on simulations by a soil-vegetation-atmosphere transfer scheme, J. Appl. Meteorol., 39, 1544–1569, 2000.

Bouilloud, L. and Martin, E.: A coupled model to simulate snow behavior on roads, J. Appl. Meteorol., 45, 500–516, 2006.

Braun, L., Brun, E., Durand, Y., Martin, E., and Tourasse, P.: Simulation of discharge using different methods of meteorological data distribution, basin discretization and snow modelling, Nord. Hydrol., 25, 129–144, 1994.

Brown, R., Bartlett, P., MacKay, M., and Verseghy, D.: Evaluation of snow cover in CLASS for SnowMIP, Atmos.-Ocean, 44, 223–238, doi:10.3137/ao.440302, 2006.

Brucker, L., Royer, A., Picard, G., Langlois, A., and Fily, M.: Hourly simulations of the microwave brightness temperature of seasonal snow in Quebec, Canada, using a coupled snow evolution-emission model, Remote Sens. Environ., 115, 1966–1977, doi:10.1016/j.rse.2011.03.019, 2011.

Brun, E.: Investigation on wet-snow metamorphism in respect of liquid-water content, Ann. Glaciol., 13, 22–26, 1989.

Brun, E., Martin, E., Simon, V., Gendre, C., and Coléou, C.: An energy and mass model of snow cover suitable for operational avalanche forecasting, J. Glaciol., 35, 333–342, 1989.

Brun, E., David, P., Sudul, M., and Brunot, G.: A numerical model to simulate snow-cover stratigraphy for operational avalanche forecasting, J. Glaciol., 38, 13–22, 1992.

Brun, E., Martin, E., and Spiridonov, V.: Coupling a multi-layered snow model with a GCM, Ann. Glaciol., 25, 66–72, 1997.

Brun, E., Six, D., Picard, G., Vionnet, V., Arnaud, L., Bazile, E., Boone, A., Bouchard, A., Genthon, C., Guidard, V., Moigne, P. L., Rabier, F., and Seity, Y.: Snow/atmosphere coupled simulation at Dome C, Antarctica, J. Glaciol., 52, 721–736, 2011.

Clifton, A., Ruedi, J., and Lehning, M.: Snow saltation threshold measurements in a drifting-snow wind tunnel, J. Glaciol., 52, 585–596, 2006.

Decharme, B., Boone, A., Delire, C., and Noilhan, J.: Local Evaluation of the ISBA Soil Multilayer Diffusion Scheme using Four Pedotransfer Functions, J. Geophys. Res., 116, doi:10.1029/2011JD016002, 2011.

Douville, H., Royer, J., and Mahfouf, J.: A new snow parameterization for the Meteo-France climate model, Clim. Dynam., 12, 21–35, 1995.

Durand, Y., Giraud, G., Brun, E., Mérindol, L., and Martin, E.: A computer-based system simulating snowpack structures as a tool for regional avalanche forecasting, J. Glaciol., 45, 469–484, 1999.

Durand, Y., Guyomarc'h, G., Mérindol, L., and Corripio, J.: Improvement of a numerical snow drift model and field validation, Cold Reg. Sci. Technol., 43, 93–103, 2005.

Dutra, E., Balsamo, G., Viterbo, P., Miranda, P., Beljaars, A., Schär, C., and Elder, K.: An improved snow scheme for the ECMWF land surface model: description and offline validation, J. Hydrometeorol., 11, 899–916, 2010.

Etchevers, P., Martin, E., Brown, R., Fierz, C., Lejeune, Y., Bazile, E., Boone, A., Dai, Y., Essery, R., Fernandez, A., et al.: Validation of the energy budget of an alpine snowpack simulated by several snow models (SnowMIP project), Ann. Glaciol., 38, 150–158, 2004.

Flanner, M., Shell, K., Barlage, M., Perovich, D., and Tschudi, M.: Radiative forcing and albedo feedback from the Northern Hemisphere cryosphere between 1979 and 2008, Nature Geosci., 4, 151–155, 2011.

Gallée, H., Guyomarc'h, G., and Brun, E.: Impact of snow drift on the Antarctic ice sheet surface mass balance : possible sensitivity to snow-surface properties, Bound.-Layer Meteorol., 99, 1–19, 2001.

Gordon, M., Simon, K., and Taylor, P.: On snow depth predictions with the Canadian land surface scheme including a parametrization of blowing snow sublimation, Atmos.-Ocean, 44, 239–255, 2006.

Gregory, J. M.: The CF metadata standard, Tech. rep., CLIVAR, 2003.

Guyomarc'h, G. and Merindol, L.: Validation of an application for forecasting blowing snow, Ann. Glaciol., 26, 138–143, 1998.

Habets, F., Boone, A., Champeaux, J., Etchevers, P., Franchisteguy, L., Leblois, E., Ledoux, E., Le Moigne, P., Martin, E., Morel, S., Noilhan, J., Quintana Seguí, P., Rousset-Regimbeau F., and Viennot, P.: The SAFRAN-ISBA-MODCOU hydrometeorological model applied over France, J. Geophys. Res., 113, 18, D06113, doi:10.1029/2007JD008548, 2008.

Jacobi, H., Domine, F., Simpson, W., Douglas, T., and Sturm, M.: Simulation of the specific surface area of snow using a one-dimensional physical snowpack model: implementation and evaluation for subarctic snow in Alaska, The Cryosphere, 4, 35–51, 2010, http://www.the-cryosphere-discuss.net/4/35/2010/.

Jordan, R.: A One-Dimensional Temperature Model for a Snow Cover: Technical Documentation for SNTHERM. 89., Tech. rep., Cold Regions Research and Engineering Lab. Hanover NH, 1991.

Jordan, R.: Effects of capillary discontinuities on water flow and water retention in layered snowcovers, Defence Sci. J., 45, 79–91, 1995.

Kodama, M., Nakai, K., Kawasaki, S., and Wada, M.: An application of cosmic-ray neutron measurements to the determination of the snow-water equivalent, J. Hydrol., 41, 85–92, doi:10.1016/0022-1694(79)90107-0, 1979.

Kuipers Munneke, P., van den Broeke, M., Lenaerts, J., Flanner, M., Gardner, A., and van de Berg, W.: A new albedo parameterization for use in climate models over the Antarctic ice sheet, J. Geophys. Res, 116, doi:10.1029/2010JD015113, 2011.

Lafore, J. P., Stein, J., Asencio, N., Bougeault, P., Ducrocq, V., Duron, J., Fischer, C., Héreil, P., Mascart, P., Masson, V., Pinty, J. P., Redelsperger, J. L., Richard, E., and Vilà-Guerau de Arellano, J.: The Meso-NH Atmospheric Simulation System. Part I: adiabatic formulation and control simulations, Ann. Geophys., 16, 90–109, doi:10.1007/s00585-997-0090-6, 1998.

Langlois, A., Brucker, L., Kohn, J., Royer, A., Derksen, C., Cliche, P., Picard, G., Fily, M., and Willemet, J.-M.: Simulation of Snow Water Equivalent (SWE) using Thermodynamic Snow Models in southern Québec between 2005 and 2006, J. Hydrometeorol., 10, 1447–1462, doi:10.1175/2009JHM1154.1, 2009.

Le Moigne, P., Boone, A., Calvet, J.-C., Decharme, B., Faroux, S., Gibelin, A.-L., Lebeaupin, C., Mahfouf, J.-F., Martin, E., V., M., Mironov, D., Noilhan, J., P., T., and Van Den Hurk, B.: SUREFX Scientific Documentation, Note de centre du Groupe de Météorologie à Moyenne Echelle, 87, Météo-France, online available at: http://www.cnrm.meteo.fr/surfex/, last access: April 2012, CNRM, Toulouse, France, 211 pp., 2009.

Lejeune, Y., Wagnon, P., Bouilloud, L., Chevallier, P., Etchevers, P., Martin, E., Sicart, J.-E., and Habets, F.: Melting of snow cover in a tropical mountain environment in Bolivia: Processes and modeling, J. Hydrometeorol., 8, 922–937, doi:10.1175/JHM590.1, 2007.

Lesaffre, B., Pougatch, E., and Martin, E.: Objective determination of snow-grain characteristics from images, Ann. Glaciol., 26, 112–118, 1998.

Loth, B. and Graf, H.: Modeling the snow cover in climate studies 1. Long-term integrations under different climatic conditions using a multilayered snow-cover model, J. Geophys. Res. D, 103, 11, 313–327, 1998.

Louis, J.: A parametric model of vertical eddy fluxes in the atmosphere, Bound. Layer Meteorol., 17, 187–202, 1979.

Lynch-Stieglitz, M.: The development and validation of a simple snow model for the GISS GCM, J. Climate, 7, 1842–1855, 1994.

Marbouty, D.: An experimental study of temperature-gradient metamorphism, J. Glaciol., 26, 303–312, 1980.

Martin, E. and Lejeune, Y.: Turbulent fluxes above the snow surface, Ann. Glaciol., 26, 179–183, 1998.

Martin, E., Timbal, B., and Brun, E.: Downscaling of general circulation model outputs: simulation of the snow climatology of the French Alps and sensitivity to climate change, Clim. Dynam., 13, 45–56, 1997.

Masson, V., Champeaux, J., Chauvin, F., Meriguet, C., and Lacaze, R.: A global database of land surface parameters at 1-km resolution in meteorological and climate models, J. Climate, 16, 1261–1282, 2003.

Morin, S., Lejeune, Y., Lesaffre, B., Panel, J.-M., Poncet, D., David, P., and Sudul, M.: A 18-years long (1993 - 2011) snow and meteorological dataset from a mid-altitude mountain site (Col de Porte, France, 1325 m alt.) for driving and evaluating snowpack models, Earth Syst. Sci. Data Discuss., 5, 29–45, doi:10.5194/essdd-5-29-2012, 2012a.

Morin, S., Domine, F., Dufour, A., Lejeune, Y., Lesaffre, B., Willemet, J.-M., Carmagnola, C. M., and Jacobi, H.-W.: Measurements and modeling of the vertical profile of specific surface area of an alpine snowpack, Adv. Water Res., doi:10.1016/j.advwatres.2012.01.010, in press, 2012b.

Noilhan, J. and Mahfouf, J.-F.: The ISBA land surface parameterization scheme, Global Planet. Change, 17, 145–159, 1996.

Noilhan, J. and Planton, S.: A simple parameterization of land surface processes for meteorological models, Mon. Wea. Rev., 117, 536–549, 1989.

Oleson, K., Lawrence, D., Gordon, B., Flanner, M., Kluzek, E., Peter, J., Levis, S., Swenson, S., Thornton, E., Feddema, J., et al.: Technical description of version 4.0 of the Community Land Model (CLM), Tech. rep., 2010.

Pahaut, E.: La métamorphose des cristaux de neige (Snow crystal metamorphosis), 96, Monographies de la Météorologie Nationale, Météo France, 1976.

Paquet, E. and Laval, M.-T.: Operation feedback and prospects of EDF Cosmic-Ray Snow Sensors, La Houille Blanche, 2, 113–119, doi:10.1051/lhb:200602015, 2006.

Polcher, J., McAvaney, B., Viterbo, P., Gaertner, M., Hahmann, A., Mahfouf, J., Noilhan, J., Phillips, T., Pitman, A., Schlosser, C., et al.: A proposal for a general interface between land surface schemes and general circulation models, Global Planet. Change, 19, 261–276, 1998.

Rew, R. and Davis, G.: NetCDF - An interface for scientific-data access, IEEE Comput. Graph., 10, 76–82, doi:10.1109/38.56302, 1990.

Rousselot, M., Durand, Y., Giraud, G., Merindol, L., and Daniel, L.: Analysis and forecast of extreme new-snow avalanches: a numerical study of the avalanche cycles of February 1999 in France, J. Glaciol., 56, 758–770, 2010.

Rutter, N., Essery, R., Pomeroy, J., Altimir, N., Andreadis, K., Baker, I., Barr, A., Bartlett, P., Boone, A., Deng, H., et al.: Evaluation of forest snow processes models (SnowMIP2), J. Geophys. Res., 114, D06111, doi:10.1029/2008JD011063, 2009.

Salgado, R. and Le Moigne, P.: Coupling of the FLake model to the Surfex externalized surface model, Boreal Environ. Res., 15, 231–244, 2010.

Sato, T., Kosugi, K., Mochizuki, S., and Nemoto, M.: Wind speed dependences of fracture and accumulation of snowflakes on snow surface, Cold Reg. Sci. Technol., 51, 229–239, 2008.

Seity, Y., Brousseau, P., Malardel, S., Hello, G., Bénard, P., Bouttier, F., Lac, C., and Masson, V.: The AROME-France convective scale operational model, Mon. Wea. Rev., 129, 976–991, 2011.

Shrestha, M., Wang, L., Koike, T., Xue, Y., and Hirabayashi, Y.: Improving the snow physics of WEB-DHM and its point evaluation at the SnowMIP sites, Hydrol. Earth Syst. Sci., 14, 2577–2594, doi:10.5194/hess-14-2577-2010, 2010.

Vionnet, V., Guyomarc'h, G., Naaim-Bouvet, F., Martin, E., Durand, Y., Bellot, H., Bel, C., and Puglièse, P.: Occurrence

of blowing snow events at an alpine site over a 10-year period: observations and modeling, Adv. Water Res., accepted, doi:10.1016/j.advwatres.2012.05.004, 2012.

Wagnon, P., Lafaysse, M., Lejeune, Y., Maisincho, L., Rojas, M., and Chazarin, J. P.: Understanding and modeling the physical processes that govern the melting of snow cover in a tropical mountain environment in Ecuador, J. Geophys. Res.-Atmos., 114, doi:10.1029/2009JD012292, 2009.

Warren, S.: Optical properties of snow, Rev. Geophys. Space Phys., 20, 67–89, 1982.

Yen, Y. C.: Review of thermal properties of snow, ice and sea ice, CRREL Rep., 81–10, 1981.

Zender, C. S.: Analysis of self-describing gridded geoscience data with netCDF Operators (NCO), Environ. Modell. Softw., 23, 1338–1342, doi:10.1016/j.envsoft.2008.03.004, 2008.

Annexe B

Acronymes et Notations

Institutions, laboratoires et groupes de recherche

Acronyme	*Signification*
ANENA	Association Nationale d'Etude de la Neige et des Avalanches
BOKU	Universität für Bodenkultur
CEN	Centre d'Etudes de la Neige
CNRM	Centre National de Recherches Météorologiques
ETNA	Erosion Torentielle Neige et Avalanche
IGN	Institut Géographique National
GAME	Groupe d'Etudes de l'Atmosphère Météorologique
GMME	Groupe de Météorologie de Moyenne Echelle
IRSTEA	Institut national de Recherche en Sciences et Technologies pour l'Environnement et l'Agriculture
LEGI	Laboratoire des Ecoulements Geophysiques et Industriels
LGGE	Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement

Modèles

Acronyme	*Signification*
AROME	Modèle atmosphérique opérationnel de prévision du temps
ARPS	Modèle atmosphérique Advanced Regionl Prediction System
CANOPY	Module de Couche Limite de Surface
CROCUS	Modèle détaillé de manteau neigeux
MAR	Modèle Atmosphérique Régional

Acronyme	*Signification*
Meso-NH	Modèle méso-échelle Non-Hydrostatique
PIEKTUK	Modèle 1D de transport de neige par le vent
RACMO	Modèle atmosphérique Regional Atmospheric Climte Model
SAFRAN	Système d'Analyse Fournissant des Renseignements Atmosphériques à la Neige
SURFEX	Surface Externalisée

Abbréviations

Acronyme	*Signification*
CLS	Couche Limite de Surface
INEV	Projet de recherche Interaction Neige Et Vent
MNT	Modèle Numérique de Terrain
PAV	Période de Précipitation Avec Vent (transport avec chute de neige)
SPC	Snow Particle Counter (compteur de particules de neige)
TNV	Période de Transport Neige par le Vent (transport sans chute de neige)

Notations

Symbole	*Unités*	*Description*
C_D	(-)	Cœfficient de transfert pour le moment
D_v	$m^2\ s^{-1}$	Cœfficient de diffusion moléculaire de la vapeur d'eau dans l'air
F_{Net}	$kg\ m^{-2}\ s^{-1}$	Flux net de masse échangé entre l'atmosphère et le manteau neigeux
F_{Precip}	$kg\ m^{-2}\ s^{-1}$	Taux de précipitation neigeuse
F_{Salt}	$kg\ m^{-2}\ s^{-1}$	Contribution du transport en saltation à F_{Net}
F_{Susp}	$kg\ m^{-2}\ s^{-1}$	Contribution du transport en suspension à F_{Net}
K_{air}	$J\ m^{-1}\ s^{-1}\ K^{-1}$	Conductivité thermique de l'air
K_m	$m^2\ s^{-1}$	Cœfficient de diffusion turbulente pour le vent
K_{Sca}	$m^2\ s^{-1}$	Cœfficient de diffusion turbulente des scalaires passifs dans Meso-NH

Symbole	*Unités*	*Description*
K_{Snw}	$\text{m}^2\ \text{s}^{-1}$	Cœfficient de diffusion turbulente des particules de neige
L	m	Longueur de Monin-Obukhov
L_m	m	Longueur de mélange
L_s	J kg^{-1}	Chaleur latente de sublimation de la glace
M_O	(-)	Indice de mobilité d'une couche de neige
N_s	kg^{-1}	Nombre de particules de neige en suspension par unité de masse de fluide
$\widetilde{N_s}$	m^{-3}	Nombre de particules de neige en suspension par unité de volume de fluide
$\tilde{N}_{\text{Salt}}$	m^{-3}	Nombre de particules de neige dans la couche de saltation par unité de volume de fluide
Nu	(-)	Nombre de Nusselt
P_{air}	Pa	Pression de l'air
Q_{Salt}	$\text{kg m}^{-1}\ \text{s}^{-1}$	Taux de transport horizontal de particules de neige en saltation
Re	(-)	Nombre de Reynolds des particules de neige
R_v	$\text{J kg}^{-1}\ \text{K}^{-1}$	Constante spécifique de la vapeur d'eau
S_c	(-)	Nombre de Schmidt des particules de neige
Sh	(-)	Nombre de Sherwood
SI	(-)	Indice de transport d'une couche de neige
SWE	kg m^{-2}	Snow Water Equivalent ou équivalent en eau du manteau neigeux
S_N	$\text{kg}^{-1}\ \text{s}^{-1}$	Taux sublimation du nombre
S_q	$\text{kg kg}^{-1}\ \text{s}^{-1}$	Taux de sublimation de la masse
T_{air}	K	Température de l'air
U_{xt}	m s^{-1}	Vitesse seuil de transport à x m de hauteur
U_x	m s^{-1}	Vitesse du vent à x m de hauteur
V_N	m s^{-1}	Vitesse de chute moyennée sur le nombre
V_q	m s^{-1}	Vitesse de chute moyennée sur la masse
V_v	m s^{-1}	Vitesse de ventilation des particules en suspension

Symbole	*Unités*	*Description*
c	kg m^{-3}	Concentration en particule de neige
c_{Salt}	kg m^{-3}	Concentration dans la couche de saltation
d	(-)	Dendricité des grains de neige
e	Pa	Pression partielle de vapeur
e_{si}	Pa	Pression de vapeur saturante par rapport à la glace
e_{TKE}	m^2 s^{-2}	Energie cinétique turbulente
g	m s^{-2}	Accélération due à la gravité
g_s	m	Taille des grains de neige
h_{Salt}	m	Hauteur de la couche de saltation
q	kg kg^{-1}	Humidité spécifique
q_*	kg kg^{-1}	Echelle caractéristique des fluctuations turbulentes de q
q_s	kg kg^{-1}	Rapport de mélange de la neige en suspension
r	m	Rayon des particules
r_m	m	Rayon moyen de la distribution en taille des particules
r_{msalt}	m	Rayon moyen dans la couche de saltation
s	(-)	Sphéricité des grains de neige
u_{part}	m s^{-1}	Vitesse des particules dans le couche de saltation
u_j	m s^{-1}	Vitesse du vent suivant la direction j
u_*	m s^{-1}	Vitesse de frottement
u_{*t}	m s^{-1}	Vitesse seuil de frottement
z_0	m	Longueur de rugosité
Γ	(-)	Fonction Gamma
α	(-)	Paramètre de forme de la loi gamma
β	m	Paramètre d'échelle de la loi gamma
γ_c	(-)	Exposant de la régression en loi puissance sur le profil vertical de concentration en particules de neige en suspension
γ_F	(-)	Exposant de la régression en loi puissance sur le profil vertical de flux de particules de neige en suspension
ζ	(-)	Rapport $K_{\mathrm{Sca}}/K_{\mathrm{Snw}}$

Symbole	*Unités*	*Description*
ζ_{MO}	(-)	Indice de stabilité de Monin Obukhov
θ	K	Température potentielle
θ_v	K	Températurevirtuelle
θ_*	K	Echelle caractéristique des fluctuations turbulentes de θ
κ	(-)	Constante de Karman
ν_{air}	$\text{m}^2\ \text{s}^{-1}$	Viscosité cinématique de l'air
ρ_{air}	$\text{kg}\ \text{m}^{-3}$	Masse volumique de l'air
ρ_{ice}	$\text{kg}\ \text{m}^{-3}$	Masse volumique de la glace
σ	(-)	Sous-saturation par rapport à la glace ($= (e - e_{si})/e_{si}$)
ω	$\text{m}\ \text{s}^{-1}$	Vitesse de chute moyenne des particules de neige

Annexe C

Publications et conférences

Publications dans une revue à comité de lecture

Brun E., D. Six, G. Picard, **V. Vionnet**, L. Arnaud, E. Bazile, A. Boone, A. Bouchard, C. Genthon, V. Guidard, P. Le Moigne, F. Rabier et Y. Seity, Snow/atmosphere coupled simulation at Dome C, Antarctica, J. Glaciol., 57(204), 2011

Vionnet V., E. Brun, S. Morin, A. Boone, S. Faroux, P. Le Moigne, E. Martin et J.-M. Willemet, The detailed snowpack scheme Crocus and its implementation in SURFEX v7.2, Geosci. Model Dev., 5, 773-791, 2012

Vionnet V., G. Guyomarc'h, F. Naaim Bouvet, E. Martin, Y. Durand, C. Bel, H. Bellot, et P. Puglièse, Occurrence of blowing snow events at an alpine site over a 10-year period : observations and modeling, Adv. Water Res., 2012

Brun E., **V. Vionnet**, B. Decharme, F. Karbou, Y. Peings, S.Morin, et R. Valette, Simulation of northern Eurasian local snow depth, mass and density using a detailed snowpack model and meteorological reanalyses, J. Hydrometeorol., 2012

Conférences scientifiques

Vionnet V., E. Martin, E. Brun, C. Lac, V. Masson et Y. Durand,"Introduction d'un schéma de transport de neige par le vent dans un modèle atmosphérique In Proc. of the AMA 2010 Conference, Toulouse, Janvier 2010. Présentation orale, 2010

Vionnet V., E. Martin, E. Brun, C. Lac, V. Masson et Y. Durand, Implementation of a blowing snow scheme in a meso-scale atmospheric model In Proc. of the EGU General Assembly 2010, Vienne, Mai 2010. Présentation orale, 2010

Vionnet V., E. Martin, V. Masson, E. Brun, Y. Durand, G. Guyomarc'h et C. Lac, Simu-

lations of snow-drift events in an alpine terrain" In Proc. of the IUGG General Assembly 2011, Melbourne, Juillet 2011. Présentation orale, 2011

Vionnet V., E. Brun, S. Morin, A. Boone, S. Faroux, P. Le Moigne, E. Martin et J.-M. Willemet, Crocus-SURFEX : a new simulation platform dedicated to study snowcover processes In Proc. of the IUGG General Assembly 2011, Melbourne, Juillet 2011. Poster, 2011

Bibliographie

Agosta, C. : Evolution du bilan de masse de surface Antarctique par régionalisation physique et conséquences sur les variations du niveau des mers, Ph.D. thesis, Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement, Université de Grenoble, France, 2012.

Amory, C. : Simulation numérique à haute résolution du champs de vent en couche limite atmosphérique sur relief complexe. Application à un site d'étude du transport de neige par le vent : le Col du Lac Blanc (Alpe d'Huez, France), Master's thesis, Laboratoire des Ecoulements Géophysiques et Industriels, Université Joseph Fourier, Grenoble, France, 2012.

Anderson, R. et Haff, P. : Wind modification and bed response during saltation of sand in air., Acta Mechanica (Suppl.), 1, 21–51, 1991.

Andreas, E. : The Fallacy of Drifting Snow, Boundary-Layer Meteorol., 141, 333–347, 2011.

Andreotti, B., Claudin, P., et Pouliquen, O. : Measurements of the aeolian sand transport saturation length, Geomorphology, 123, 343–348, 2010.

Armstrong, R. et Brun, E. : Snow and climate : physical processes, surface energy exchange and modeling, Cambridge Univ Pr, 2008.

Aumond, P., Masson, V., Lac, C., Gauvreau, B., Dupont, S., et Berengier, M. : Including the Drag Effects of Canopies : Real Case Large-Eddy Simulation Studies, Boundary-Layer Meteorol., pp. 1–16, 2012.

Axelsen, S. et van Dop, H. : Large-eddy simulation of katabatic winds. Part 1 : Comparison with observations, Acta Geophys., 57, 803–836, 2009.

Baggaley, D. et Hanesiak, J. : An Empirical Blowing Snow Forecast Technique for the Canadian Arctic and the Prairie Provinces, Weather and Forecasting, 20, 51–62, 2005.

Bagnold, R. : The physics of blown sand and desert dunes, Methuen and Co LTD., London, 1941.

Barkwith, A. et Collier, C. : Lidar observations of flow variability over complex terrain, Meteorol. Appl., 18, 372–382, 2011.

Bartelt, P. et Lehning, M. : A physical SNOWPACK model for the Swiss avalanche warning : : Part I : numerical model, Cold Reg. Sci. Technol., 35, 123–145, 2002.

Beffrey, G., Jaubert, G., et Dabas, A. : Foehn flow and stable air mass in the Rhine valley : the beginning of a MAP event, Q. J. Roy. Meteor. Soc., 130, 541–560, 2004.

Beljaars, A. et Holtslag, A. : Flux parameterization over land surfaces for atmospheric models, J. Appl. Meteorol., 30, 327–341, 1991.

Beljaars, A., Brown, A., et Wood, N. : A new parametrization of turbulent orographic form drag, Q. J. Roy. Meteor. Soc., 130, 1327–1347, 2004.

Bernhardt, M., Zängl, G., Liston, G., Strasser, U., et Mauser, W. : Using wind fields from a high-resolution atmospheric model for simulating snow dynamics in mountainous terrain, Hydrol. Proces., 23, 1064–1075, 2009.

Bernhardt, M., Liston, G., Strasser, U., Zängl, G., et Schulz, K. : High resolution modelling of snow transport in complex terrain using downscaled MM5 wind fields, The Cryosphere, 4, 99–113, 2010.

Beyers, J. et Harms, T. : Outdoors modelling of snowdrift at SANAE IV Research Station, Antarctica, J. Wind Eng. Ind. Aerod., 91, 551–569, 2003.

Bintanja, R. : Snowdrift suspension and atmospheric turbulence. Part I : theoretical background and model description, Boundary-Layer Meteorol., 95, 343–368, 2000a.

Bintanja, R. : Snowdrift suspension and atmospheric turbulence. Part II : Results of model simulations, Boundary-Layer Meteorol., 95, 369–395, 2000b.

Bintanja, R. : Modification of the wind speed profile caused by snowdrift : results from observations, Q. J. Roy. Meteor. Soc., 127, 2417–2434, 2001a.

Bintanja, R. : Modelling snowdrift sublimation and its effect on the moisture budget of the atmospheric boundary layer, Tellus A, 53, 215–232, 2001b.

Blein, S. : Modélisation réaliste d'un écoulement de couche limite catabatique le long du Grand Colon, massif de Belledonne, Master's thesis, Laboratoire des Ecoulements Géophysiques et Industriels, Université Joseph Fourier, Grenoble, France, 2012.

Boone, A. et Etchevers, P. : An intercomparison of three snow schemes of varying complexity coupled to the same land surface model : local-scale evaluation at an Alpine site, J. Hydrometeor., 2, 374–394, 2001.

Boone, A., Masson, V., Meyers, T., et Noilhan, J. : The influence of the inclusion of soil freezing on simulations by a soil–vegetation–atmosphere transfer scheme, J. Appl. Meteorol., 39, 1544–1569, 2000.

Bougeault, P., Binder, P., Buzzi, A., Dirks, R., Houze, R., Kuettner, J., Smith, R., Steinacker, R., Volkert, H., et al. : The MAP special observing period, Bull. Amer. Meteor. Soc, 82, 433–462, 2001.

Brown, T. et Pomeroy, J. : A blowing snow particle detector, Cold Reg. Sci. Technol., 16, 167–174, 1989.

Brun, C. et Chollet, J. : LES of Scalar transport in a turbulent katabatic flow along a curved slope in the context of stably stratified atmospheric boundary layer., in : Proceedings of the EGU General Assembly, 2-7 May, 2010, Vienna, Austria, 2010.

Brun, E., Martin, E., Simon, V., Gendre, C., et Coleou, C. : An energy and mass balance model of snow cover suitable for operational avalanche forecasting, J. Glaciol., 35, 333–342, 1989.

Brun, E., David, P., Sudul, M., et Brunot, G. : A numerical model to simulate snow cover stratigraphy for operational avalanche forecasting, J. Glaciol., 38, 13–22, 1992.

Brun, E., Six, D., Picard, G., Vionnet, V., Arnaud, L., Bazile, E., Boone, A., Bouchard, A., Genthon, C., Guidard, V., Le Moigne, P., Rabier, F., et Seity, Y. : Snow/atmosphere coupled simulation at Dome C, Antarctica, J. Glaciol., 52, 721 – 736, 2011.

Brun, E., Vionnet, V., Boone, A., Decharme, B., Karbou, F., Peings, Y., S.Morin, et Valette, R. : Simulation of northern Eurasian local snow depth, mass and density using a detailed snowpack model and meteorological reanalyses, J. Hydrometeorol., Accepté, 2012a.

Brun, E., Vionnet, V., Morin, S., Boone, A., Martin, E., Faroux, S., Le Moigne, P., et Willemet, J. : Le modèle de manteau neigeux Crocus et ses applications, La Météorologie, 76, 44–54, 2012b.

Budd, W. : The drifting of non-uniform snow particles, Studies in Antarctic Meteorology, 9, 59, 1966.

Calaf, M., Oldroyd, H., Hultmark, M., Mutzner, R., et Parlange, M. : Wind Lidar measurements of subgrid scale variability in complex terrain, in : EGU General Assembly Conference Abstracts, vol. 14, p. 14097, 2012.

Carpenter, R., Droegemeier, K., Woodward, P., et Hane, C. : Application of the piecewise parabolic method (PPM) to meteorological modeling, Mon. Wea. Rev., 118, 586–612, 1990.

Carrier, C. : On Slow Viscous Flow, Tech. rep., Office of Naval Research, Contract Nonr-653(00), Brown University, Providence, RI, 1953.

Carruthers, D. et Choularton, T. : A model of the feeder–seeder mechanism of orographic rain including stratification and wind-drift effects, Q. J. Roy. Meteor. Soc., 109, 575–588, 1983.

Castelle, T. : Transport de la neige par le vent en montagne : approche expé rimentale du site du Col du Lac Blanc, Ph.D. thesis, Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne, Suisse, 1994.

Choularton, T. et Perry, S. : A model of the orographic enhancement of snowfall by the seeder-feeder mechanism, Q. J. Roy. Meteor. Soc., 112, 335–345, 1986.

Chow, F., Weigel, A., Street, R., Rotach, M., et Xue, M. : High-resolution large-eddy simulations of flow in a steep Alpine valley. Part I : Methodology, verification, and sensitivity experiments, J. Appl. Meteorol. Clim., 45, 63–86, 2006.

Chritin, V., Bolognesi, R., et Gubler, H. : FlowCapt : a new acoustic sensor to measure snowdrift and wind velocity for avalanche forecasting, Cold Reg. Sci. Technol., 30, 125–133, 1999.

Cierco, F., Naaim-Bouvet, F., et Bellot, H. : Acoustic sensors for snowdrift measurements : How should they be used for research purposes ?, Cold Reg. Sci. Technol., 49, 74–87, 2007.

Claremar, B., Obleitner, F., Reijmer, C., Pohjola, V., Waxegård, A., Karner, F., et Rutgersson, A. : Applying a Mesoscale Atmospheric Model to Svalbard Glaciers, Adv. Meteorol., 2012, 2012.

Clifton, A., Ruedi, J., et Lehning, M. : Snow saltation threshold measurements in a drifting-snow wind tunnel, J. Glaciol., 52, 585–596, 2006.

Colella, P. et Woodward, P. : The piecewise parabolic method (PPM) for gas-dynamical simulations, J. Comput. Phys., 54, 174–201, 1984.

Csanady, G. : Turbulent diffusion of heavy particles in the atmosphere., J. Atmos. Sci., 20, 201–208, 1963.

Cuxart, J., Bougeault, P., et Redelsperger, J. : A turbulence scheme allowing for mesoscale and large-eddy simulations, Q. J.Roy. Meteor. Soc., 126, 1–30, 2000.

Dadic, R., Mott, R., Lehning, M., et Burlando, P. : Wind influence on snow depth distribution and accumulation over glaciers, J. Geophys. Res., 115, F01 012, 2010a.

Dadic, R., Mott, R., Lehning, M., et Burlando, P. : Parameterization for wind–induced preferential deposition of snow, Hydrol. Process., 24, 1994–2006, 2010b.

De Wekker, S., Steyn, D., Fast, J., Rotach, M., et Zhong, S. : The performance of RAMS in representing the convective boundary layer structure in a very steep valley, Environ. Fluid Mech., 5, 35–62, 2005.

Deardorff, J. : Numerical investigation of neutral and unstable planetary boundary layers, J. Atmos. Sci., 29, 91–115, 1972.

Delpech, P., Palier, P., et Gandemer, J. : Snowdrifting simulation around Antarctic buildings, J. Wind Eng. Ind. Aerod., 74, 567–576, 1998.

Déry, S. et Yau, M. : A bulk blowing snow model, Boundary-Layer Meteorol., 93, 237–251, 1999.

Déry, S. et Yau, M. : Simulation of blowing snow in the Canadian Arctic using a double-moment model, Boundary-Layer Meteorol., 99, 297–316, 2001.

Déry, S. et Yau, M. : Simulation of an Arctic ground blizzard using a coupled blowing snow-atmosphere model, J. Hydrometeor., 2, 579–598, 2001.

Déry, S., Taylor, P., et Xiao, J. : The thermodynamic effects of sublimating, blowing snow in the atmospheric boundary layer, Boundary-Layer Meteorol., 89, 251–283, 1998.

Dong, Z., Wang, H., Liu, X., et Wang, X. : A wind tunnel investigation of the influences of fetch length on the flux profile of a sand cloud blowing over a gravel surface, Earth Surf. Proc. Land., 29, 1613–1626, 2004.

Doorschot, J. et Lehning, M. : Equilibrium saltation : mass fluxes, aerodynamic entrainment, and dependence on grain properties, Boundary-Layer Meteorol., 104, 111–130, 2002.

Doorschot, J., Lehning, M., et Vrouwe, A. : Field measurements of snow-drift threshold and mass fluxes, and related model simulations, Boundary-Layer Meteorol., 113, 347–368, 2004.

Dover, S. : Numerical Modelling of Blowing Snow, Ph.D. thesis, University of Leeds, U.K., 1993.

Durand, Y., Brun, E., Mérindol, L., Guyomarc'h, G., Lesaffre, B., et Martin, E. : A meteorological estimation of relevant parameters for snow models, Ann. Glaciol., 18, 65–71, 1993.

Durand, Y., Giraud, G., Brun, E., Mérindol, L., et Martin, E. : A computer-based system simulating snowpack structures as a tool for regional avalanche forecasting, J. Glaciol., 45, 469–484, 1999.

Durand, Y., Guyomarc'h, G., et Merindol, L. : Numerical experiments of wind transport over a mountainous instrumented site : I. Regional scale, Ann. Glaciol., 32, 187–194, 2001.

Durand, Y., Guyomarc'h, G., Rindol, L., et Corripio, J. : Two-dimensional numerical modelling of surface wind velocity and associated snowdrift effects over complex mountainous topography, Ann. Glaciol., 38, 59–70, 2004.

Durand, Y., Guyomarc'h, G., Mérindol, L., et Corripio, J. : Improvement of a numerical snow drift model and field validation, Cold Reg. Sci. Technol., 43, 93–103, 2005.

Durran, D. : Improving the anelastic approximation, J. Atmos. Sci, 46, 1453–1461, 1989.

Dyer, A. : A review of flux-profile relationships, Boundary-Layer Meteorol., 7, 363–372, 1974.

Fierz, C., Armstrong, R., Durand, Y., Etchevers, P., Greene, E., McClung, D., Nishimura, K., Satyawali, P., et Sokratov, S. : The international classification for seasonal snow on the ground, UNESCO/IHP, 2009.

Font, D., Mases, M., et Vilaplana, J. : Experimental mass-flux measurements : a comparison of different gauges with estimated theoretical data, Ann. Glaciol., 26, 225–230, 1998.

Font, D., Sato, T., Kosugi, K., Sato, A., et Vilaplana, J. : Mass-flux measurements in a cold wind tunnel : comparison of the mechanical traps with a snow-particle counter, Ann. Glaciol., 32, 121–124, 2001.

Gal-Chen, T. et Sommerville, R. : On the use of a coordinate transformation for the solution of the Navier-Stokes equations, J. Comput. Phys., 17, 209–228, 1975.

Gallée, H. et Pettré, P. : Dynamical constraints on katabatic wind cessation in Adelie Land, Antarctica, J. Atmos. Sci., 55, 1755–1770, 1998.

Gallée, H., Guyomarc'h, G., et Brun, E. : Impact of snow drift on the Antarctic ice sheet surface mass balance : possible sensitivity to snow-surface properties, Boundary-Layer Meteorol., 99, 1–19, 2001.

Gallée, H., Trouvilliez, A., Agosta, C., Genthon, C., Favier, V., et Naaim-Bouvet, F. : Transport of Snow by the Wind : A Comparison Between Observations in Adélie Land, Antarctica, and Simulations Made with the Regional Climate Model MAR, Boundary-Layer Meteorol., pp. 1–15, 2012.

Galperin, B. et Orszag, S. : Large eddy simulation of complex engineering and geophysical flows, Cambridge Univ. Pr., 1993.

Gauer, P. : Blowing and drifting snow in Alpine terrain : a physically-based numerical model and related field measurements, Ph.D. thesis, Swiss Federal Institute of Technology, Zürich, 1999.

Gauer, P. : Numerical modeling of blowing and drifting snow in Alpine terrain, J. Glaciol., 47, 97–110, 2001.

Genthon, C., Lardeux, P., et Krinner, G. : The surface accumulation and ablation of a coastal blue-ice area near Cap Prudhomme, Terre Adélie, Antarctica, J. Glaciol., 53, 635–645, 2007.

Giraud, G. : MEPRA : an expert system for avalanche risk forecasting, in : International Snow Science Workshop, Breckenridge, CO, pp. 97–104, 1992.

Gordon, M. et Taylor, P. : Measurements of blowing snow, Part I : Particle shape, size distribution, velocity, and number flux at Churchill, Manitoba, Canada, Cold Reg. Sci. Technol., 55, 63–74, 2009.

Gordon, M., Biswas, S., Taylor, P., Hanesiak, J., Albarran-Melzer, M., et Fargey, S. : Measurements of drifting and blowing snow at Iqaluit, Nunavut, Canada during the star project, Atmos.-Ocean, 48, 81–100, 2010.

Grell, G., Dudhia, J., et Stauffer, D. : {A description of the fifth-generation Penn State/NCAR Mesoscale Model (MM5). NCAR Tech}, Note TN-398+ STR, 122, 1995.

Grini, A., Tulet, P., et Gomes, L. : Dusty weather forecasts using the MesoNH mesoscale atmospheric model, J. Geophys. Res., 111, D19 205, 2006.

Groot Zwaaftink, C., Löwe, H., Mott, R., Bavay, M., et Lehning, M. : Drifting snow sublimation : A high-resolution 3-D model with temperature and moisture feedbacks, J. Geophys. Res., 116, D16 107, 2011.

Grussenmeyer, P. et Landes, T. : Lasergrammétrie Terrestre, in : Colloque Images et modèles 3D en milieux naturels - Collection EDYTEM n°12, Le Bourget du Lac, France, 2011.

Guyomarc'h, G. et Mérindol, L. : Validation of an application for forecasting blowing snow, Ann. Glaciol., 26, 138–143, 1998.

Guyomarc'h, G., Durand, Y., et Giraud, G. : Towards an integration of snowdrift modeling in the opearational avalanche forecsast, in : Proceedings of the International Snow Science Workshop, pp. 642–648, Whistler, Canada, 2008.

Hamdi, R. et Masson, V. : Inclusion of a drag approach in the Town Energy Balance (TEB) scheme : Offline 1D evaluation in a street canyon, J. Appl. Meteorol. Clim., 47, 2627–2644, 2008.

Hartman, M., Baron, J., Lammers, R., Cline, D., Band, L., Liston, G., et Tague, C. : Simulations of snow distribution and hydrology in a mountain basin, Water Resour. Res., 35, 1587–1603, 1999.

Hopkinson, C., Sitar, M., Chasmer, L., Gynan, C., Agro, D., Enter, R., Foster, J., Heels, N., Hoffman, C., Nillson, J., et al. : Mapping the spatial distribution of snowpack depth beneath a variable forest canopy using airborne laser altimetry, in : Proceedings of the 58th Eastern Snow Conference, Ottawa, Ontario, Canada : USA, Eastern Snow Conference, pp. 253–264, 2001.

Jaedicke, C. : Drifting snow and snow accumulation in complex arctic terrain, Ph.D. thesis, Geophysical Institute, University of Bergen, 2001.

Jordan, R., Andreas, E., et Makshtas, A. : Heat budget of snow-covered sea ice at North Pole 4, J. Geophys. Res., 104, 7785–7806, 1999.

Kajiya, Y., Kaneda, Y., et Tanji, K. : Factors inducing multivehicular collisions during visibility reduced by snowstorm, Trans. Res. Rec., 1745, 61–66, 2001.

King, J. : Some measurements of turbulence over an Antarctic ice shelf, Q. J. Roy. Meteor. Soc., 116, 379–400, 1990.

Kobayashi, D. : Studies of snow transport in low-level drifting snow, Contributions from the Institute of Low Temperature Science, 24, 1–58, 1972.

Kok, J. et Renno, N. : A comprehensive numerical model of steady state saltation (COMSALT), J. Geophys. Res., 114, D17 204, 2009.

Kosugi, K., Nishimura, K., et Maeno, N. : Snow ripples and their contribution to the mass transport of drifting snow, Boundary-Layer Meteorol., 59, 59–66, 1992.

Kosugi, K., Sato, T., et Sato, A. : Dependence of drifting snow saltation lengths on snow surface hardness, Cold Reg. Sci. Technol., 39, 133–139, 2004.

Kotlyakov, V. : Results of a study of the processes of formation and structure of the upper layer of the ice sheet in eastern Antarctica, IASH Publ, 55, 88–99, 1961.

Lafore, J., Stein, J., Asencio, N., Bougeault, P., Ducrocq, V., Duron, J., Fischer, C., Héreil, P., Mascart, P., Masson, V., et al. : The Meso-NH atmospheric simulation system. Part I : adiabatic formulation and control simulations, Ann. Geophys., 16, 90–109, 1998.

Largeron, Y. : Dynamique de la Couche Limite Atmosphérique stable en relief complexe. Application aux épisodes de pollution particulaire des vallées alpines., Ph.D. thesis, Université Joseph Fourier, grenoble, France, 2010.

Lascaux, F., Richard, E., et Pinty, J. : Numerical simulations of three different MAP IOPs and the associated microphysical processes, Q. J. Roy. Meteor. Soc., 132, 1907–1926, 2006.

Lee, L. : Sublimation of snow in turbulent atmosphere, Ph.D. thesis, University of Wyoming, 1975.

Lehning, M. et Fierz, C. : Assessment of snow transport in avalanche terrain, Cold Reg. Sci. Technol., 51, 240–252, 2008.

Lehning, M., Doorschot, J., et Bartelt, P. : A snowdrift index based on SNOWPACK model calculations, Ann. Glaciol., 31, 382–386, 2000.

Lehning, M., Löwe, H., Ryser, M., et Raderschall, N. : Inhomogeneous precipitation distribution and snow transport in steep terrain, Water Resour. Res., 44, W07 404, 2008.

Lenaerts, J. et van den Broeke, M. : Modeling drifting snow in Antarctica with a regional climate model : 2. Results, J. Geophys. Res., 117, D05 109, 2012.

Lenaerts, J., van den Broeke, M., Déry, S., van Meijgaard, E., van de Berg, W., Palm, S., et Rodrigo, J. : Modeling drifting snow in Antarctica with a regional climate model : 1. Methods and model evaluation, J. Geophys. Res., 117, D05 108, 2012a.

Lenaerts, J., van den Broeke, M., Scarchilli, C., et Agosta, C. : Impact of model resolution on simulated wind, drifting snow and surface mass balance in Terre Adélie, East Antarctica, J. Glaciol., 58, 821–829, 2012b.

Leonard, K., Tremblay, L., Thom, J., MacAyeal, D., et al. : Drifting snow threshold measurements near McMurdo station, Antarctica : A sensor comparison study, Cold Reg. Sci. Technol., 70, 71–80, 2011.

Lesaffre, B., Pougatch, E., et Martin, E. : Objective determination of snow-grain characteristics from images, Ann. Glaciol., 26, 112–118, 1998.

Li, L. et Pomeroy, J. : Estimates of threshold wind speeds for snow transport using meteorological data, J. Appl. Meteorol., 36, 205–213, 1997.

Liston, G. : Representing subgrid snow cover heterogeneities in regional and global models, J. Climate, 17, 1381–1397, 2004.

Liston, G. et Sturm, M. : A snow-transport model for complex terrain, J. Glaciol., 44, 498–516, 1998.

Liston, G. et Sturm, M. : The role of winter sublimation in the Arctic moisture budget, Nordic Hydrol., 35, 325–334, 2004.

Liston, G., Haehnel, R., Sturm, M., Hiemstra, C., Berezovskaya, S., et Tabler, R. : Simulating complex snow distributions in windy environments using SnowTran-3D, J. Glaciol., 53, 241–256, 2007.

Liu, X., Osher, S., et Chan, T. : Weighted essentially non-oscillatory schemes, J. Comput. Phys., 115, 200–212, 1994.

Louis, J. : A parametric model of vertical eddy fluxes in the atmosphere, Bound. Layer Meteorol., 17, 187–202, 1979.

MacDonald, J. et Pomeroy, J. : Gauge undercatch of two common snowfall gauges in a prairie environment, in : Proceedings of the 64th Eastern Snow Conference, St. John‘s, Canada, vol. 29, pp. 119–124, 2007.

MacDonald, M., Pomeroy, J., et Pietroniro, A. : On the importance of sublimation to an alpine snow mass balance in the Canadian Rocky Mountains, Hydrol. Earth Syst. Sci., 14, 1401–1415, 2010.

Mahesh, A., Eager, R., Campbell, J., et Spinhirne, J. : Observations of blowing snow at the South Pole, J. Geophys. Res, 108, 4707, 2003.

Mann, G. : Surface Heat and water vapour budgets over Antarctica, Ph.D. thesis, The Environment Center, The University of Leeds, U.K., 1998.

Mann, G., Anderson, P., et Mobbs, S. : Profile measurements of blowing snow at Halley, Antarctica, J. Geophys. Res., 105, 24–491, 2000.

Martin, E. et Lejeune, Y. : Turbulent fluxes above the snow surface, Ann. Glaciol., 26, 179–183, 1998.

Masson, V. et Seity, Y. : Including atmospheric layers in vegetation and urban offline surface schemes, . Appl. Meteorol. Clim., 48, 1377–1397, 2009.

Masson, V., Champeaux, J., Chauvin, F., Meriguet, C., et Lacaze, R. : A global database of land surface parameters at 1-km resolution in meteorological and climate models, J. Climate, 16, 1261–1282, 2003.

Masson, V., Moigne, P. L., Martin, E., et et al. : SURFEX v7 : An externalized and evolutive system for energy and mass exchanges between the Earth surfaces and the atmosphere, Geosci. Model. Dev. Discuss., in prep.

Matsuzawa, M., Kajiya, Y., et Takeuchi, M. : The development and validation of a method to estimate visibility during snowfall and blowing snow, Cold Reg. Sci. Technol., 41, 91–109, 2005.

Meister, R. : Influence of strong winds on snow distribution and avalanche activity, Ann. Glaciol., 13, 195–201, 1989.

Michaux, J., Naaim-Bouvet, F., et Naaim, M. : Drifting-snow studies over an instrumented mountainous site : II. Measurements and numerical model at small scale, Ann. Glaciol., 32, 175–181, 2001.

Michaux, J.-L. : Etude, compréhension et modélisation des phénomènes liés au transport de la neige par le vent, Ph.D. thesis, Université Joseph Fourier, Grenoble, France, 2003.

Michioka, T. et Chow, F. : High-resolution large-eddy simulations of scalar transport in atmospheric boundary layer flow over complex terrain, J. Appl. Meteorol. Clim., 47, 3150–3169, 2008.

Monin, A. et Obukhov, A. : Basic laws of turbulent mixing in the surface layer of the atmosphere (in Russian), Trudy Geofiz. Inst. Acad. Nauk SSSR, 24, 163–187, 1954.

Morrison, H., Curry, J., et Khvorostyanov, V. : A new double-moment microphysics parameterization for application in cloud and climate models. Part I : Description, J. Atmos. Sci., 62, 1665–1677, 2005.

Mott, R. et Lehning, M. : Meteorological modeling of very high-resolution wind fields and snow deposition for mountains, J. Hydrometeor., 11, 934–949, 2010.

Mott, R., Schirmer, M., Bavay, M., Grünewald, T., et Lehning, M. : Understanding snow-transport processes shaping the mountain snow-cover, The Cryosphere, 4, 545–559, 2010.

Mott, R., Schirmer, M., et Lehning, M. : Scaling properties of wind and snow depth distribution in an Alpine catchment, J. Geophy. Res., 116, D06 106, 2011.

Mott, R., Gromke, C., Grünewald, T., et Lehning, M. : Relative importance of advective heat transport and boundary layer decoupling in the melt dynamics of a patchy snow cover, Adv. Water Resour., 2012.

Naaim, M. et Martinez, H. : Experimental and theoretical determination of concentration profiles and influence of particle characteristics in blowing snow, Surveys in Geophysics, 16, 695–710, 1995.

Naaim, M., Naaim-Bouvet, F., et Martinez, H. : Numerical simulation of drifting snow : erosion and deposition models, Ann. Glaciol., 26, 191–196, 1998.

Naaim-Bouvet, F., Naaim, M., et Martinez, H. : Profils de concentration de la neige soufflée. Théorie, résolution numérique et validation expérimentale in situ, La Houille Blanche, 51, 53–57, 1996.

Naaim-Bouvet, F., Bellot, H., et Naaim, M. : Back analysis of drifting-snow measurements over an instrumented mountainous site, Ann. Glaciol., 51, 207–217, 2010.

Naaim-Bouvet, F., Naaim, M., Bellot, H., et Nishimura, K. : Wind and drifting-snow gust factor in an Alpine context, Ann. Glaciol., 52, 223, 2011.

Nemoto, M. et Nishimura, K. : Numerical simulation of snow saltation and suspension in a turbulent boundary layer, J. Geophys. Res., 109, D18 206, 2004.

Nemoto, M. et Nishumura, K. : Direct measurement of shear stress during snow saltation, Boundary-layer Meteorol., 100, 149–170, 2001.

Nishimura, K. et Hunt, J. : Saltation and incipient suspension above a flat particle bed below a turbulent boundary layer, J. Fluid Mech., 417, 77–102, 2000.

Nishimura, K. et Nemoto, M. : Blowing snow at Mizuho station, Antarctica, Phil. Trans. R. Soc. A, 363, 1647–1662, 2005.

Noilhan, J. et Mahfouf, J.-F. : The ISBA land surface parameterization scheme, Global Planet. Change, 17, 145–159, 1996.

Noilhan, J. et Planton, S. : A simple parameterization of land surfaces processes for meteorological models, Mon. Wea. Rev., 117, 536–549, 1989.

Owen, P. : Saltation of uniform grains in air, J. Fluid Mech., 20, 225–242, 1964.

Pagowski, M. : An iterative solution of flux–profile relationships in the surface layer for regional model applications, Atmos. Environ., 40, 6892–6897, 2006.

Pahaut, E. : La métamorphose des cristaux de neige (Snow crystal metamorphosis), vol. 96 of *Monographies de la Météorologie Nationale*, Météo France, 1976.

Papadopoulos, K., Stefantos, N., Paulsen, U., et Morfiadakis, E. : Effects of turbulence and flow inclination on the performance of cup anemometers in the field, Boundary-Layer Meteorol., 101, 77–107, 2001.

Paulson, C. : The mathematical representation of wind speed and temperature profiles in the unstable atmospheric surface layer, J. Appl. Meteorol., 9, 857–861, 1970.

Pinty, J. et Jabouille, P. : A mixed-phase cloud parameterization for use in a mesoscale non-hydrostatic model : simulations of a squall line and of orographic precipitations, in : Conf. on Cloud Physics, pp. 217–220, 1998.

Pomeroy, J. et Essery, R. : Turbulent fluxes during blowing snow : field tests of model sublimation predictions, Hydrol. Process., 13, 2963–2975, 1999.

Pomeroy, J. et Gray, D. : Saltation of snow, Water Resour. Res, 26, 1583–1594, 1990.

Pomeroy, J. et Gray, D. : Snowcover accumulation, relocation and management, National Hydrology Research Institute Science Report No. 7, NHRI Environment Canada, Saskatoon, 1995.

Pomeroy, J. et Male, D. : Optical properties of blowing snow, J. Glaciol., 34, 3–10, 1988.

Pomeroy, J. et Male, D. : Steady-state suspension of snow, J. Hydrol., 136, 275–301, 1992.

Pomeroy, J., Marsh, P., et Gray, D. : Application of a distributed blowing snow model to the Arctic, Hydrol. Process., 11, 1451–1464, 1997.

Prokop, A. : Assessing the applicability of terrestrial laser scanning for spatial snow depth measurements, Cold Reg. Sci. Technol., 54, 155 – 163, 2008.

Prokop, A., Schirmer, M., Rub, M., Lehning, M., et Stocker, M. : A comparison of measurement methods : terrestrial laser scanning, tachymetry and snow probing for the determination of the spatial snow-depth distribution on slopes, Ann. Glaciol., 49, 210–216, 2008.

Pruppacher, H., Klett, J., et Wang, P. : Microphysics of clouds and precipitation, 1998.

Raderschall, N., Lehning, M., et Schär, C. : Fine-scale modeling of the boundary layer wind field over steep topography, Water Resour. Res., 44, W09 425, 2008.

Redelsperger, J. et Sommeria, G. : Méthode de représentation de la turbulence d'échelle inférieure à la maille pour un modèle tri-dimensionnel de convection nuageuse, Boundary-Layer Meteorol., 21, 509–530, 1981.

Redelsperger, J., Mahé, F., et Carlotti, P. : A simple and general subgrid model suitable both for surface layer and free-stream turbulence, Boundary-Layer Meteorol., 101, 375–408, 2001.

Ross, A., Arnold, S., Vosper, S., Mobbs, S., Dixon, N., et Robins, A. : A comparison of wind-tunnel experiments and numerical simulations of neutral and stratified flow over a hill, Boundary-Layer Meteorol., 113, 427–459, 2004.

Rouault, M., Mestayer, P., et Schiestel, R. : A model of evaporating spray droplet dispersion, J. Geophys. Res., 96, 7181–7200, 1991.

Ryan, B. : A Mathematical Model for Diagnosis and Prediction of Surface Winds in Mountainous Terrain., J. Appl. Meteorol., 16, 571–584, 1977.

Sato, T., Kimura, T., Ishimaru, T., et Maruyama, T. : Field test of a new snow-particle counter (SPC) system, Ann. Glaciol., 18, 149–154, 1993.

Sato, T., Mochizuki, S., Kosugi, K., et Nemoto, M. : Effects of particle shape on mass flux measurement of drifting snow by snow particle counter, Seppyo, 67, 493–503, 2005.

Savelyev, S. : Studies of blowing snow and its impact on the atmospheric surface layer, Ph.D. thesis, York University, Toronto, Ontario, Canada, 2012.

Schär, C., Leuenberger, D., Fuhrer, O., Lüthi, D., et Girard, C. : A new terrain-following vertical coordinate formulation for atmospheric prediction models, Mon. Wea. Rev., 130, 2459–2480, 2002.

Schirmer, M., Wirz, V., Clifton, A., et Lehning, M. : Persistence in intra-annual snow depth distribution : 1. Measurements and topographic control, Water Resour. Res., 47, W09 516, 2011.

Schmidt, R. : Threshold wind-speeds and elastic impact in snow transport, J. Glaciol., 26, 453–467, 1980.

Schmidt, R. : Vertical profiles of wind speed, snow concentrations, and humidity in blowing snow, Boundary-Layer Meteorol., 23, 223–246, 1982.

Schneiderbauer, S. et Prokop, A. : The atmospheric snow-transport model : SnowDrift3D, J. Glaciol., 57, 526–542, 2011.

Seity, Y., Brousseau, P., Malardel, S., Hello, G., Bénard, P., Bouttier, F., Lac, C., et Masson, V. : The AROME-France convective-scale operational model, Mon. Wea. Rev., 139, 976–991, 2011.

Sevruk, B., Ondrás, M., et Chvíla, B. : The WMO precipitation measurement intercomparisons, Atmospheric Research, 92, 376–380, 2009.

Shao, Y. : Physics and modelling of wind erosion, vol. 37, Springer Verlag, 2008.

Sherman, D. et Farrell, E. : Aerodynamic roughness lengths over movable beds : Comparison of wind tunnel and field data, J. Geophys. Res, 113, F02S08, 2008.

Shiotani, M. et Arai, H. : On the vertical distribution of blowing snow, Physics of Snow and Ice : proceedings, 1, 1075–1083, 1967.

Sirguey, P., Mathieu, R., Arnaud, Y., Khan, M. M., et Chanussot, J. : Improving MODIS spatial resolution for snow mapping using wavelet fusion and ARSIS concept, IEEE Geosci. Remote S., 5, 78–82, 2008.

Skamarock, W. : Positive-definite and monotonic limiters for unrestricted-time-step transport schemes, Mon. Wea. Rev., 134, 2241–2250, 2006.

Sommerfeld, R. et Businger, J. : The density profile of blown snow, J. Geophys. Res., 70, 3303–3306, 1965.

Sørensen, M. : An analytic model of wind-blown sand transport., Acta Mechanica (Suppl.), 1, 67–81, 1991.

Sørensen, M. : On the rate of aeolian sand transport, Geomorphology, 59, 53–62, 2004.

Sovilla, B., McElwaine, J., Schaer, M., et Vallet, J. : Variation of deposition depth with slope angle in snow avalanches : Measurements from Vallée de la Sionne, J. Geophys. Res, 115, F02 016, 2010.

Stein, J., Richard, E., Lafore, J., Pinty, J., Asencio, N., et Cosma, S. : High-resolution non-hydrostatic simulations of flash-flood episodes with grid-nesting and ice-phase parameterization, Meteorol. Atmos. Phys., 72, 203–221, 2000.

Straka, J. : Cloud and Precipitation Microphysics, Cambridge University Press, Cambridge, 2009.

Strasser, U., Bernhardt, M., Weber, M., Liston, G., et Mauser, W. : Is snow sublimation important in the alpine water balance ?, The Cryosphere, 2, 53–66, 2008.

Stull, R. : An introduction to boundary layer meteorology, vol. 13, Springer, 1988.

Sugiura, K., Nishimura, K., Maeno, N., et Kimura, T. : Measurements of snow mass flux and transport rate at different particle diameters in drifting snow, Cold Reg. Sci. Technol., 27, 83–89, 1998.

Sundsbø, P. : Numerical modelling and simulation of snow drift, Ph.D. thesis, Ph. D. thesis, Norwegian University of Science and Technology, Trondheim, 1997.

Szintai, B., Kaufmann, P., et Rotach, M. : Simulation of Pollutant Transport in Complex Terrain with a Numerical Weather Prediction–Particle Dispersion Model Combination, Boundary-Layer Meteorol., 137, 373–396, 2010.

Tabler, R. : Estimating the transport and evaporation of blowing snow, in : Symposium on Snow Management on the Great Plains (Bismarck, N. Dak. ; July 1975) Proceedings, pp. 85–104, 1975.

Tabler, R. : Self-similarity of wind profiles in blowing snow allows outdoor modeling, J. Glaciol., 26, 421–434, 1980.

Tabler, R. et Jairell, R. : Trapping efficiency of snow fences and implications for system design, Trans. Res. Rec., 1993.

Takahashi, S. : Characteristics of drifting snow at Mizuho Station, Antarctica, Ann. Glaciol., 6, 71–75, 1985.

Takeuchi, M. : Vertical profile and horizontal increase of drift snow transport, J. Glaciol., 26, 1980.

Thorpe, A. et Mason, B. : The evaporation of ice spheres and ice crystals, Brit. J. Appl. Phys., 17, 541, 1966.

Trouvilliez, A., Gallée, H., Naaim-Bouvet, F., Genthon, C., Favier, V., et al. : Transport de la neige par le vent, observations et modélisation en Terre Adélie, Antarctique, 7èmes Journées Scientifiques du Conseil National Français des Recherches Arctique et Antarctique, 2011.

Ungar, J. et Haff, P. : Steady state saltation in air, Sedimentology, 34, 289–299, 1987.

Vallet, J. : La Lasergrammétrie Aéroporté : Approches Théoriques, Concepts, Méthodes, in : Colloque Images et modèles 3D en milieux naturels - Collection EDYTEM n°12, Le Bourget du Lac, France, 2011.

Vionnet, V., Brun, E., Morin, S., Boone, A., Faroux, S., Le Moigne, P., Martin, E., et Willemet, J.-M. : The detailed snowpack scheme Crocus and its implementation in SURFEX v7.2, Geosci. Model. Dev., 5, 773–791, 2012a.

Vionnet, V., Guyomarc'h, G., Naaim Bouvet, F., Martin, E., Durand, Y., Bellot, H., Bel, C., et Puglièse, P. : Occurrence of blowing snow events at an alpine site over a 10-year period : observations and modelling, Adv. Water Resour., 2012b.

Wang, L. et Stock, D. : Dispersion of heavy particles by turbulent motion, J. Atmos. Sci., 50, 1897–1913, 1993.

Wastl, C. et Zängl, G. : Mountain–valley precipitation differences in the northern Alps : an exemplary high-resolution modeling study, Meteorol. Atmos. Phys., 108, 29–42, 2010.

Weigel, A., Chow, F., Rotach, M., Street, R., et Xue, M. : High-resolution large-eddy simulations of flow in a steep Alpine valley. Part II : Flow structure and heat budgets, J. Appl. Meteorol. Clim., 45, 87–107, 2006.

Wever, N., Lehning, M., Clifton, A., Rüedi, J., Nishimura, K., Nemoto, M., Yamaguchi, S., et Sato, A. : Verification of moisture budgets during drifting snow conditions in a cold wind tunnel, Water Resour. Res, 45, W07 423, 2009.

Wilczak, J., Oncley, S., et Stage, S. : Sonic anemometer tilt correction algorithms, Boundary-Layer Meteorol., 99, 127–150, 2001.

Winstral, A. et Marks, D. : Simulating wind fields and snow redistribution using terrain-based parameters to model snow accumulation and melt over a semi-arid mountain catchment, Hydrol. Process., 16, 3585–3603, 2002.

Winstral, A., Elder, K., et Davis, R. : Spatial snow modeling of wind-redistributed snow using terrain-based parameters, J. Hydrometeorol., 3, 524–538, 2002.

Wood, N. : The onset of separation in neutral, turbulent flow over hills, Boundary-Layer Meteorol., 76, 137–164, 1995.

Xiao, J., Bintanja, R., Déry, S., Mann, G., et Taylor, P. : An intercomparison among four models of blowing snow, Boundary-Layer Meteorol., 97, 109–135, 2000.

Xue, M., Droegemeier, K., et Wong, V. : The Advanced Regional Prediction System (ARPS)–A multi-scale nonhydrostatic atmospheric simulation and prediction model. Part I : Model dynamics and verification, Meteorol. Atmos. Phys., 75, 161–193, 2000.

Yang, J. et Yau, M. : A new triple-moment blowing snow model, Boundary-Layer Meteorol., 126, 137–155, 2008.

Yang, J., Yau, M., Fang, X., et Pomeroy, J. : A triple-moment blowing snow-atmospheric model and its application in computing the seasonal wintertime snow mass budget, Hydrol. Earth Syst. Sc., 14, 1063–1079, 2010.